Université d'Aix-Marseille

THESE
pour obtenir le grade de
docteur de l'Université d'Aix-Marseille

Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Hydrogéologie
Ecole doctorale 251 : Sciences de l'environnement
Laboratoire du CEREGE UM 34

présentée par

Pierre Séraphin

Contribution du traçage isotopique ($\delta^{18}O$ et δD) à la compréhension et à la modélisation hydrogéologique de la nappe de la Crau

soutenue le 23 novembre 2016, devant un jury composé de :

M. Christian Leduc	Directeur de Recherche, Institut de Recherche pour le Développement	Rapporteur
M. Wolfram Kloppmann	Chargé de Recherche, Bureau de Recherches Géologiques et Minières	Rapporteur
Mme Christelle Marlin	Professeur, Université Paris-Sud 11	Examinateur
M. Nicolas Flipo	Directeur de Recherche, École nationale supérieure des mines de Paris	Examinateur
Mme Christine Vallet-Coulomb	Maître de Conférences, Université Aix-Marseille	Directeur de thèse
M. Julio Gonçalvès	Professeur, Université Aix-Marseille	Co-directeur de thèse

REMERCIEMENTS

TABLES DES MATIERES

1. INTRODUCTION GENERALE 11

1.1. LA MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE 12
1.2. LES METHODES D'ESTIMATION DE LA RECHARGE 13
1.2.1. TRACEURS GEOCHIMIQUES 13
1.2.1.1. ISOTOPES STABLES DE L'EAU (δD ; $\delta^{18}O$) 14
1.2.2. METHODES D'ANALYSE DES FLUCTUATIONS DE NAPPE 15
1.3. LES METHODES D'ESTIMATION DES COEFFICIENTS DE STOCKAGE 15
1.3.1. HYDRO-GRAVIMETRIE 16
1.4. LA PLAINE DE LA CRAU 17
1.5. OBJECTIFS ET ORGANISATION DE L'ETUDE 19

2. ETAT DES CONNAISSANCES DE L'HYDROSYSTEME DE LA CRAU 21

2.1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE 22
2.1.1. TOPOGRAPHIE DE LA REGION 22
2.1.2. LE CLIMAT 23
2.1.3. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CRAU 24
2.1.3.1. CRETACE 24
2.1.3.2. PALEOGENE 26
2.1.3.3. MIOCENE 26
2.1.3.4. PLIO-QUATERNAIRE 28
2.1.3.5. SYNTHESE 32
2.1.4. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE 34
2.1.4.1. CONDITIONS AUX LIMITES DE LA NAPPE DES CAILLOUTIS 34
2.1.4.2. LE SUBSTRATUM DES CAILLOUTIS 36
2.1.4.3. RESEAUX DE SUIVIS QUANTITATIFS ET QUALITATIFS 38
2.2. LES ENTREES ET SORTIES DE LA NAPPE DE LA CRAU 40
2.2.1. LA RECHARGE DE SURFACE 40
2.2.2. LES ENTREES LATERALES 41
2.2.3. LES SORTIES NATURELLES 42
2.2.4. LES PRELEVEMENTS 45
2.2.4.1. ALIMENTATION EN EAUX POTABLES (AEP) 45
2.2.4.2. ALIMENTATION EN EAUX INDUSTRIELLES (AEI) 47
2.2.4.3. ALIMENTATION EN EAUX AGRICOLES (AEA) 47
2.3. BILANS HYDROLOGIQUES OBTENUS PAR MODELISATIONS 49
2.3.1. PREMIER BILAN HYDROLOGIQUE DU BRGM (1964) 49
2.3.2. MODELE HYDROGEOLOGIQUE MARTCRAU (1995) 49
2.3.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE L'INRA (2013) 51
2.4. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES ET HYDRODYNAMIQUES 52
2.4.1. PERMEABILITE 52

2.4.1.1. MESURES *IN SITU* 52
2.4.1.2. METHODE LITHOLOGIQUE 53
2.4.1.3. METHODE DE PORCHET 55
2.4.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE 56
2.4.3. DONNEES GEOCHIMIQUES 58

3. ESTIMATION DES RECHARGES DE L'AQUIFERE 61

3.1. PRÉAMBULE 62
3.2. PARTITIONING GROUNDWATER RECHARGE BETWEEN RAINFALL INFILTRATION AND IRRIGATION RETURN FLOW USING STABLE ISOTOPES: THE CRAU AQUIFER 62
3.3. ADDENDUM 76
3.4. ASSESSING IRRIGATION RETURN FLOWS IN A MEDITERRANEAN ALLUVIAL-TYPE AQUIFER USING ENVIRONMENTAL TRACERS 77

4. ESTIMATION DES POROSITES DE DRAINAGE 79

4.1. PRÉAMBULE 80
4.2. MULTI-APPROACH ASSESSMENT OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE SPECIFIC YIELD: CASE STUDY OF THE ALLUVIAL-TYPE CRAU PLAIN AQUIFER, FRANCE 81
4.2.1. INTRODUCTION 81
4.2.2. HYDROGEOLOGICAL SETTINGS 82
4.2.2.1. THE CRAU PLAIN AQUIFER 82
4.2.2.2. HYDROLOGICAL DATA 84
4.2.3. MATERIAL AND METHODS 84
4.2.3.1. IDENTIFICATION OF THE MAJOR RAINFALL EVENTS 84
4.2.3.2. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 85
4.2.3.3. REPRODUCING INFILTRATION ACROSS THE UNSATURATED ZONE 87
4.2.3.3.1. THEORETICAL BACKGROUND 87
4.2.3.3.2. NUMERICAL TREATMENT AND IMPLEMENTATION OF THE INFILTRATION MODEL 88
4.2.3.4. GRAVIMETRY 89
4.2.3.4.1. SURVEY SETUP AND DATA PROCESSING 89
4.2.3.4.2. INFERRING POROSITY FROM GRAVIMETRY MEASUREMENTS 90
4.2.4. RESULTS 90
4.2.4.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 90
4.2.4.2. INFILTRATION MODEL 91
4.2.4.3. GRAVIMETRY 92
4.2.4.3.1. AT THE AQUIFER SCALE 92
4.2.4.3.2. AT THE MEASUREMENT POINT SCALE 93
4.2.5. DISCUSSION 93
4.2.5.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 94
4.2.5.2. INFILTRATION MODEL 95
4.2.5.3. GRAVIMETRY 95
4.2.5.4. SPECIFIC YIELD SPATIAL DISTRIBUTION AND GLOBAL GROUNDWATER BUDGET 96
4.2.6. CONCLUSION 97
4.3. ADDENDUM 100

5. NOUVELLE MODELISATION DE LA NAPPE DE LA CRAU 103

5.1. INTRODUCTION 105
5.2. ANALYSES ET TRAITEMENTS DES DONNEES 106
5.2.1. PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DE LA CRAU 106
5.2.1.1. CONSTRUCTION DE CARTES PIEZOMETRIQUES ACTUALISEES 106
5.2.1.2. PIEZOMETRIE MOYENNE DE LONG TERME 112
5.2.2. MODELE GEOMETRIQUE DE LA PLAINE DE LA CRAU 115
5.2.2.1. UNE GEOMETRIE REALISTE DE L'HYDRO-SYSTEME DE LA CRAU 115
5.2.2.1.1. HOLOCENE 117
5.2.2.1.2. PLIO-QUATERNAIRE (CAILLOUTIS) 117
5.2.2.1.3. PLIOCENE ARGILEUX 117
5.2.2.1.4. VINDOBONIEN (TORTONIEN ET HELVETIEN) 118
5.2.2.1.5. MIOCENE INFERIEUR (BURDIGALIEN ET AQUITANIEN) 118
5.2.2.2. DISCUSSION SUR LA GEOMETRIE OBTENUE 124
5.2.2.3. IMPLICATION HYDROGEOLOGIQUE DE L'ANALYSE GEOMETRIQUE 126
5.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME PERMANENT 128
5.3.1. INTRODUCTION D'UNE GEOMETRIE BICOUCHE 129
5.3.2. CONDITIONS AUX LIMITES 129
5.3.3. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE 132
5.3.3.1. CHAMPS DE PERMEABILITES 132
5.3.3.2. VALEURS ET DISTRIBUTION DE LA RECHARGE 133
5.3.3.3. PRELEVEMENTS PAR POMPAGES 134
5.3.4. CALIBRATION DU MODELE EN REGIME PERMANENT 135
5.3.4.1. VARIABLES DE CONTROLE 135
5.3.4.2. METHODOLOGIE DE LA CALIBRATION 136
5.3.5. RESULTATS DES DIFFERENTES ETAPES DE CALIBRATION 138
5.3.5.1. RESULTATS DES SIMULATIONS DE REFERENCE (ETAPE 0) 138
5.3.5.2. INVERSION STOCHASTIQUE DES CHAMPS DE PERMEABILITES (ETAPES 1 ET 2) 140
5.3.5.3. INVERSION DE LA PERMEABILITE DE LA COUCHE N°2 PAR LA METHODE DU GRADIENT (ETAPE 5) 142
5.3.5.4. AJUSTEMENT FINAL DE LA RECHARGE (ETAPE 6) 145
5.3.6. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT 146
5.3.6.1. CARTES PIEZOMETRIQUES SIMULEES 146
5.3.6.2. BILAN HYDROLOGIQUE 149
5.3.6.3. VITESSES D'ECOULEMENT 150
5.3.6.4. CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT 152
5.4. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME TRANSITOIRE 153
5.4.1. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE TRANSITOIRE 153
5.4.1.1. PERIODES ET DUREE DE SIMULATIONS 153
5.4.1.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE 153
5.4.1.3. RECHARGES 154
5.4.1.4. SIMULATION DU TRANSPORT DU SIGNAL ISOTOPIQUE 156
5.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS DU MODELE TRANSITOIRE 158
5.4.2.1. PIEZOMETRIE SIMULEE 158
5.4.2.2. TRANSPORT ISOTOPIQUE 161
5.4.2.2.1. SIMULATION A COURT TERME 161
5.4.2.2.2. SIMULATION A LONG TERME 166
5.5. SIMULATIONS PROSPECTIVES 169
5.5.1. MODIFICATION DES CONDITIONS AUX LIMITES 169
5.5.2. POINTS DE SUIVIS DE LA NAPPE 171

5.5.3. SCENARIOS 171
5.5.3.1. REDUCTION DES SURFACES DE PRAIRIES IRRIGUEES 171
5.5.3.2. CHANGEMENT CLIMATIQUE 172
5.5.3.3. REDUCTION DE LA DOTATION EN EAUX D'IRRIGATION 173
5.5.4. RESULTATS 173
5.5.5. CONCLUSION DES SIMULATIONS PROSPECTIVES 176

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 179

BIBLIOGRAPHIE 184

ANNEXES 193

LISTES DES TABLEAUX 247

LISTE DES FIGURES 248

TABLE DES MATIERES 252

1. INTRODUCTION GENERALE

« Tu trouveras sur ton chemin l'intrépide armée des Ligures. Et, je le sais, si brave que tu sois, tu verras là des combattants sans reproche ; c'est le destin que les traits te feront défaut en cet endroit ; quant à prendre les pierres sur le sol, impossible, car tout ce terrain est mou. Te voyant dans l'embarras, Zeus aura pitié de toi : étendant sous le ciel une nuée, d'une grêle de cailloux ronds il couvrira la terre, et toi, de ces armes, frappant les ennemis, tu disperseras facilement l'armée Ligure. »

Héraclès dans la Crau.
Eschyle, dans Strabon, IV, 1, 7.

Les nappes alluviales de France représentent environ la moitié des ressources aquifères exploitées pour divers usages. De par leurs contacts avec la surface, ces systèmes aquifères possèdent des fonctionnements directement influencés par les eaux de surface et les processus contrôlant leurs distributions. Ce sont des ressources particulièrement vulnérables, car très sensibles aux impacts humains et climatiques, et avec des temps de réponse généralement assez courts.

La plaine de la Crau (Bouches-du-Rhône, France) renferme une nappe phréatique de type alluvial (même si plus aucune rivière ne la traverse) qui constitue, au niveau départemental, la principale ressource en eau pour les besoins humains de la région. Elle est qualifiée, à ce titre, de « ressource patrimoniale ». Ainsi de nombreuses communes au sein de ce territoire, mais également environnantes, sont alimentées par l'exploitation de forages dans la nappe phréatique possédant un mode de recharge principalement anthropique. De plus, elle est largement exploitée pour des usages industriels et agricoles.

Dans ses parties naturelles, la plaine de la Crau est recouverte d'une pelouse pastorale aride formant un paysage unique clairsemé de cailloutis roulés. Outre ces zones naturelles, elle est caractérisée par le maintien d'une agriculture traditionnelle. Débutée il y a près de 500 ans par la création d'un réseau de canaux, la mise en culture de prairies est, encore aujourd'hui, pratiquée selon une technique d'irrigation traditionnelle par submersion. Ce type d'irrigation particulière produit des excédents importants qui s'infiltrent et constituent à l'heure actuelle l'essentiel de la recharge de la nappe. Etant donné que les eaux utilisées pour alimenter l'irrigation gravitaire proviennent d'un autre bassin versant (La Durance), ces pratiques ont un effet largement positif sur le bilan hydrique de la nappe, et donc sur la ressource locale. Néanmoins, l'urbanisation progressive du territoire, la coexistence d'une agriculture alimentée par la ressource locale, les pressions grandissantes exercées sur la ressource en eau du bassin de la Durance, et le changement climatique sont tous des facteurs qui menacent l'équilibre actuel de la nappe de Crau.

Ainsi, la nappe de la Crau est devenue un exemple de la complexité des problématiques hydrogéologiques qui associent des facteurs environnementaux et socio-économiques, qui doivent être pris en compte pour permettre une gestion raisonnée et durable de la ressource en eau.

1.1. LA MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE

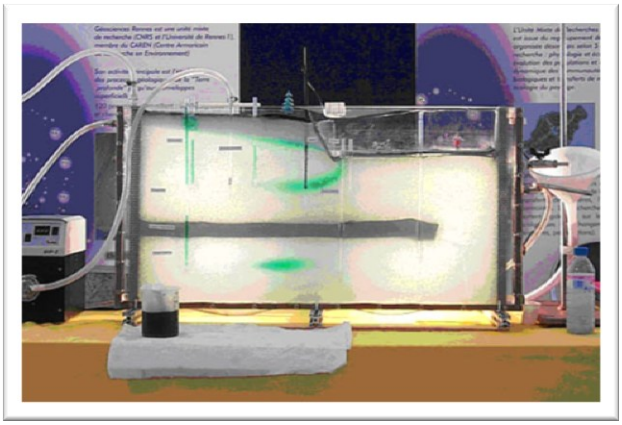


Figure 1 : Maquette d'un système aquifère (©GEOsciences Rennes)

La modélisation des écoulements d'eau souterraine et de surface a débuté très tôt dans l'histoire des sciences de l'eau par des modèles analogiques, sous forme de modèles réduits reproduisant les systèmes aquifères (Figure 1).

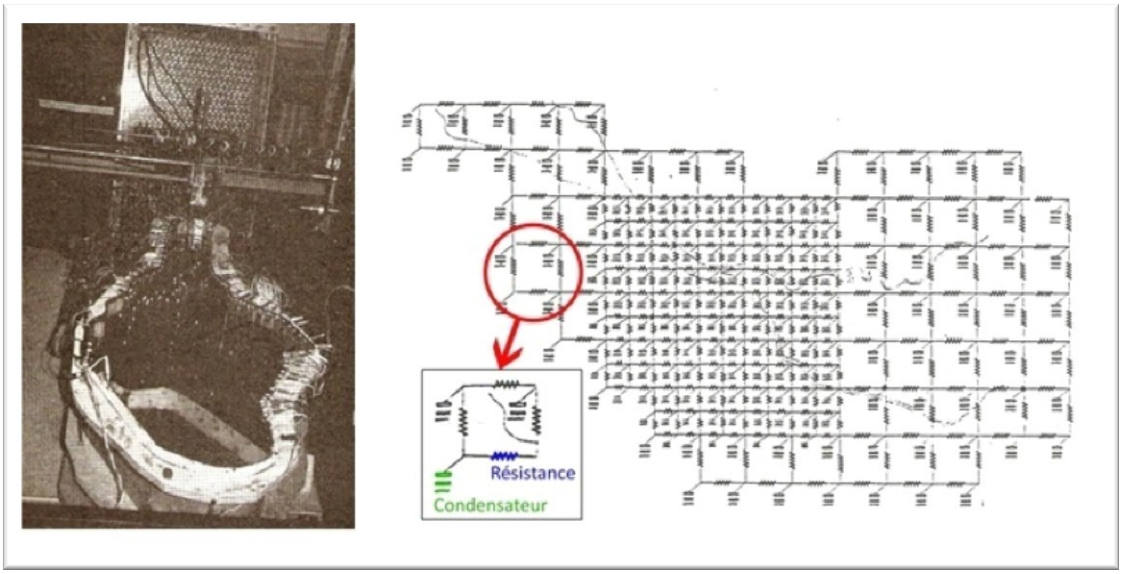


Figure 2 : Cuve rhéo-électrique (à gauche) et système maillé en résistances et capacités (à droite) du modèle de nappe d'Aquitaine de 1965 à 1971 (©CESEAU)

Des modèles physiques ont ensuite été réalisés par analogie avec d'autres lois de la physique (Figure 2) : le réseau Résistances-Capacités notamment, ainsi que la cuve rhéo-électrique, ont ainsi permis à Dellery et al. d'effectuer les premières simulations d'écoulement de la nappe de la Crau en 1964. C'est à cette époque qu'ont débuté les modélisations numériques en hydrologie de surface et de subsurface, lesquelles ont conduit à lever les contraintes liées à cette nouvelle discipline : la simplification du domaine géométrique, des équations, et leurs premières discrétisations. Les pionniers de la modélisation des écoulements (De Marsily et al., 1978; Foster et al., 1968; Freeze, 1969; Freeze and Banner, 1970; Guitjens and Luthin, 1965) ont ensuite soulevé des questions qui sont rapidement devenues les préoccupations phares de ce domaine d'étude : l'hétérogénéité des milieux, la non-linéarité des équations, les principes de conservation, la calibration et validation des modèles, l'étude de sensibilité des paramètres et leurs analyses dimensionnelles.

Dans les années 1970, des contributions majeures ont été apportées : l'intégration des zones saturées et non-saturées, des flux de précipitation et d'évaporation, des conditions aux limites dynamiques et avec une continuité mathématique et physique ente les différents milieux. Freeze (1971) présenta un modèle 3D en différences finies avec une dynamique de stockage incorporant les aquifères de type confiné et libre, ainsi que la zone non-saturée. Cela ouvrit la voie aux premiers logiciels de modélisation hydrogéologique tels que MODFLOW, créé par l'USGS dans les années 1980. Ce dernier, basé sur les différences finies, se démarque des modèles aux éléments finis tel que FEFLOW, mais tous deux permettent de s'affranchir de la non-linéarité des équations.

Cependant, il existe toujours un problème inhérent à la mise en place de modèles distribués : « l'équifinalité », un concept introduit en hydrologie par Beven (1993). L'équifinalité intervient dans un modèle lorsque plusieurs jeux de paramètres de ce dernier sont équivalents quant aux performances de reproduction des variables de contrôle. Cela peut conduire à de bonnes simulations des variables de contrôle sans représenter correctement les processus. Ce problème, récurrent en modélisation, n'est pas encore assez pris en compte, produisant des modèles prédictifs incertains. Il est donc essentiel d'estimer certains paramètres ou variables de manière indépendante, avant la mise en place d'un modèle hydrogéologique, pour contraindre ce dernier avec des valeurs représentatives de la réalité.

1.2. LES METHODES D'ESTIMATION DE LA RECHARGE

La recharge d'une nappe est une variable spatiale plus ou moins hétérogène qui, lors de la calibration d'un modèle hydrogéologique en régime permanent, fonctionne de pair avec la perméabilité : l'augmentation de la valeur de l'une, et la diminution de l'autre, peut produire les mêmes résultats en termes de piézométrie, créant un problème d'équifinalité lors de la calibration simultanée de ces derniers. La perméabilité pouvant être spatialement très variable, il est donc essentiel de pouvoir estimer la recharge à l'aide de méthodes indépendantes de toute modélisation hydrogéologique, parmi lesquelles : l'analyse des écoulements de la zone saturée (*e.g.* « seepage meter »), le fonctionnement de la zone non-saturée (*e.g.* lysimètres), la résolution de bilans hydrologiques de surface, l'analyse des fluctuations de surfaces piézométriques, ou encore l'utilisation de traceurs géochimiques. Les traceurs géochimiques présentent en particulier l'avantage d'aborder les flux de manière intégrée, tandis que les méthodes hydrométriques, souvent locales sont difficiles à spatialiser.

1.2.1. TRACEURS GEOCHIMIQUES

Les traceurs géochimiques sont des éléments, substances, ou composés présents dans l'eau dont les variations de concentration dans le temps et l'espace peuvent marquer et différencier une masse d'eau particulière et ainsi permettre d'étudier son origine et/ou son évolution. Ces traceurs offrent donc la possibilité d'intégrer spatialement et temporellement les processus hydrologiques et constituent un outil phare pour la contrainte des modèles d'écoulement et transport de surface et subsurface (Barmen, 1994; Castro and Goblet, 2003; Kendall and McDonnell, 2012; Mattle et al., 2001). Un traceur géochimique peut être artificiel (*e.g.* uranine) ou naturel (*e.g.* chlorure de sodium) et réagissant ou non avec le milieu étudié. Les traceurs naturels peuvent être de différentes natures selon leurs échelles spatiales et temporelles d'applications. Des traceurs isotopiques tels que les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, δD) sont particulièrement efficaces puisque, étant conservatifs, ces derniers peuvent

être mis en œuvre dans des bilans de masses pour déterminer les taux de recharges ou décharges.

1.2.1.1. ISOTOPES STABLES DE L'EAU (δD ; $\delta^{18}O$)

L'eau est composée en majorité de molécules d'$H_2{}^{16}O$, mais contient aussi quelques molécules plus lourdes parmi lesquelles : $H_2{}^{17}O$ (0.004%), $H_2{}^{18}O$ (0.2005%), HDO (0.0155%,) et HTO (en quantité très faible actuellement), réagissant chimiquement de la même manière mais avec des nombres de masses différents. Ces molécules sont appelées « isotopologues » ou encore « isotopes de l'eau ». La proportion relative de ces différentes molécules s'appelle la composition isotopique, quantifiée par la notation δ :

$$\delta_{échantillon} = \left(\frac{R_{échantillon}}{R_{VSMOW}} - 1\right).1000$$

avec $R_{échantillon}$, le rapport d'abondance d'éléments lourds sur le nombre d'éléments légers dans l'échantillon, et R_{VSMOW}, le rapport d'un standard international correspondant à celui d'une eau de surface océanique, produit, conservé et distribuée par l'IAEA à Vienne : « Vienna Standard Mean Ocean Water » (VSMOW). Le δ s'exprime en ‰. On définit ainsi le $\delta^{18}O$ et δD pour quantifier la richesse en $H_2{}^{18}O$ et HDO respectivement. On dit qu'une eau est plus « riche » ou « enrichie » lorsqu'elle possède une plus grande concentration en isotopes lourds. Inversement, une eau est plus « pauvre » ou « appauvrie » quand sa concentration en isotopes lourds est plus faible.

Les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$, δD) ont été utilisés en hydrologie depuis les travaux pionniers de Craig (1961) et Dansgaard (1964) pour tracer le cycle de l'eau. En raison de leur conservation de masse lors de mélanges, ces derniers sont particulièrement efficaces en hydrogéologie lorsque des signatures isotopiques contrastées entre masses d'eau sont impliquées. De plus, les processus physique de fractionnement isotopiques tels que l'évaporation, la condensation, la fusion, etc. sont connus, détectables et estimables. Contrairement à de nombreux paramètres physiques généralement employés pour la mise en œuvre de modèles hydrogéologiques, les isotopes stables de l'eau peuvent intégrer le comportement hydrologique de la totalité d'un réservoir (Gat and Gonfiantini, 1981). Ils sont donc essentiels pour améliorer la connaissance de l'hydrodynamique des aquifères, et particulièrement pour dissocier les contributions respectives de flux d'eaux souterraines de différentes origines (Leduc et al., 2000), chose très difficile à réaliser avec des méthodes plus conventionnelles. Par exemple, le gradient altitudinal, qui caractérise la composition isotopique des précipitations des régions montagneuses, peut être utilisé pour quantifier la répartition spatiale de la recharge de surface (Blasch and Bryson, 2007; Liu and Yamanaka, 2012; Wahi et al., 2008). La saisonnalité du signal isotopique des précipitations peut également aider à déterminer les contributions relatives des différentes recharges saisonnières (Jasechko et al., 2014; Winograd et al., 1998).

Un point clé pour la compréhension du fonctionnement d'un aquifère est d'identifier les impacts respectifs de la variabilité climatique et des influences humaines. Outre l'impact humain direct comme les prélèvements d'eaux souterraines, l'occupation des sols et les pratiques industrielles ou agricoles peuvent avoir des influences indirectes sur la recharge, tout particulièrement avec les méthodes d'irrigations gravitaires, qui entrainent beaucoup d'excédents et peuvent contribuer à la recharge (Kendy et al., 2004; Liu et al., 2005; Tang et

al., 2007). Ainsi, lorsque des eaux de signatures isotopiques différentes sont impliquées dans la recharge, des modèles de mélange peuvent être résolus en utilisant uniquement les isotopes stables de l'eau (Gonçalvès et al., 2015; Guglielmi et al., 1998), ou avec l'utilisation combinée de traceurs géochimiques complémentaires, tels que les ions chlorures, qui peuvent aider à calculer les contributions d'autres processus comme les intrusions salines (Gattacceca et al., 2009), les échanges nappe-rivière (Adar et al., 1988; Mohammed et al., 2014), ou l'infiltration de surplus d'irrigation (Stigter et al., 1998).

1.2.2. METHODES D'ANALYSE DES FLUCTUATIONS DE NAPPE

Hormis les traceurs géochimiques, il existe d'autres approches pour estimer la recharge. La méthode d'analyse des fluctuations de nappe (« *Water Table Fluctuation* ») est probablement le procédé le plus largement utilisé. Elle nécessite uniquement la connaissance de la porosité de drainage et des variations du niveau de la nappe au cours du temps. L'intérêt de cette approche tient en sa simplicité et dans son insensibilité aux mécanismes d'écoulement de l'eau dans la zone non saturée. L'incertitude sur les estimations produites par cette méthode est liée à la précision limitée avec laquelle la porosité de drainage peut être déterminé et à l'étendue de la validité des hypothèses inhérentes à ladite méthode. Ces différentes approches basées sur l'analyse des fluctuations piézométriques ont été synthétisées et critiquées en détail par les travaux de Healy et Cook (2002). Ainsi, de nombreuses applications plus ou moins complexes de ces procédés ont été produites (Crosbie et al., 2005; Cuthbert, 2010; Dean et al., 2015; Jie et al., 2011; Maréchal et al., 2006; Moon et al., 2004; Park and Parker, 2008; Sophocleous, 1991). Toutefois ces applications produisent des estimations de la recharge à une échelle très locale, rendant l'extrapolation de ces valeurs à l'échelle d'un bassin hydrographique incertaine (Jie et al., 2011).

1.3. LES METHODES D'ESTIMATION DES COEFFICIENTS DE STOCKAGE

Lorsque l'on souhaite simuler la saisonnalité d'un système aquifère, il est nécessaire d'obtenir des valeurs de coefficient de stockage (porosité de drainage ou coefficient d'emmagasinement). La mise en place d'un modèle hydrogéologique transitoire requière donc une distribution spatiale de ces paramètres pour simuler les variations piézométriques. La calibration de la distribution de ces coefficients de stockage dans un modèle produit très souvent des valeurs locales irréelles créées par de mauvaises estimations d'autres paramètres tels que la perméabilité ou le taux de recharge. C'est à nouveau un problème d'équifinalité qui peut être résolu par une estimation indépendante des coefficients de stockage. Ces paramètres sont classiquement calculés à l'aide d'essais de pompage ou de traçages artificiels, des méthodes longues et couteuses à mettre en œuvre qui sont très souvent insuffisantes pour caractériser correctement la variabilité spatiale. Il est alors intéressant de se tourner vers d'autres méthodes plus ou moins innovantes telles que l'analyse des fluctuations de nappe présentée précédemment (Partie 1.2.2), ou encore l'hydro-gravimétrie (ci-dessous).

1.3.1. HYDRO-GRAVIMETRIE

Les variations du stock d'eau conduisent à des variations locales du champ gravitationnel de la Terre qui peuvent être mesurées (en Gal correspondant à 0,01 m s^{-2}). L'hydro-gravimétrie est une discipline émergente qui peut être appliquée autant à l'échelle régionale grâce à des mesures par satellites (Becker et al., 2011; Ramillien et al., 2014), qu'à une échelle plus locale à l'aide de gravimètres (Hector et al., 2013).

Alors que les gravimètres absolus mesurent directement l'accélération d'une masse en chute libre dans le vide (1-2 µGal de précision), les gravimètres relatifs, plus compacts (Figure 3), évaluent la différence, entre deux points de mesures, de l'allongement d'un ressort soumis à la force induite par une masse (précision du µGal au mGal, en fonction de la qualité de l'instrument). En effectuant des acquisitions répétées, ces gravimètres relatifs, plus compacts, donnent accès à la variabilité spatiale et temporelle du champ de pesanteur par rapport à une station de base. De plus amples détails sur les méthodes de mesures gravimétriques sont donnés par Melchior (2008).



Figure 3 : Gravimètre relatif Autograv CG-5

Les variations du stock d'eau estimées à partir de chroniques de mesures gravimétriques offrent ainsi de nombreuses applications hydrologiques comme la contrainte de modèles hydrologiques (Christiansen et al., 2011; Jacob, 2009; Naujoks et al., 2010), l'identification de transferts d'eau (Chapman et al., 2008; Jacob et al., 2008; Kroner and Jahr, 2006), mais également l'estimation de porosités de drainage d'un aquifère (Hector et al., 2013; Howle et al., 2003; Montgomery, 1971; Pool and Eychaner, 1995).

1.4. LA PLAINE DE LA CRAU

Le territoire de la Crau (Bouches-du-Rhône ; France) s'étend sous forme d'un triangle de 550 km^2 allant de la ville d'Arles, à l'ouest, jusqu'à Salon-de-Provence à l'est, et Fos-sur-Mer au sud (Figure 9). Historiquement recouvert d'une pelouse pastorale aride (steppe) nommée « coussoul » (Figure 4), cette végétation unique, aujourd'hui fragmentée, constitue la Crau sèche. Accueillant plusieurs espèces endémiques, c'est le dernier habitat de type steppique d'Europe occidentale.



Figure 4 : Coussoul de Crau



Figure 5 : Canal d'irrigation et martelière

Entre 1554 et 1559, Adam de Craponne fit construire un canal créant le premier réseau hydraulique superficiel de la Crau, permettant d'alimenter les cultures de Salon-de-Provence avec des eaux dérivées de la Durance.

La partie nord de la Crau fut rapidement irriguée et mise en culture, formant la Crau humide qui produit actuellement un foin réputé, le premier aliment animalier à avoir obtenu une AOC, le « foin de Crau » (Figure 5). L'élevage ovin est également une activité liée et répandue en Crau puisque le pâturage et la transhumance estivale respectent les cycles naturels des coussouls et prairies.

Comme dans d'autres régions de France, la deuxième moitié du XXe siècle annonce un changement brutal de l'occupation des sols : de nombreuses cultures intensives (vergers et maraîchage) apparaissent, réduisant la surface de coussoul. La zone industrialo-portuaire de Fos-sur-Mer (grand port maritime de Marseille), fondée en 1968, a également consommé des espaces naturels en créant de l'activité, directement (entrepôts logistiques, usines), et indirectement (voies d'accès, logements, commerces). S'ajoute à cela la décharge d'Entressen qui accueillit les déchets de la ville de Marseille pendant plus d'un siècle, et la Base aérienne 125 d'Istres (Figure 6), une zone militaire souvent qualifiée de « hors norme » : une piste de 5 000 mètres (la plus longue d'Europe et la seule à pouvoir recevoir les navettes spatiales américaines), 5 000 personnes (militaires et civils) et près de 500 bâtiments.



Figure 6 : Base aérienne 125 d'Istres

Cet « agroécosystème » complexe et fragile a donc connu de nombreux bouleversements. C'est à partir des années 1970 que la valeur écologique et patrimoniale du coussoul a été prise en compte. L'habitat est aujourd'hui intégré au réseau Natura 2000 et la Réserve naturelle nationale des Coussouls de Crau a été créée en 2001.

Plus récemment s'est posée la question de la pérennité des eaux souterraines de la nappe de la Crau. En effet, les activités de surface sont soutenues par la très bonne productivité du système aquifère sous-jacent. Mais la recharge de cette nappe a pour principale origine les importants excès d'irrigation au niveau des prairies lesquelles sont peu à peu consommées par l'urbanisation et les autres types cultures. De plus, alimentées par les eaux de la nappe, des zones de marais sensibles et protégées sont présentes à l'aval de la plaine de la Crau (Figure 7).



Figure 7 : Marais du Vigueirat



Figure 8 : Installation d'un piézomètre de suivi quantitatif du SYMCRAU

Cette nappe phréatique est ainsi très vite devenue un exemple de la complexité des problématiques hydrologiques qui associent des facteurs environnementaux et socio-économiques. C'est dans ce contexte qu'a été créé en 2006 le SYMCRAU, le Syndicat Mixte de Gestion de la nappe de la Crau. En regroupant les acteurs principaux du territoire, cette collectivité locale a pour vocation de mettre en œuvre une politique de gestion durable de cette ressource (Figure 8). Il est donc nécessaire pour ce Syndicat de disposer d'outils de gestion performants et à jour.

1.5. OBJECTIFS ET ORGANISATION DE L'ETUDE

S'inscrivant dans un contexte complexe (Partie 1.4), l'objectif de cette thèse est de bâtir un outil de modélisation hydrogéologique capable de reproduire le plus fidèlement possible les flux mis en jeu, afin de simuler les impacts combinés des facteurs environnementaux et socio-économiques futurs sur la nappe phréatique de la Crau. Pour cela nous proposons une démarche originale, qui combine le traçage géochimique et la modélisation. Les traceurs géochimiques seront utilisés non seulement comme un outil de compréhension et de quantification des processus hydrologiques, mais de plus, ils seront intégrés explicitement dans la modélisation, afin de fournir des contraintes additionnelles pour la calibration et la validation les simulations en termes de flux et de bilans hydrologiques.

Ce modèle hydrogéologique sera testé à travers sa capacité à reproduire la saisonnalité de la nappe phréatique de la Crau, fortement influencée par les pratiques agricoles, et permettra de tester les impacts de plusieurs scénarios prospectifs tels que la réduction des précipitations liées au changement climatique ou l'évolution de l'occupation des sols.

Ce travail s'attaque à un objet déjà largement étudié depuis une cinquantaine d'année. Néanmoins, la démarche de modélisation s'appuie sur la création de cartes piézométriques actualisées, d'un nouveau modèle géométrique, de calculs de recharges, d'estimations de porosités de drainage, ainsi que sur la mise en œuvre de plusieurs modèles conceptuels. Ainsi, la création du nouveau modèle hydrogéologique en régime transitoire est conduite en estimant, à chaque étape, les variables et paramètres nécessaires de manière indépendante. Ce travail se base sur des approches diverses, telles que le traçage naturel de l'eau (isotopes stables), l'hydro-gravimétrie, l'analyse des fluctuations de nappe, et un modèle de mélange utilisant la géostatistique.

Ce manuscrit est constitué de trois grands ensembles regroupant plusieurs chapitres :

- Une première partie présentant un inventaire complet de l'état des connaissances géologiques, hydrologiques et hydrogéologiques du site d'étude (Chapitre 2).

- Une deuxième partie présentée sous forme de trois publications scientifiques (une publiée et deux à soumettre) conduisant à l'estimation des recharges de la nappe phréatique de la Crau (Chapitre 3), ainsi qu'à la distribution des porosités de drainage de la partie libre de l'aquifère (Chapitre 4).

- La dernière partie, constituée du Chapitre 5, met en œuvre les connaissances et résultats obtenus dans les chapitres précédents pour construire un modèle hydrogéologique, en régime permanent puis transitoire, qui est ensuite utilisé pour simuler les impacts de différents scénarios d'évolution de la plaine de la Crau.

2. ETAT DES CONNAISSANCES DE L'HYDROSYSTEME DE LA CRAU

2.1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE 22
2.1.1. TOPOGRAPHIE DE LA REGION 22
2.1.2. LE CLIMAT 23
2.1.3. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CRAU 24
2.1.3.1. CRETACE 24
2.1.3.2. PALEOGENE 26
2.1.3.3. MIOCENE 26
2.1.3.4. PLIO-QUATERNAIRE 28
2.1.3.5. SYNTHESE 32
2.1.4. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE 34
2.1.4.1. CONDITIONS AUX LIMITES DE LA NAPPE DES CAILLOUTIS 34
2.1.4.2. LE SUBSTRATUM DES CAILLOUTIS 36
2.1.4.3. RESEAUX DE SUIVIS QUANTITATIFS ET QUALITATIFS 38

2.2. LES ENTREES ET SORTIES DE LA NAPPE DE LA CRAU 40
2.2.1. LA RECHARGE DE SURFACE 40
2.2.2. LES ENTREES LATERALES 41
2.2.3. LES SORTIES NATURELLES 42
2.2.4. LES PRELEVEMENTS 45
2.2.4.1. ALIMENTATION EN EAUX POTABLES (AEP) 45
2.2.4.2. ALIMENTATION EN EAUX INDUSTRIELLES (AEI) 47
2.2.4.3. ALIMENTATION EN EAUX AGRICOLES (AEA) 47

2.3. BILANS HYDROLOGIQUES OBTENUS PAR MODELISATIONS 49
2.3.1. PREMIER BILAN HYDROLOGIQUE DU BRGM (1964) 49
2.3.2. MODELE HYDROGEOLOGIQUE MARTCRAU (1995) 49
2.3.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE L'INRA (2013) 51

2.4. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES ET HYDRODYNAMIQUES 52
2.4.1. PERMEABILITE 52
2.4.1.1. MESURES *IN SITU* 52
2.4.1.2. METHODE LITHOLOGIQUE 53
2.4.1.3. METHODE DE PORCHET 55
2.4.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE 56
2.4.3. DONNEES GEOCHIMIQUES 58

2.1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE

Cette partie présente les informations géologiques, hydrogéologiques et climatiques qui permettent d'appréhender le contexte général du site d'étude.

2.1.1. TOPOGRAPHIE DE LA REGION

Atteignant 493 m NGF au signal des Opies, la chaîne des Alpilles forme au pied du versant sud, la vallée des baux, une ancienne zone de marais asséchés bordant la limite septentrionale de la plaine de la Crau (au niveau de Mouriès). Le Défens d'Alleins (241 m NGF) et les collines de Roque Rousse (259 m NGF) ferment le seuil de Lamanon à l'est. Le massif de Vernègues et les collines de Salon s'étendent ensuite vers le sud. La Touloubre s'écoule alors dans une petite dépression qui est interrompue par les collines de Grans qui se prolongent par celles de Miramas, d'Istres et de Fos-sur-Mer, jusqu'à la pointe sud de la plaine de la Crau (Figure 9).

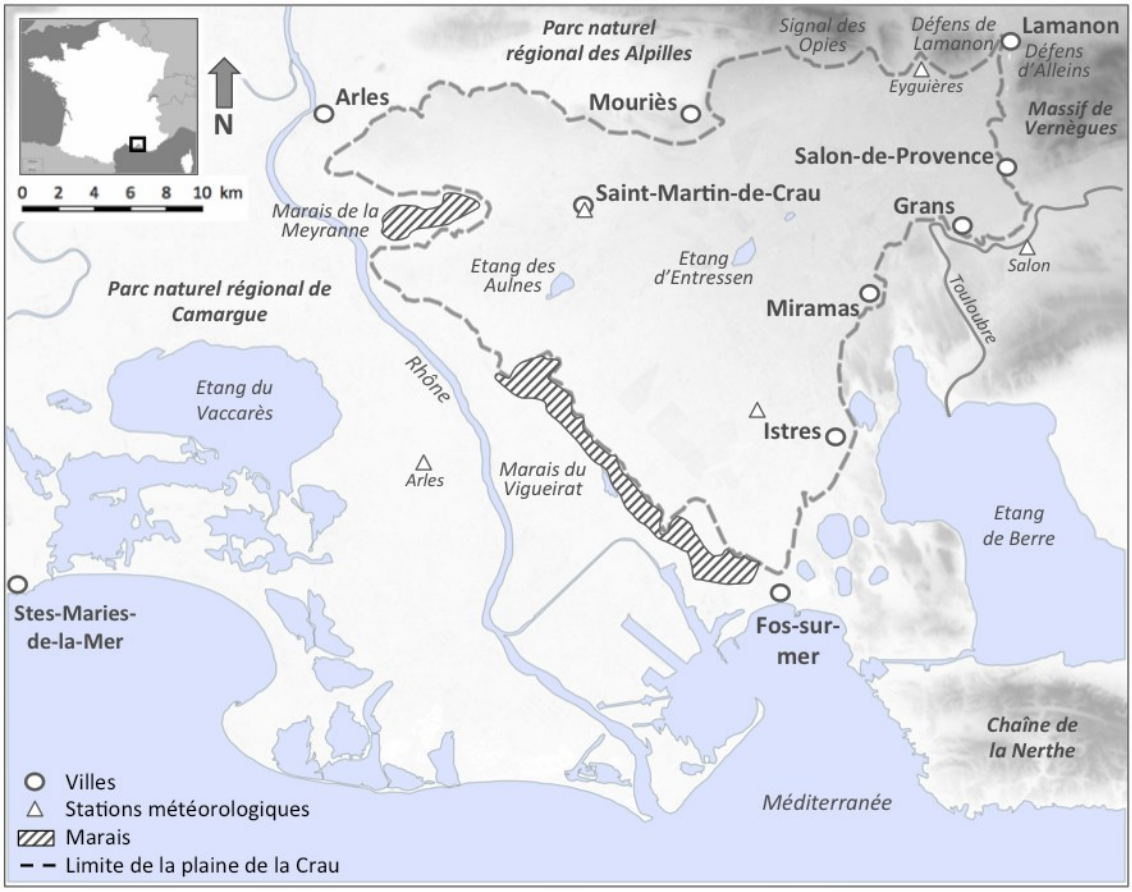


Figure 9 : Topographie de la plaine de la Crau
Niveau de gris = Altitudes

Ainsi limitée dans sa partie amont, la Crau s'étend au centre sous forme d'une plaine alluviale avec une altitude diminuant vers la bordure sud-ouest, pour devenir quasi nulle au niveau des zones de marais bordant le grand Rhône.

2.1.2. LE CLIMAT

La plaine de la Crau est soumise à un climat méditerranéen semi-aride influencé par un vent dominant, le mistral (NW-NNW). Ce dernier, combiné à environ 3000 heures d'ensoleillement annuel, assèche les terres, ce qui oblige à d'importants apports d'eau en été pour alimenter les cultures.

Les précipitations moyennes sont de l'ordre de 600 mm an^{-1}, pour une température moyenne annuelle de 14,4°C environ (Figure 10). Les cinq stations météorologiques (Figure 9) confirment que le centre de la plaine de la Crau (Saint-Martin-de-Crau) est plus aride que ses bordures présentant des reliefs.

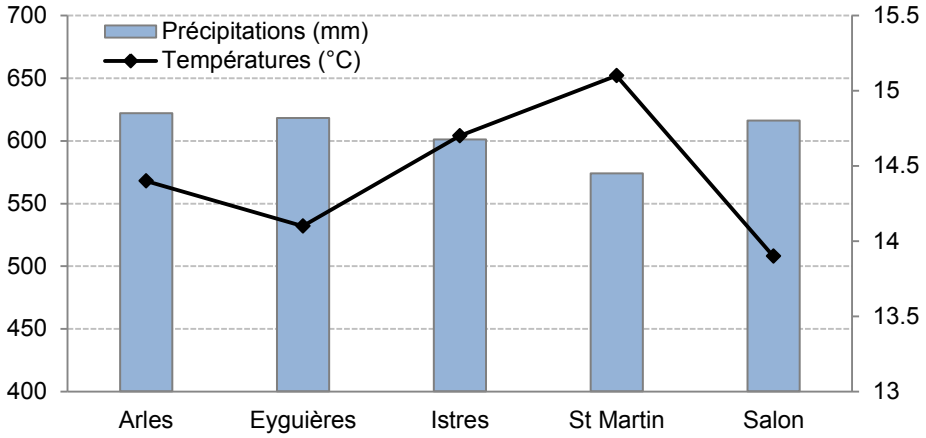


Figure 10 : Précipitations et températures moyennes annuelles en Crau
Période 1970-2000

Ces précipitations se répartissent durant deux périodes humides (septembre-octobre et mars-avril) séparés par deux saisons sèches (Figure 11).

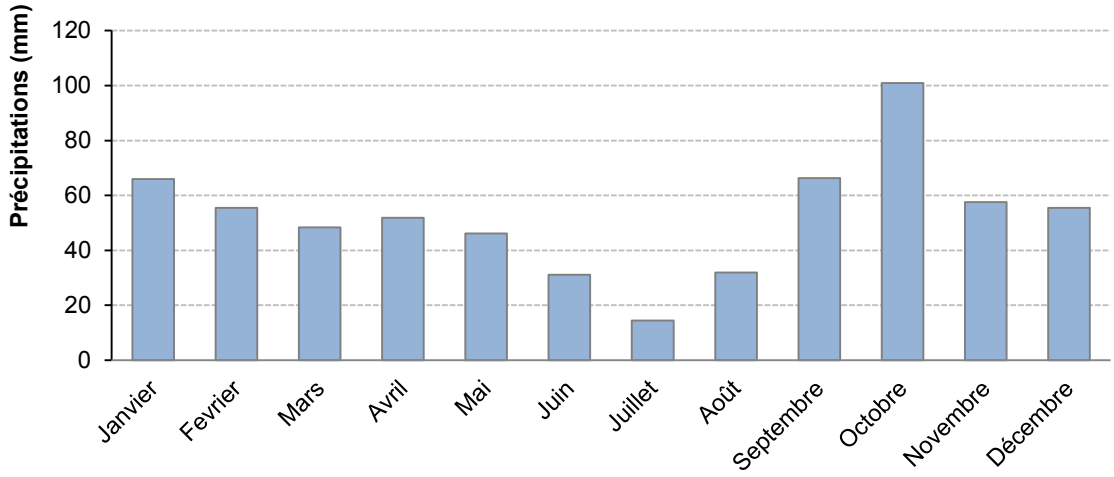


Figure 11 : Précipitations à Arles, période 1970-2000

2.1.3. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CRAU

Le territoire de la Crau couvre une région d'interférences tectoniques entre les mouvements provençaux et alpins (Figure 12) qui ont sculpté le paysage actuel de la plaine de la Crau. Jusque dans les années 1980, de nombreuses études ont retracé la mise en place controversée des cailloutis de la Crau, contenant une nappe phréatique productive. Depuis, les travaux réalisés sont plus rares, et des matériaux aquifères sous-jacents peu connus suscitent des intérêts grandissants. En effet, des pertes de qualité des eaux, ainsi que la mauvaise productivité de certains secteurs, poussent des agriculteurs, particuliers et entreprises à prélever dans des horizons inférieurs aux cailloutis. Cette partie propose donc une compilation bibliographique retraçant les récents événements sédimentaires et tectoniques qui ont conduit à la formation des cailloutis de la Crau, mais également des dépôts sous-jacents.

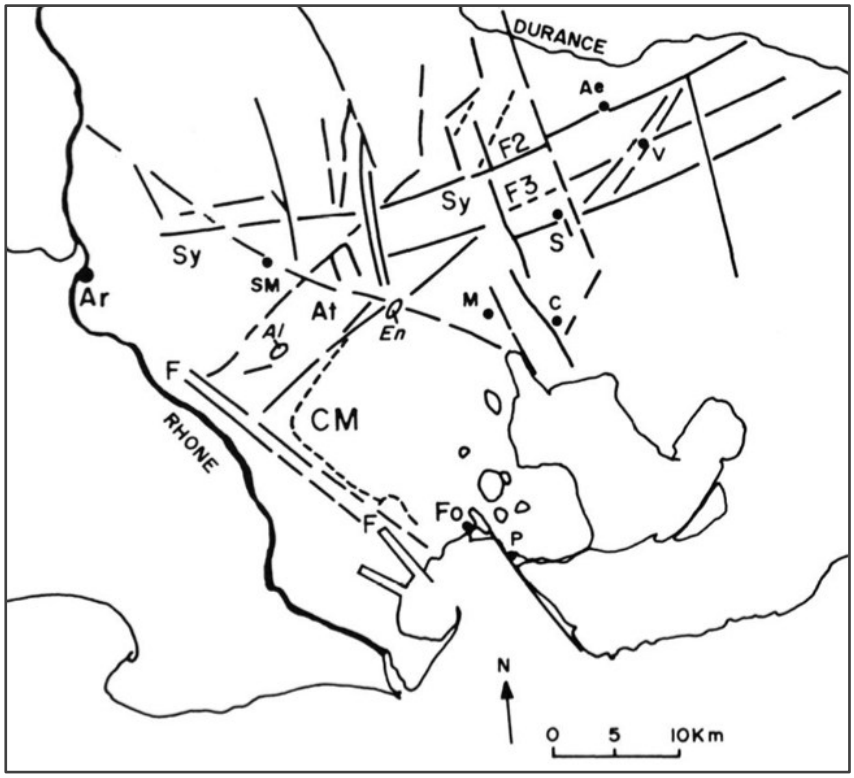


Figure 12 : Schéma des principaux accidents tectoniques en Crau (Scanvic, 1981)
Ar : Arles ; **S :** Salon ; **SM :** Saint-Martin-de-Crau **; M :** Miramas **; C :** Cornillon-Confoux **; Ae :** Alleins ; **V :** Vernègues ; **Fo :** Fos-sur-Mer ; **P :** Port-de-Bouc ; **Al :** étang des Aulnes ; **En :** étang d'Entressen ; **FF :** flexure rhodanienne ; **F2, F3 :** failles ; **Sy :** charnière synclinale ; **At:** ébauche anticlinale ; **CM :** Crau de Miramas.

2.1.3.1. CRETACE

Le début du Crétacé est caractérisé par une longue période de sédimentation uniforme qui recouvre un plancher jurassique très subsident. L'interruption de la subsidence initie la phase des dépôts urgoniens marquée par le développement d'une sédimentation périrécifale du type calcarénite. Aux alentours de Salon-de-Provence, les indices d'une émersion au Crétacé moyen (Aptien) sont observables (Collot, 1891; Gignoux, 1926; Masse and Philip, 1976). De la bauxite, caractéristique d'un climat tropical humide, est retrouvée par endroits, au contact discordant de l'Albien supérieur et du Cénomanien inférieur.

C'est à cette époque (fin du Crétacé inférieur) qu'une phase de déformation intervient, entrainant la formation d'anticlinaux orientés est-ouest (Masse and Philip, 1976), associée à des gouttières synclinales illustré par les Alpilles. « *Ce type de déformations a très bien pu se développer également plus au sud, sous la Crau et la Camargue.* » (L'Homer et al., 1987). Dans la partie orientale de la plaine de la Crau, des formations plissées en un large synclinal d'axe est-ouest sont en partie masquées par l'étang de Berre. Ici principalement constituées de Maestrichtien continental, ces formations sont induites par la mise en place du bassin de l'Arc (Tempier and Durand, 1981 ; Figure 13).

Au Crétacé supérieur s'installe un régime fluvio-lacustre qui va faire alterner des dépôts détritiques (argiles et grès) avec des sédiments calcaires. Cette accumulation de séries marno-calcaires va se prolonger jusqu'à la fin du Crétacé, mais encore pendant la majeure partie de l'Eocène, jusqu'à la crise bartonienne.

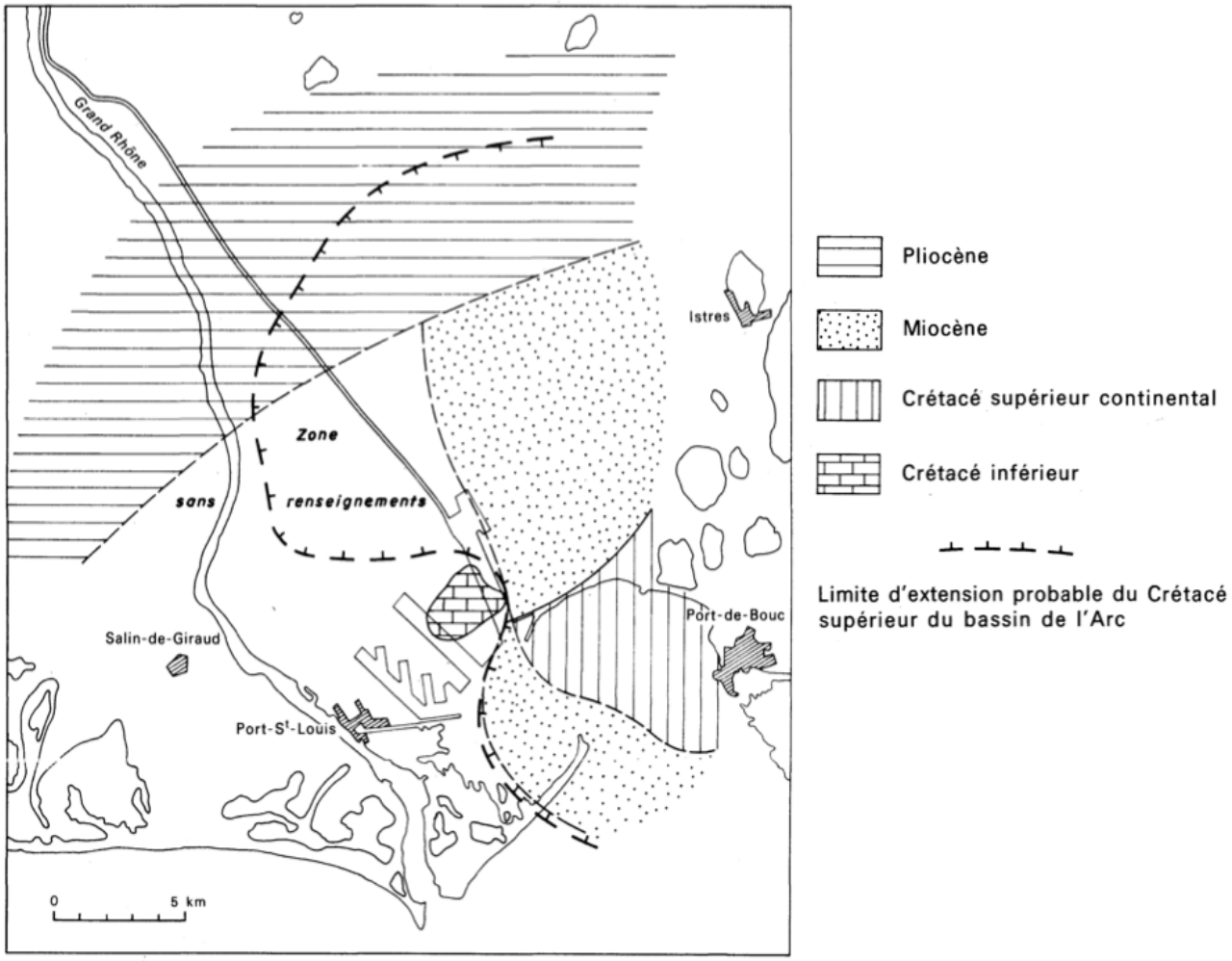


Figure 13 : Dépôts anté-cailloutis du Sud de la Crau (Glintzboeckel, 1974)

2.1.3.2. PALEOGENE

A la fin du Lutétien, la phase orogénique majeure pyrénéo-provençale provoque une surrection quasi-générale (amorce des chaînes de la Fare, de la Nerthe et des Alpilles) qui, associée à une compression nord-sud, entraine la formation de structures tangentielles en Provence (Bertrand, 1899; Guieu, 2002; Haug, 1925; Leleu, 2005; Tempier, 1987). Des effondrements locaux sont à l'origine des bassins de Marseille, d'Aix-en-Provence, et de la Camargue (Ancel et al., 2004). L'érosion va ainsi soustraire une importante partie des dépôts crétacés. Les dépôts sont principalement continentaux et remplissent les quelques dépressions lacustres d'argiles, de calcaires molassiques, de conglomérats et de brèches.

Dès le début de l'Oligocène, un relâchement des mouvements compressifs entraine des distensions et coulissages qui vont former de grandes failles et des fossés d'effondrement subsidents d'orientation générale cévenole NE-SO (Arthaud et al., 1980). L'accident le plus remarquable est la faille de Nîmes qui va contrôler l'affaissement de la basse vallée du Rhône.

« Le long de cette discontinuité, l'ennoyage progressif vers le sud-ouest de toute la terminaison occidentale de la Basse-Provence se transforme ainsi en une véritable flexuration qui pourrait bien encore être active » (Colomb and Roux, 1986).

Au début du Miocène, la topographie de la région était caractérisée par une zone de plateaux surélevés avec quelques dépressions ouvertes vers le nord (dépressions du Défens de Lamanon).

2.1.3.3. MIOCENE

A l'Aquitanien, dont les dépôts sont généralement concordants avec ceux du Burdigalien (Colomb et al., 1977), la mer pénètre dans les bassins subsidents (Nîmes, Bas-Rhône, Marseille) et gagne, à la suite de l'affaissement de la bordure occidentale de la basse Provence, la Crau, la Camargue et la bordure méridionale provençale (Parize and Rubino, 2005). Les dépôts sont marins, littoraux et de type laguno-saumâtre.

C'est au Burdigalien que la transgression progresse vers le nord-est de la Crau, envahit une topographie structurée en vallée incisée (Besson, 2005), et dépose des molasses coquillières dans les dépressions comme celle du Défens de Lamanon (Figure 14). Les effondrements successifs des bordures littorales favorisent cette transgression, mais, sous l'effet de mouvements tectoniques compressifs et localisés, des zones émergées subsistent comme le massif de l'Anellier et les Alpilles orientales.

La transgression se développe au Vindobonien sur les plates-formes pénéplanées restées jusqu'ici émergées et sur les dépôts lacustres de l'Oligocène. L'affaissement des marges permet à la mer d'avancer plus encore dans les terres (L'Homer, 1975). Cela entraine les dépôts littoraux de sables marneux plus ou moins calcaires.

Entre les deux périodes de dépôt (Burdigalien et Vindobonien) le massif de Vernègues se soulève (Besson, 2005) ce qui provoque une érosion du Burdigalien et la lacune, dans ce secteur, de l'Helvétien inferieur. La persistance d'une activité tectonique, tout au long du Miocène, occasionne l'observation des mêmes phénomènes dans le Luberon (Clauzon, 1984) et au sud du bassin de Carpentras (Anglada and Colomb, 1967).

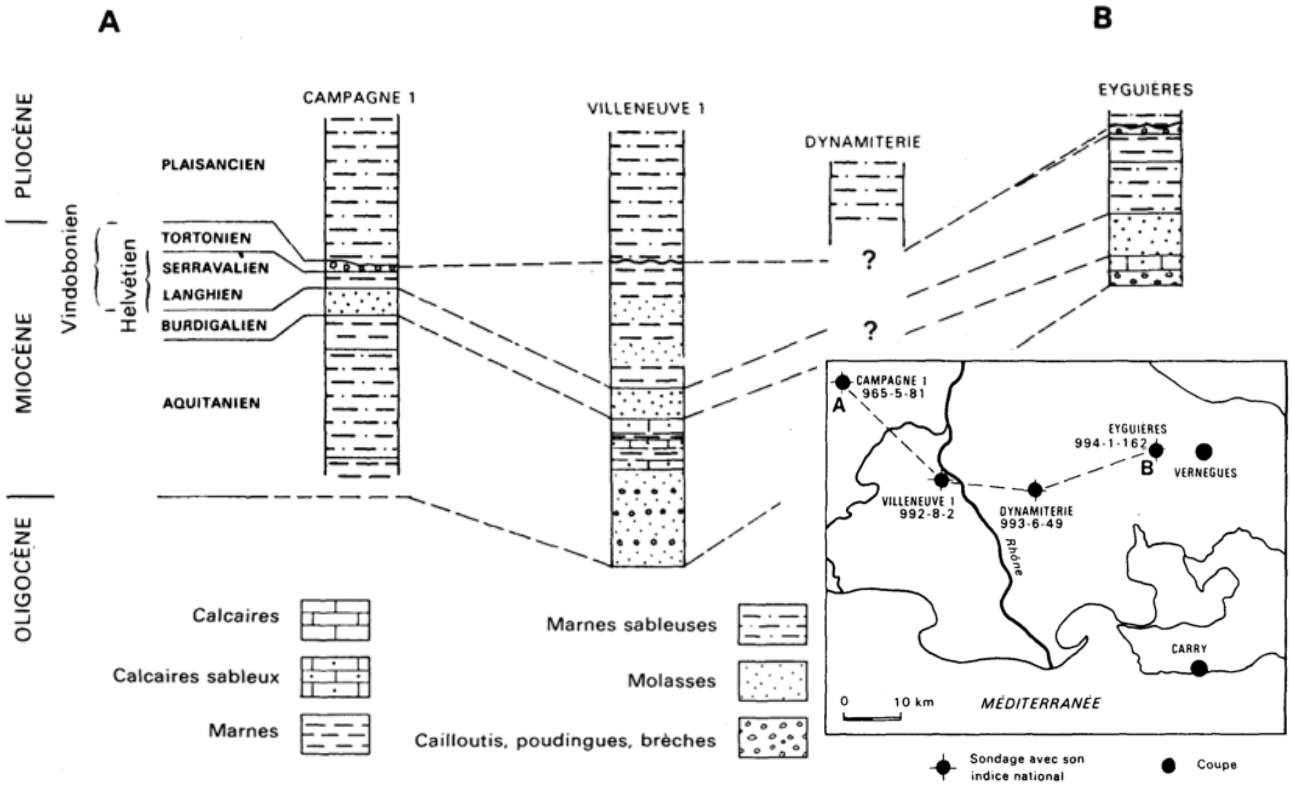


Figure 14 : Variations des épaisseurs de dépôts du Néogène dans le Bas-Rhône et la Provence (Catzigras et Colomb, 1981)

C'est à la fin du Miocène qu'intervient la phase orogénique majeure (phase tectonique rhodanienne). La plupart des reliefs anticlinaux sont soulevés, tandis que se poursuit l'affaissement du secteur méridional (Molliex, 2010). Ainsi, la surrection des Alpilles forme une dépression, par l'affaissement de son versant sud, où vont aboutir les eaux de la Durance alors séparée du Rhône. Le massif de Vernègues se soulève de nouveau faisant céder la couverture miocène : une partie reste solidaire du horst (Miocène non plissé de la zone tabulaire), l'autre partie est déformée en une série de plissements (Miocène plissé autour de Salon-de-Provence).

La Crau s'affaisse alors dans sa partie nord, le long d'une flexure, ou faille, qui prolonge à l'ouest celle d'Alleins. Le mouvement de bascule qui en résulte entraine un gauchissement de la Crau qui se répercute au sud jusque dans le secteur miocène de Grans (Colomb et al., 1977).

Cette phase tectonique rhodanienne modifie progressivement la topographie, provoquant une succession de réajustements de cours d'eau, fonctions des variations du niveau de base observées dans les paléovallées et les dépressions (Ballesio, 1973). Cet effet régressif sera fortement amplifié par la crise d'assèchement messinienne. Au sud, les paléoreliefs précédemment enfouis sous les dépôts marins miocènes sont dénudés à nouveau. Le faciès tortonien, quasi inexistant sur le territoire de la Crau (résidus observés dans les reliefs de Grans et Cornillon-Confoux), a très probablement disparu au cours de cette importante phase érosive (Clauzon, 1982). Sur la bordure nord de la Nerthe occidentale, s'ouvre un large chenal qui, par érosion régressive, va percer le défilé de Saint-Pierre-de-Vence au travers des Alpilles (Colomb et al., 1977), ce qui mettra en communication la vallée de la Durance avec la Méditerranée.

2.1.3.4. PLIO-QUATERNAIRE

L'atténuation de l'activité tectonique permet le retour de la mer au Pliocène inférieur qui rencontre une topographie nouvelle. Cette nouvelle transgression inonde la vallée du Rhône et remonte jusqu'au sud de Lyon en déposant des matériaux argileux et marneux (Ballesio, 1973). Des mouvements épirogéniques associés aux premières grandes glaciations mondiales engendrent le retrait de la mer, laquelle emporte une partie des matériaux déposés. Malgré l'épisode de ravinement lié à la crise messinienne, ces dépôts argileux sont toujours observables à la Dynamiterie et au sud d'Arles. Les eaux de la Durance villafranchienne circulent alors dans l'ancienne ria du versant sud des Alpilles (Clauzon et al., 2011).

À la fin du Pliocène et durant le Pléistocène, la succession de périodes glaciaires et d'interglaciaires chauds ou tempérés se traduit dans la dynamique sédimentaire par une série alternée de phases de creusement des vallées et de remblaiement par des épandages alluviaux de la Durance, présentant une granulométrie qui est fonction de l'énergie de dépôt (Ballesio, 1973). L'épaisseur de ces dépôts est donc très variable. L'empilement conglomératique (nommé « cailloutis ») dépasse 50 mètres à Saint-Martin-de-Crau alors que le substratum Miocène affleure parfois dans la partie nord-est.

En utilisant l'analyse de l'éventail pétrographique et du degré d'altération des sols, Collot (1904) est le premier à diviser les cailloutis de Crau en deux ensembles distincts :

- au sud-est, la « Crau de Miramas » ou de « Salon », qualifiée de « Jeune Crau »
- au nord-ouest, la « Crau d'Eyguières » ou « d'Arles », qualifiée de « Vieille Crau »

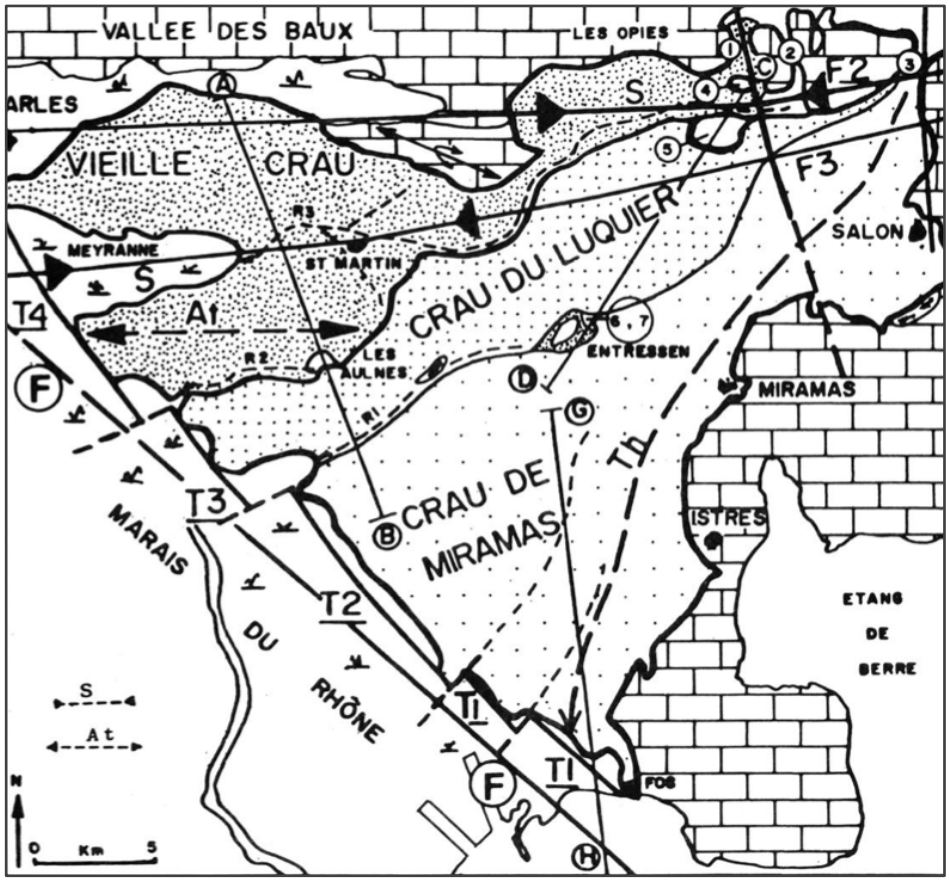


Figure 15 : Schéma structural de la Crau (Colomb et Roux, 1986)
F : flexure rhodanienne ; **F2, F3 :** failles ; **S** : charnières synclinales ; **At** : ébauche anticlinale du Quaternaire inférieur et moyen ; **R1, R2, R3 :** réseaux hydrographiques infantiles ; **Th :** axe du paléothalweg du Quaternaire supérieur ; **1 :** cluse de Roquemartine ; **2 :** cluse d'Eyguières ; **3 :** cluse de Lamanon ; **4 :** terrasse des Glauges ; **5** : terrasses de Brays ; **6, 7 :** terrasses de Terre-Franche et Entressen ; **T1, T2, T3, T4 :** Affleurements emboîtés des terrasses plio-Quaternaires de la Durance ; **A-B, C-D, G-H :** localisation géographique de la trace des coupes.

La « vieille Crau » :

La « vieille Crau » (Figure 15), d'apparence régulière, présente une géométrie plus complexe (Denizot, 1939). Une déformation synclinale (Raphèle, Meyranne), suivie au sud d'une ébauche anticlinale d'axe parallèle (la Dynamiterie, les Aulnes) présentent des orientations comparables à celles des axes tectoniques des Costières du Gard plus à l'ouest. Fontannes (1884), Denizot (1939), Ballesio (1973) et Clauzon (1980) ont chacun démontré qu'en s'écoulant par la cluse de Roquemartine (défilé de Saint-Pierre-de-Vence), les eaux de la Durance ont donc déposé, sous forme de terrasses successives, une première nappe de cailloutis dans cette paléovallée. Son profil se redresse contre les massifs septentrionaux : pente de 0,85 % vers Arles, de 2 % entre Mouriès et Aureille, et de 4,5 % au niveau d'Eyguières.

Son âge a été attribué par comparaison avec les cailloutis rhodaniens des Costières du Gard (Collot, 1904; Denizot, 1934; Fontannes, 1884). Cette nappe de cailloutis serait donc d'âge villafranchien qui, selon les fluctuations de la limite plio-quaternaire, correspondrait tantôt au Pliocène supérieur, tantôt au Quaternaire inférieur. Plus récemment, la datation de la vielle Crau a été affinée par Denizot (1952) et Ballesio (1973) qui l'attribuent au Villafranchien inférieur, grâce à des observations de terrain. Ce niveau semble être en continuité stratigraphique du Pliocène marin.

Finalement, Colomb et Roux (1978) subdivisent en deux sous-ensemble la vieille Crau :

- la Crau d'Arles ou d'Eyguières
- la Crau de Saint-Pierre-de-Vence qui correspond à une altération de la Crau d'Arles

« Les cailloutis de la « vieille Crau », de teinte générale ocre-jaune, ont un éventail, pétrographique qui s'oppose nettement à la « jeune Crau » : absence quasi-totale de roches endogènes, extrême abondance de calcaires mésozoïques. Parmi les éléments siliceux, seules les quartzites du Trias alpin, abondantes, et quelques rares roches vertes sont communes aux deux Crau. » (Colomb and Roux, 1978).

Terrassements :

Entre les dépôts du début et de la fin du Quaternaire, Colomb et Roux (1978) ont mis en évidence plusieurs petits épandages (quelques km^2 maximum) de cailloutis d'âge intermédiaire matérialisant le passage permanent de la Durance pléistocène (Figure 16) :

- La terrasse des Glauges (Figure 15) ravine la vieille Crau et témoigne du passage de la Durance par la cluse de Roquemartine (+160 m NGF ; Figure 15).

- La terrasse d'Entressen (Figure 15) apparait à la faveur d'une échancrure. Les cailloutis ravinent les poudingues de Terre-Franche. Au sommet s'intercalent des passées de marnes jaunes remaniées du substratum miocène voisin.

- La terrasse de Brays (Figure 15), isolée de par ses courbes de niveaux, s'intercale entre les cailloutis pliocènes et rissiens. Sa granulométrie, et sa topographie laisse à penser que la Durance empruntait un passage situé plus à l'est (Colomb et Roux, 1986). Le col de Lamanon (+80 m NGF) ayant servi de passage au Riss et Würm. Il est donc logique de supposer que le pertuis d'Eyguières, de cote intermédiaire (+120 m NGF), a été emprunté au cours du Quaternaire moyen pour former la terrasse de Brays.

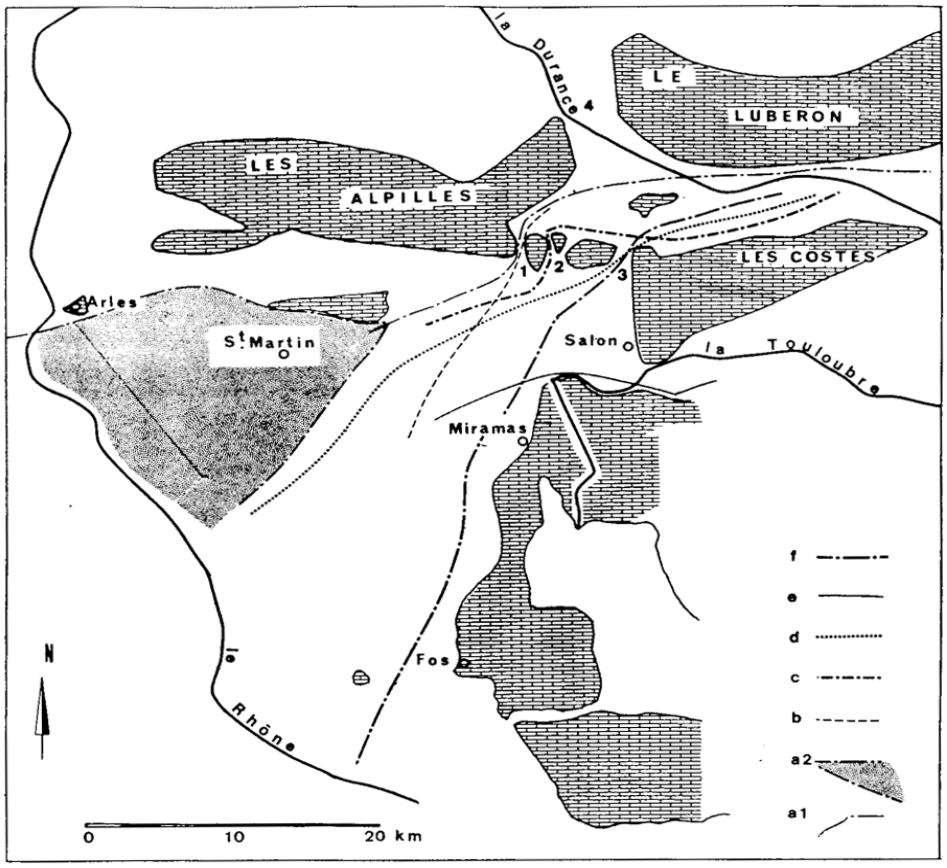


Figure 16 : Hypothèse des cours de la Durance au Pléistocène (Gouvernet, 1959)
a1 : au Villafranchien inférieur ; **a2 :** paléodelta du Villafranchien inférieur ; **b :** au Villafranchien supérieur (Günz) ; **c :** au Mindel ; **d :** au Riss ; **e :** Touloubre au Riss ; **f :** au Würm ; **1 :** Seuil de Saint-Pierre-de-Vence ; **2 :** Seuil d'Eyguières ; **3 :** Seuil de Lamanon ; **4 :** Seuil d'Orgon

La localisation de ces trois terrasses semble dessiner un nouveau tracé du cours de la Durance qui délaissant le Rhône, irait rejoindre le littoral dès les premières glaciations du Pléistocène inférieur.

La « jeune Crau » :

La fin du Villafranchien est marquée par une brusque modification de la topographie. Le jeu de la faille de l'Anellier, au nord (Figure 15), provoque un affaissement de plus grande amplitude de la bordure orientale de Crau, entrainant un approfondissement du seuil de Lamanon (Terrier, 1991). La Durance abandonne alors son lit d'Eyguières et emprunte le col de Lamanon qu'elle atteint, au Riss (Colomb et Roux, 1978).

L'âge de cette jeune Crau ne fait pas l'unanimité dans la littérature. Elle serait tantôt datée du Riss (Bourdier, 1965; Tricart, 1954), tantôt datée du Würm (Baulig, 1927; Bonifay, 1962; Denizot, 1939; Gouvernet, 1959). Mais des différences morphologiques et sédimentologiques, observées par Colomb et Roux (1978), impliquent la subdivision de cette jeune Crau en deux sous-ensembles :

- La « Crau du Luquier » (Figure 15) prend la forme d'une terrasse, également d'orientation NE-SO, qui recouvre la vieille Crau au nord et disparaît au sud sous la Crau de Miramas. Cette formation épouse les contours anticlinaux et la terrasse de Brays sur une faible épaisseur (maximum 10 mètres à l'aval). Aucun critère paléontologique ne permet de dater ces cailloutis ; cependant, la minéralogie indique qu'ils seraient synchrones des dépôts de la Touloubre datés de la fin du Riss.

- La « Crau de Miramas » (Figure 15) dessine un cône de déjection assez régulier convergeant en « tête de Crau » vers Lamanon et qui aurait été formé par trois phases d'alluvionnement. L'épandage s'est donc fait selon l'axe d'un thalweg NE-SO qui a entaillé les collines d'Istres et Miramas lors des glaciations du Quaternaire supérieur. Ici le profil évolue de 7‰ entre Lamanon et le nord de Miramas, à 3‰ à l'aval. Près de Grans, les cailloutis forment une discordance avec des dépôts contenant une faune rissienne (Colomb et al., 1977). La « Crau de Miramas » est donc en majeure partie d'âge würmien. Ce n'est qu'à la fin de cette période que l'accident tectonique de Salon-Cavaillon intervient. Cette faille normale orientée nord-sud aurait eu un jeu décrochant dextre au Würm, lequel aurait provoqué l'affaissement du seuil d'Orgon (Terrier, 1991). La Durance, abandonnant le pertuis de Lamanon, a donc été capturée par le Rhône en empruntant le seuil d'Orgon (Colomb et Roux, 1978; Cova, 1965; Gouvernet, 1959).

« L'éventail pétrographique des cailloutis de la « jeune Crau » est varié : quartzites du Trias alpin, microconglomérats à faciès « verrucano », radiolarites, grès paléogènes, calcaires granitiques du Pelvoux et le cortège de roches vertes alpines (euphotides, diabases, variolites et spilites) ainsi que par divers types de quartz. » (Colomb et Roux, 1978).

2.1.3.5. SYNTHESE

Au vu des informations données par la littérature, l'empilement stratigraphique de la plaine de la Crau est synthétisé sur la Figure 17 :

- une base de calcaires urgoniens fortement érodée (Crétacé)
- des horizons molassiques gréso-calcaire à bancs sableux ou argileux (Miocène)
- des dépôts d'argiles grises, bleues et vertes hétérogènes d'origine marines et lacustres (Pliocène jusqu'à Holocène pour les dépôts lacustres)
- trois épandages de cailloutis à matrice sableuse plus ou moins cimentée en poudingue (Plio-quaternaire)

Pour mieux appréhender l'agencement spatial de ces dépôts ainsi que les déformations liées à la tectonique, Colomb a réalisé les coupes ci-dessous (Figure 18) dont les traces sont représentées dans la Figure 15.

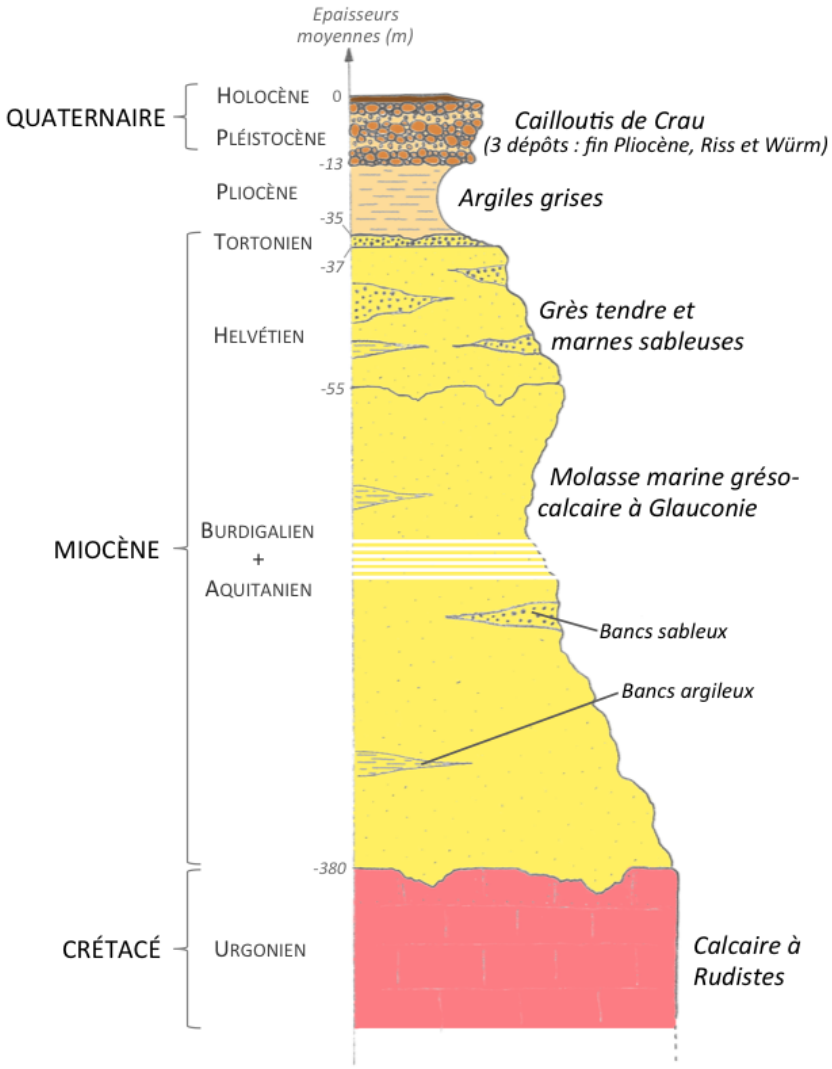


Figure 17 : Log stratigraphique moyen de la plaine de la Crau
Réalisé à partir des épaisseurs moyennes de chaque horizon obtenues par interpolation des données stratigraphiques

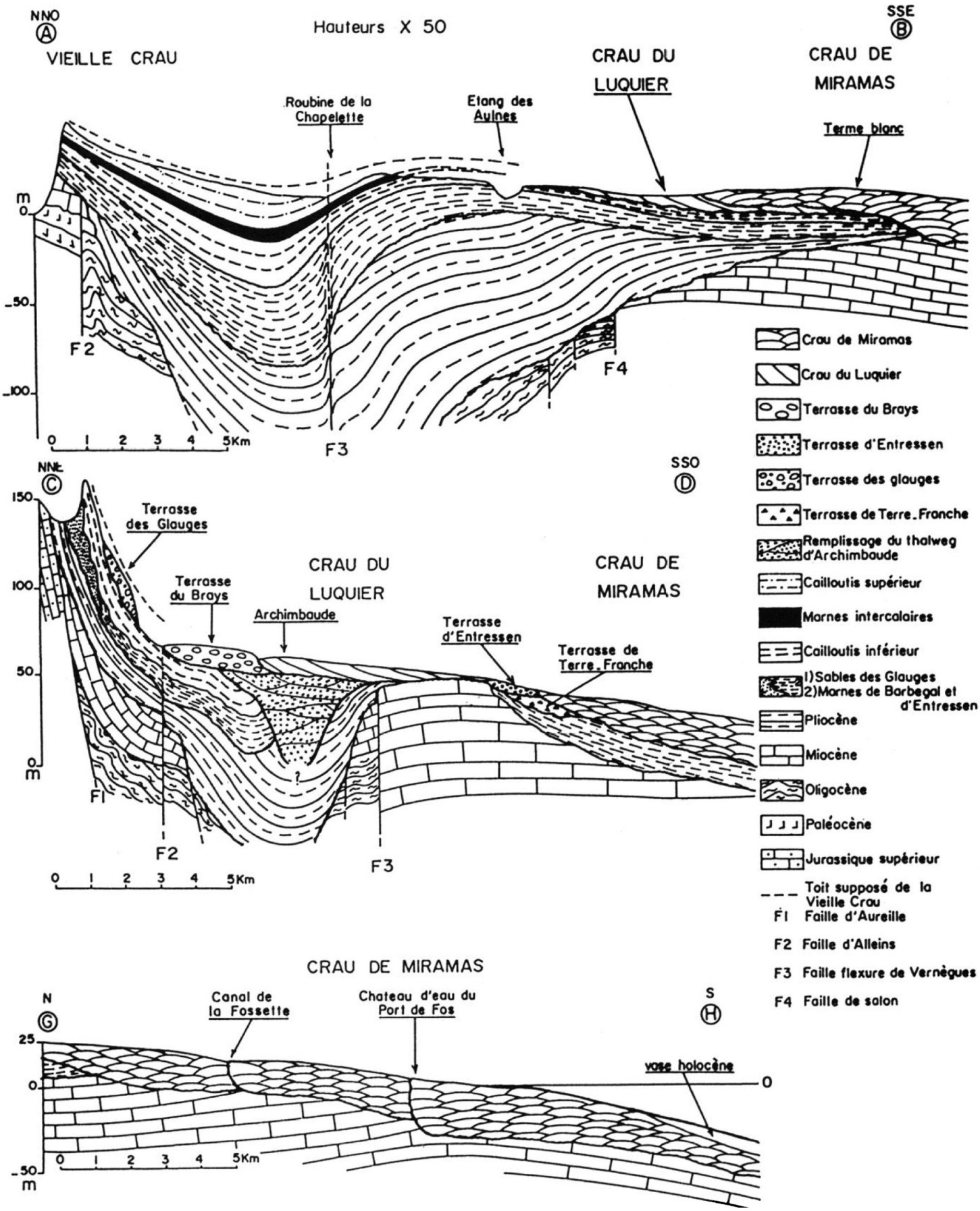


Figure 18 : Coupes géologiques de la Crau – Voir Figure 15 pour la localisation des transects (Colomb et Roux, 1986)

2.1.4. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

Avant tout, il est important de noter que la plaine de la Crau est dénuée de réseau hydrographique naturel. Les transferts d'eau se font à travers un dense réseau de canaux d'irrigation. Cette absence de rivières provient d'une topographie peu accidentée et plane (pente moyenne de 0,5% pour une majeure partie aval, jusqu'à 2% à l'amont) combinée à une capacité d'infiltration élevée des cailloutis affleurant et des sols développés au niveau des prairies par les limons transportés par les eaux d'irrigation (Bader et al., 2010; Courault et al., 2010). En effet, même les évènements de pluies les plus extrêmes sont totalement infiltrés par le matériel alluvial (Dellery et al., 1964). Cette section présente l'état des connaissances hydrogéologiques de la nappe des cailloutis.

2.1.4.1. CONDITIONS AUX LIMITES DE LA NAPPE DES CAILLOUTIS

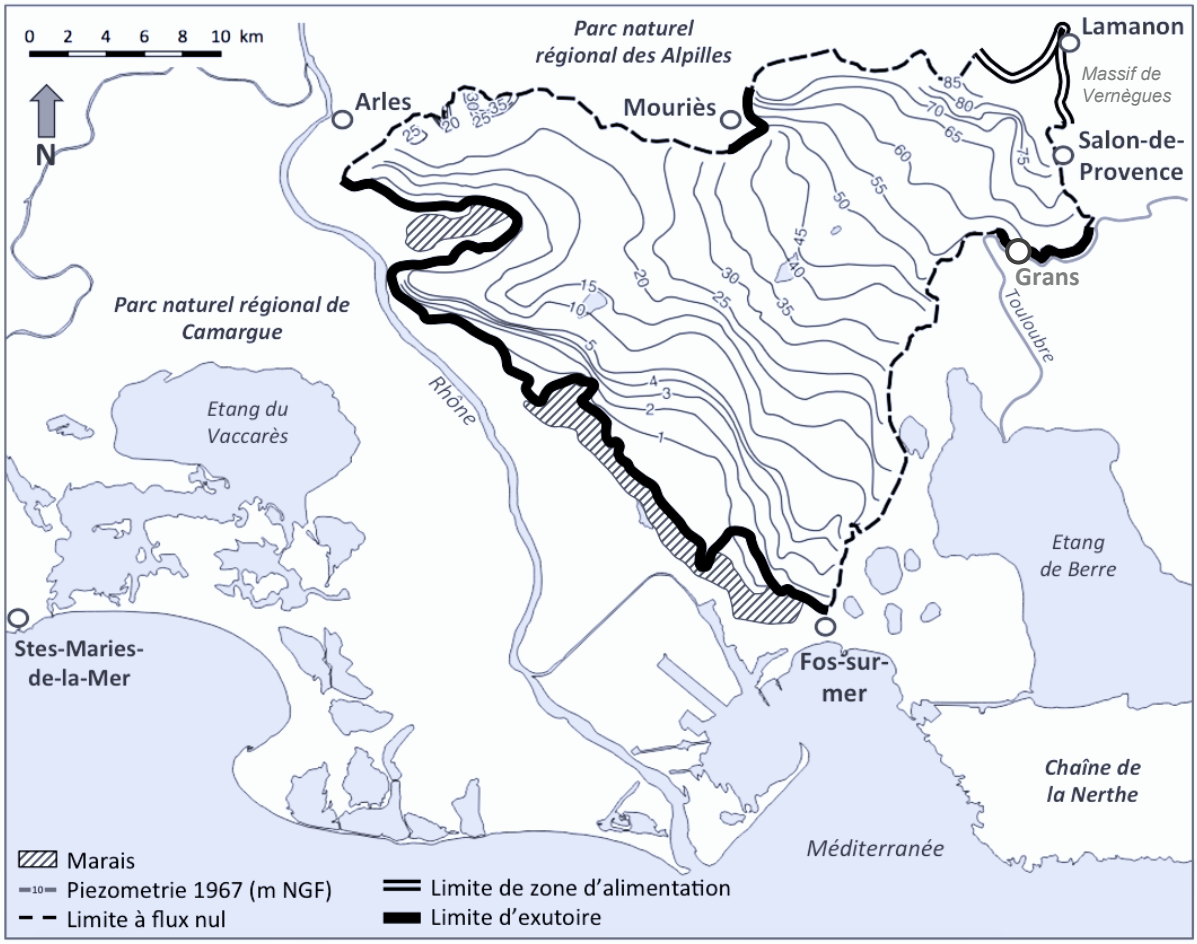


Figure 19 : Carte hydrogéologique et conditions aux limites de la nappe des cailloutis de Crau d'après Albinet et al. (1969)

D'après la notice hydrogéologique de la carte d'Istres-Eyguières-Plaine de la Crau (Albinet et al., 1969 ; Figure 19), à partir du sud d'Arles, et en direction de l'est, la limite de la nappe correspond à la crête topographique (falaise astienne où affleure à sa base l'Helvétien). Cette limite est principalement à flux nuls, sauf pour une petite zone de drainage exutoire proche d'Arles, alimentant l'étang de la Gravière par une vallée incisée. Au centre de cette bordure septentrionale, une partie de la nappe est drainée à travers le massif jurassico-crétacé du Signal de Mouriès. Ce phénomène, couplé aux apports par ruissellement du flanc méridional

des Alpilles, alimente la dépression des marais des Baux et de l'Ilon. Situées au sud-est de ces marais, les « fontaines de Mouriès » constituent une zone de débordement de la nappe qui alimente d'importants « laurons ».

« Le mot lauron vient du provençal « lauroun » qui signifie surgeon d'eau. Ce sont des puits naturels, ouverts dans les alluvions récentes de la Crau d'où jaillit une eau claire, douce et fraîche qui se répand le plus souvent dans les marais. » (Giudicelli et al., 1980).

Depuis l'est de Mouriès, jusqu'à Lamanon, la bordure nord suit la ligne de crête astienne qui constitue une limite à flux nuls.

Au nord-est, la problématique du transfert des eaux de la nappe Durancienne actuelle vers la Crau est résolue depuis qu'une reconnaissance du sous-sol a été effectuée pour caractériser le fonctionnement du pertuis de Lamanon (Archambault, 1950). Un point de partage des eaux a été mis en évidence (Figure 24) du fait de l'observation des écoulements et de la position élevée du socle au niveau du seuil de Lamanon (81 m NGF alors que le seuil d'Orgon, situé 10 km au nord, est à seulement 50 m NGF).

Des apports non négligeables en provenance du massif de Vernègues (entre Lamanon et Salon-de-Provence) sont matérialisés par les sources des Aubes et de Faure. La bordure nord-est de la Crau, entre Lamanon et Salon-de-Provence, correspondrait donc à une zone d'alimentation naturelle, mais ces sources sont captées pour l'alimentation en eau potable et ne contribuent donc pas à une recharge de l'aquifère.

La source Mary-Rose (ou source de la Canebière) au nord-ouest de Grans constitue un petit exutoire des eaux de la Crau, à travers la remontée des dépôts molassiques Miocènes sous-jacents. La bordure allant du sud de Salon-de-Provence jusqu'à la source Mary-Rose correspond à une limite d'exutoire à potentiel imposé par le cours de la Touloubre.

La partie orientale de la nappe, qui se prolonge jusqu'à Fos-sur-Mer, est limitée par le massif molassique moins perméable des collines de Miramas et d'Istres.

A Fos-sur-Mer, comme pour la plupart des nappes phréatiques côtières, une problématique d'intrusion du biseau salé intervient lors de pertes de recharge ou d'importants prélèvements. Afin de stabiliser les remblais aval et de prévenir des remontées d'eaux saumâtres vers l'amont, le Grand Port Maritime de Marseille (GPMM) a mis en place une tranchée drainante (Figure 20). Celle-ci entaille les limons jusqu'aux cailloutis pour maintenir l'émergence de la nappe à un niveau imposé à 1.2 m NGF (SAFEGE CETIIS, 2003).

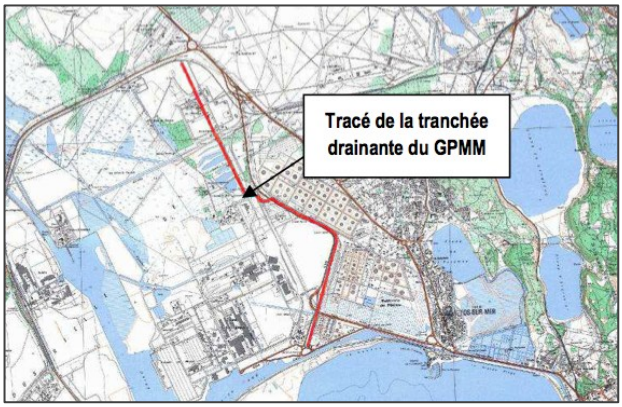


Figure 20 : Localisation de la tranchée drainante du GPMM (SAFEGE CETIIS, 2003)

Les eaux de la nappe de la Crau s'écoulent principalement en direction du sud-ouest jusqu'à une ligne d'émergence constituée de zones de marais entre Arles et Fos-sur-Mer, présentant d'importantes remontées d'eaux douces (via les systèmes de laurons des marais du Vigueirat). Au-delà de cette zone d'exutoire, les cailloutis, toujours aquifères, plongent sous les limons de Camargue qui confinent la nappe. Plus au nord de la bordure occidentale, les marais de la Meyranne et des Chanoines présentent les mêmes caractéristiques formants également une limite à potentiel imposé.

Conditions aux limites	Secteur géographique	Commentaires
Limites à flux nul	Partie centrale et méridionale de la bordure est de la plaine	Contact avec les formations miocènes peu perméables
	Bordure nord (à l'exception des marais des Baux et des sources de Mouriès)	Bordure imperméable
Limites exutoire	Zones des marais du Vigueirat, et de la Meyranne et des Chanoines (bordure sud-ouest)	Exutoire principal constitué de sources individualisées (Laurons). Drainage par le canal du Vigueirat.
	Secteur est, au niveau de la rivière de la Touloubre	Très faible pente de la Touloubre
	Marais des Baux en limite nord de la plaine	Exutoires partiels de la nappe
	Zone située entre les marais de la Meyranne et du Vigueirat (bordure sud-ouest)	Plongement de la nappe sous la Camargue
	Sources des Marais des Baux et de l'Ilon (au nord), Mary-Rose (à l'est) et le débit permanent de Fanfarigoule	
Limite d'alimentation	Secteur NE de la plaine de Crau	Apports des cailloutis et colluvions du massif de Vernègues

Tableau 1 : Résumé des conditions aux limites de la nappe de la Crau

2.1.4.2. LE SUBSTRATUM DES CAILLOUTIS

Le Pliocène argileux, qualifié de « très peu perméable » par la notice de la carte hydrogéologique d'Istres-Eyguières-Plaine de la Crau (Albinet et al., 1969), constitue le substratum de la partie occidentale des cailloutis de la Crau. Ces dépôts, présents de façon très hétérogènes, ont été reconnus sur près de 100 m par sondage au sud de Saint Martin-de-Crau, à la Dynamiterie, et à l'étang des Aulnes (Denizot, 1934). Quelques rares affleurements sous forme de pointements, avec des épaisseurs bien moindres, sont observables au nord-ouest de l'aérodrome d'Istres, près d'Eyguières, ainsi qu'au sud d'Arles (Albinet et al., 1969). Enfin, il est également visible au Col de Roquemartine et aux Glauges (Eyguières), au niveau de la terminaison est de la chaîne des Alpilles

Dans la zone orientale, d'Istres à Salon-de-Provence, le substratum est constitué de terrains miocènes qualifiés de « peu perméables ». Plus au nord, de nombreux affleurements miocènes sont connus ; ils permettent, avec ceux nouvellement reconnus (Capellan, Tardieu et l'étang d'Entressen), de dessiner le « haut fond de la Croix de Crau » (Colomb et Roux, 1978). Ce haut fond est entaillé par deux paléo-thalwegs. Le premier, au nord-est de l'étang d'Entressen est comblé par des dépôts similaires à ceux de la « vieille Crau ». Le second, plus méridional, est connu depuis l'étude effectuée par le BRGM (Dellery et al., 1964) : à l'ouest de Salon, les sondages (Réf. BRGM : 09941X0162) révèlent un graben oligocène limité par des failles N-S qui traversent le massif des Opies, plus au nord, au niveau des cluses d'Eyguières et de Lamanon. Ce second thalweg, creusé lors des glaciations du Quaternaire supérieur, entaille selon une direction NE-SO le soubassement des collines d'Istres-Miramas et joint Lamanon au golfe de Fos (Avias et Gourvernet, 1965; Cova, 1965; Dellery et al., 1964; Durozoy et Glintzboeckel, 1970; Larrieu, 1959).

Colomb et Roux (1978) ont réalisé une carte des isohypses du substratum des formations plio-quaternaires qui a été récemment mise à jour par le BRGM (Roure et al., 2004 ; Figure 21). L'épaisseur déduite des alluvions est très variable. Elle oscille entre 0 m autour des étangs des Aulnes et d'Entressen ainsi que dans la partie NE (Haut fond de la Croix de Crau), jusqu'à 50 m d'épaisseur à l'ouest de St-Martin-de-Crau, et même 100 m au niveau du graben oligocène à l'ouest de Salon-de-Provence (Partie 2.1.3.2). Sur le reste de la plaine, les épaisseurs varient de 10 à 20 m selon deux axes d'épanchements privilégiés :

- Un axe E-O passant par St-Martin-de-Crau en direction d'Arles
- Un axe NNE-SSO formant le couloir de Miramas

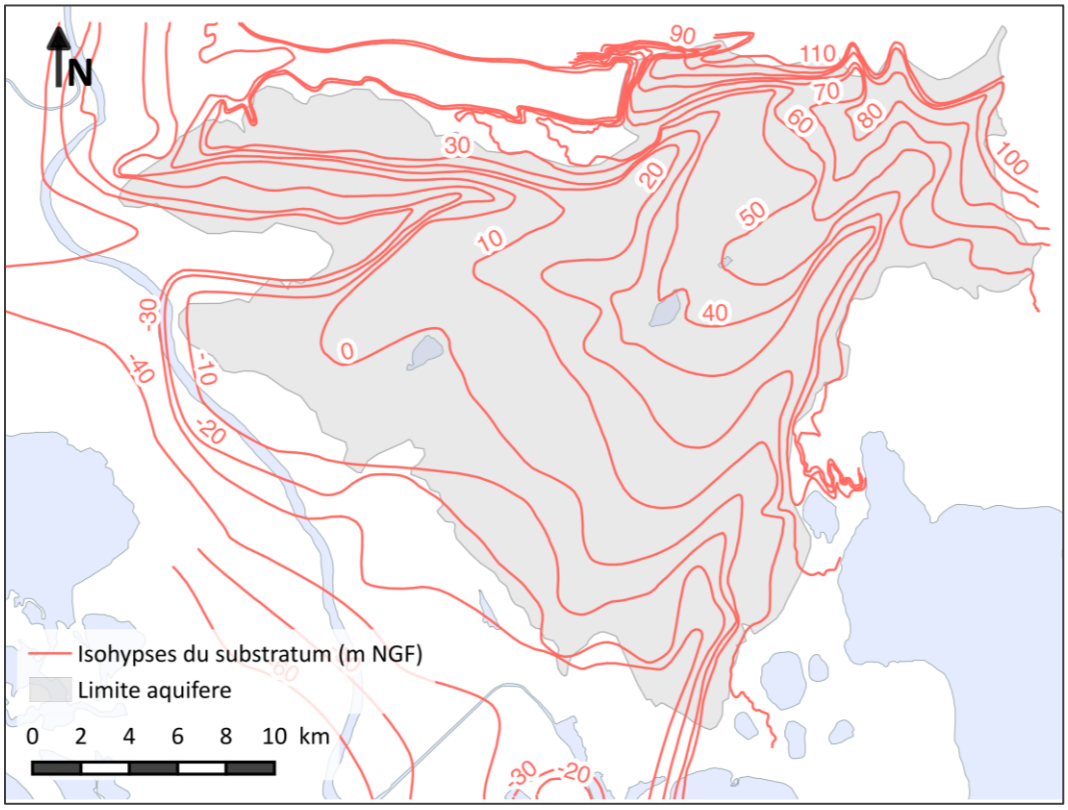


Figure 21 : Carte des isohypses du substratum des cailloutis (Roure et al., 2004)

2.1.4.3. RESEAUX DE SUIVIS QUANTITATIFS ET QUALITATIFS

La nappe de la Crau fait l'objet de suivis piézométriques depuis 1954 grâce aux points de mesures d'EDF dans le cadre de l'aménagement de la basse Durance. A partir de 1970, le suivi est assuré par l'État, lequel le délègue au BRGM en 2003.

Actuellement, il existe trois réseaux de suivis piézométriques produisant des suivis quantitatifs ou qualitatifs de l'état de la nappe phréatique de la Crau (Figure 22) :

- Le réseau quantitatif du BRGM avec 8 piézomètres présentant des chroniques plus ou moins intermittentes de hauteurs d'eau journalières débutant en 2002-2003 (Tableau 2).

- Le réseau quantitatif du SYMCRAU constitué de 23 piézomètres mis en place plus récemment. Ce dernier produit des chroniques de hauteurs d'eau journalières depuis 2012-2013 (Tableau 2).

- Le réseau qualitatif du SYMCRAU avec 17 piézomètres échantillonnés semestriellement et analysés pour les paramètres physico-chimiques classiques, mais aussi les pesticides et les micropolluants minéraux et organiques.

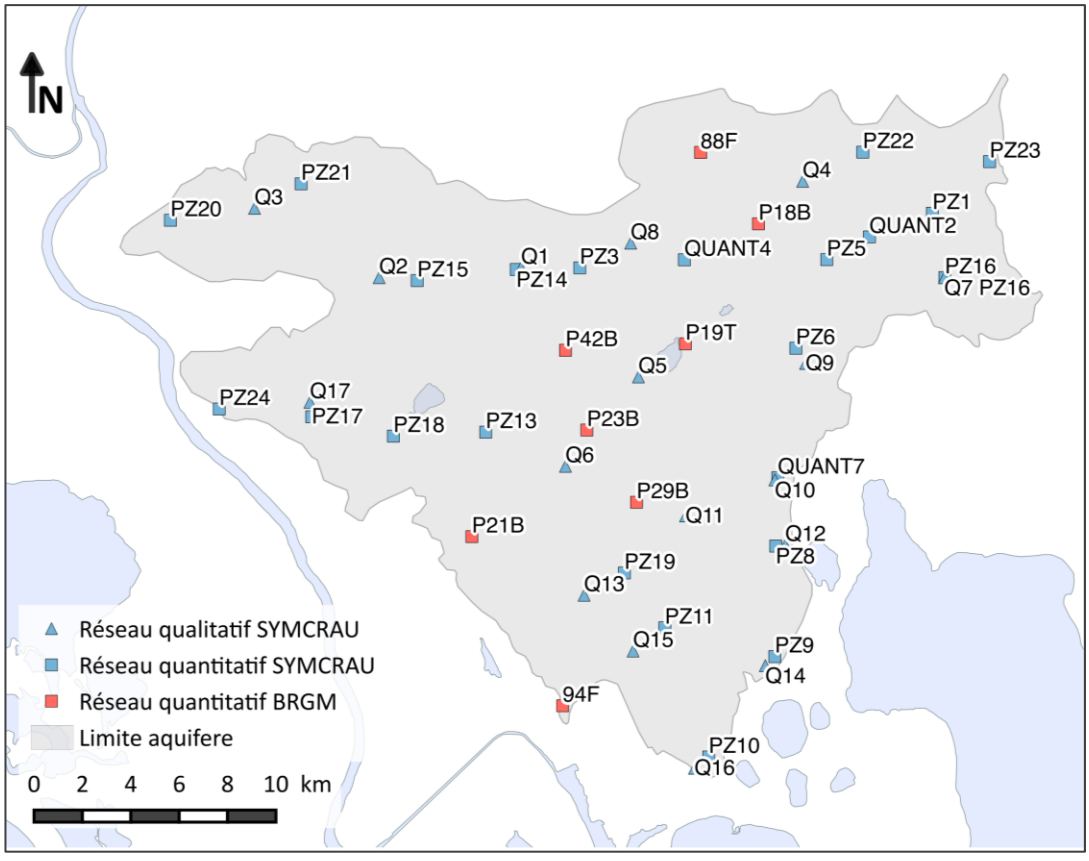


Figure 22 : Carte de localisation des points de suivis quantitatifs et qualitatifs de la nappe phréatique de la Crau

Réf. BSS BRGM	ID	X (L2e)	Y (L2e)	Propriétaire	Début chronique
09933X0088	88F	809757	1856610	BRGM	Mai 2005
10192X0094	94F	804045	1833691	BRGM	Juin 1999
09934X0087	P18B	812153	1853653	BRGM	Janvier 2003
09937X0134	P19T	809126	1848681	BRGM	Janvier 2003
10192X0095	P21B	800284	1840696	BRGM	Janvier 2002
09937X0135	P23B	805045	1845110	BRGM	Juin 2003
10193X0151	P29B	807103	1842118	BRGM	Janvier 2002
09937X0133	P42B	804159	1848414	BRGM	Janvier 2003
09936X0138	PZ14	802120	1851760	SYMCRAU	Août 2012
09941X0261	PZ1	819355	1854094	SYMCRAU	Avril 2012
10197X0554	PZ10	810090	1831569	SYMCRAU	Avril 2012
10193X0169	PZ11	808273	1836921	SYMCRAU	Avril 2012
09936X0141	PZ13	800855	1845022	SYMCRAU	Avril 2012
09936X0142	PZ15	798020	1851302	SYMCRAU	Avril 2012
09945X0264	PZ16 (Q7)	819870	1851429	SYMCRAU	Avril 2012
09935X0150	PZ17	793650	1845658	SYMCRAU	Avril 2012
09936X0143	PZ18	797034	1844859	SYMCRAU	Avril 2012
10193X0170	PZ19	806597	1839189	SYMCRAU	Avril 2012
09924X0136	PZ20	787800	1853800	SYMCRAU	Mai 2013
09931X0263	PZ21	793210	1855310	SYMCRAU	Mai 2013
09934X0091	PZ22	816470	1856620	SYMCRAU	Mai 2013
09941X0262	PZ23	821720	1856230	SYMCRAU	Mai 2013
09935X0151	PZ24	789820	1845980	SYMCRAU	Mai 2013
09937X0156	PZ3	804750	1851830	SYMCRAU	Août 2012
09938X0184	PZ5	814980	1852170	SYMCRAU	Août 2012
09938X0189	PZ6	813700	1848500	SYMCRAU	Mai 2013
10194X0257	PZ8	812866	1840306	SYMCRAU	Avril 2012
10194X0258	PZ9	812830	1835727	SYMCRAU	Avril 2012
09938X0187	QUANT2	816745	1853110	SYMCRAU	Avril 2012
09937X0159	QUANT4	809083	1852163	SYMCRAU	Avril 2012
10194X0259	QUANT7	812953	1843137	SYMCRAU	Avril 2012

Tableau 2 : Informations sur les piézomètres télémesurés sur la plaine de la Crau
Coordonnées en projection Lambert II étendue

2.2. LES ENTREES ET SORTIES DE LA NAPPE DE LA CRAU

2.2.1. LA RECHARGE DE SURFACE

La nappe de la Crau est non seulement soumise à une recharge de surface par l'infiltration des précipitations, mais elle est également alimentée par les importants surplus d'eau apportés aux prairies pendant les périodes d'irrigation. Ces irrigations débutent mi-mars pour se conclurent fin-octobre, à plus ou moins deux semaines, en fonction de l'importance des précipitations.

Commencée il y a près de cinq siècles, la mise en culture des prairies irriguées est encore aujourd'hui pratiquée selon une technique d'irrigation traditionnelle par submersion. Celle-ci consiste en un arrosage brutal qui équivaut à une lame d'eau de 120 mm environ en quelques heures. Ces laps de temps d'irrigation d'une parcelle sont appelés « tours d'eau », ils sont régis par un calendrier d'irrigation. Ce dernier permet de répartir l'eau d'irrigation gravitaire sur tout le territoire et de maintenir un niveau dans les canaux pour que l'eau parvienne à franchir la topographie et alimente les parcelles en bout de réseau.

Chaque parcelle ayant un droit d'eau est irriguée par de petits canaux en terre appartenant aux particuliers, les « filioles ». L'eau, stoppée par une « martelière », déborde, submergeant ensuite la culture. Ces eaux d'irrigation d'origine alpine sont chargées de limons, alors déposés sur les prairies pour former un sol qui était inexistant sur les zones naturelles de coussouls. Les excédents non infiltrés sont drainés dans des canaux d'assainissement par les « colatures ».

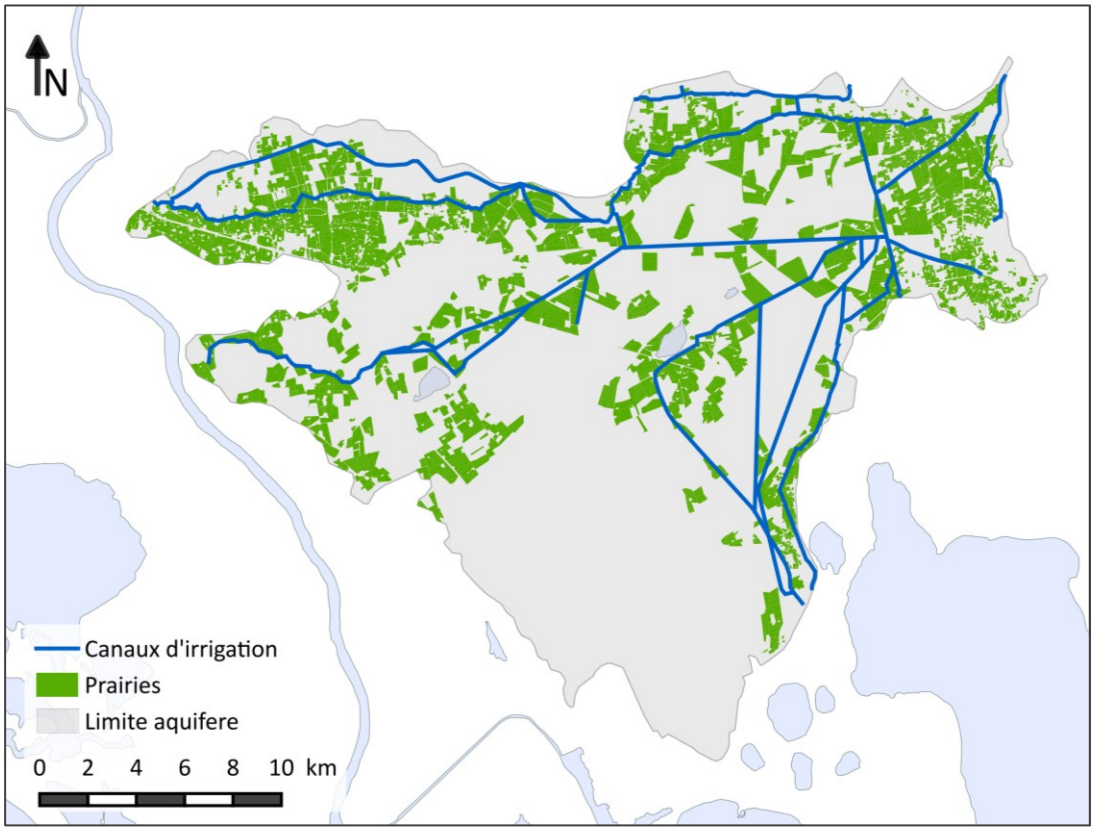


Figure 23 : Carte des principaux canaux d'irrigation et des surfaces de prairies irriguées reconnues par orthophotographies (Seraphin, 2012)

Ces prairies irriguées sont abondantes sur la plaine de la Crau. Elles représentent une superficie de 140 km^2 environ en 2009 (Seraphin, 2012 ; Figure 23) pour une superficie totale de 550 km^2. Tout comme les zones de coussouls, les prairies irriguées montrent d'importantes capacités d'infiltration, même avec le développement de sols (Courault et al., 2010).

L'eau d'irrigation de la Crau, aujourd'hui issue du barrage de Serre-Ponçon via un canal suivant le cours de la Durance, est produite par la fonte des neiges des sommets alpins. L'eau de retenue de ce barrage est alors utilisée pour :

- la production d'électricité par EDF et le tourisme (lac de Serre-Ponçon)
- l'irrigation des terres agricoles de haute et basse Durance
- l'alimentation en eau potable de certaines villes
- le maintien du débit minimal de la Durance et la régulation de crues

Des prises d'eau pour l'irrigation se situent tout au long du canal EDF. Celle permettant d'alimenter l'ensemble de la plaine de Crau fournit un débit nominal de 31.5 $m^3 s^{-1}$ lors de la période d'irrigation (mi-mars à fin-octobre). C'est environ 400 km de canaux principaux et secondaires gérés par des Associations Syndicales d'Arrosant (ASA) et 1600 km de filioles privées qui assurent l'acheminement de l'eau jusqu'aux parcelles (Ministère de l'Agriculture, 1975).

2.2.2. LES ENTREES LATERALES

Cette partie présente les entrées latérales de la nappe des cailloutis de Crau reconnues dans la littérature ainsi que les informations disponibles pour chacune d'elles :

Source Font Borne EDF S.6 (Réf. BRGM : 09934X0039) : Émergence provenant d'une faille dans le Miocène du défens de Lamanon (nord-ouest de Lamanon). Elle est captée en totalité par la ville d'Eyguières avec un débit moyen d'environ $6{,}5.10^{-3}$ $m^3 s^{-1}$.

Source du Mas Faure (Réf. BRGM : 09941X0170) : Émergence du massif calcaire de Vernègues (au nord Salon-de-Provence) datant du Crétacé inférieur avec un débit de l'ordre du litre par seconde.

Source des Aubes (Réf. BRGM : 09941X0228) : Située à quelques centaines de mètres au sud de la source du Mas Faure, elle est captée pour l'AEP de la ville de Salon-de-Provence (débit de prélèvement inconnu). La transmissivité de la nappe amont a été calculée à $1{,}3.10^{-2}$ $m^2 s^{-1}$ par essais de pompage avec des paliers allant jusqu'à 0,1 $m^3 s^{-1}$ (Ciron and Silvestre, 1988).

Ces quelques sources étant en majorité captées pour l'alimentation en eau potable, ou possédant un débit très faible, sont négligeables dans l'alimentation de la nappe de la Crau.

Drainage par les massifs calcaires des Défens de Lamanon et d'Alleins : A l'extrême amont de la plaine de la Crau, un point de partage des eaux des alluvions Duranciens et de la Crau a été mis en évidence par les travaux d'Archambault (1950). Cette étude locale a également permis d'observer une zone de recharge par les massifs calcaires environnants, estimée par un calcul de Darcy à environ 0,74 $m^3 s^{-1}$ en utilisant les gradients de charge locaux (Figure 24) et les transmissivités de la carte hydrogéologique (Albinet et al., 1969).

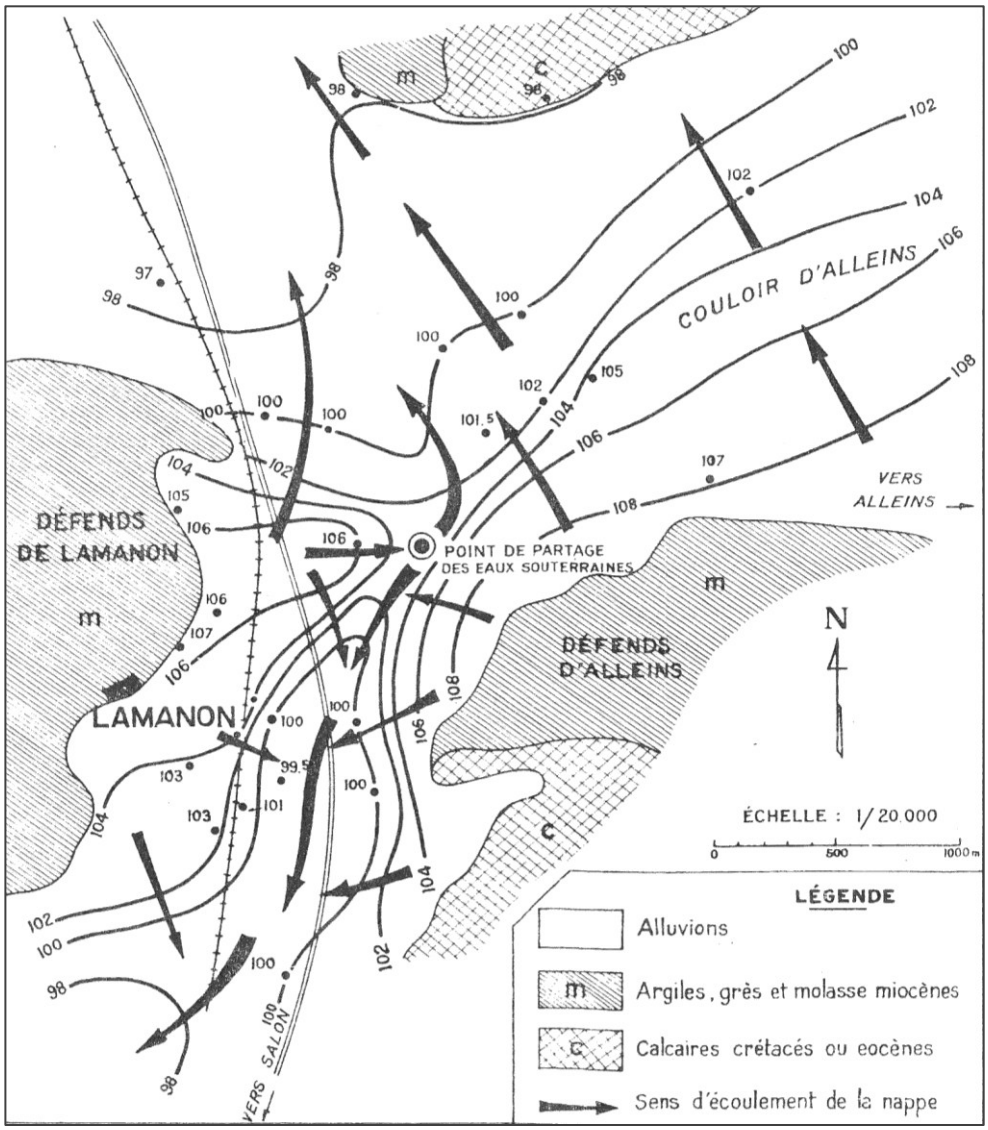


Figure 24 : Carte piézométrique du seuil de Lamanon (Archambault, 1950)

2.2.3. LES SORTIES NATURELLES

Cette partie fait l'inventaire des sorties naturelles du système aquifère de la Crau reconnues dans la littérature et présente les informations disponibles :

Etang d'Entressen (Réf. BRGM : 09937X0022) : Il s'étend sur une superficie de 1,1 km^2, avec une profondeur maximum de 10 m. Sa surface est située à 36 m NGF et présente des variations de niveau de 50 cm maximum. Cet étang constitue une ancienne dépression créée par le passage de la Durance ; c'est une zone d'affleurement du substratum miocène (Albinet et al., 1969). Il est probablement alimenté par la nappe avec un débit estimé à 9.10^{-2} m^3 s^{-1} par les simulations du BRGM (Berard et al., 1995), mais aussi par les pluies et les canaux d'irrigation entrants.

Etang des Aulnes (Réf. BRGM : 09936X0105) : Il a une emprise d'environ 0,9 km^2 pour 4 à 5 m de profondeur (volume estimé à 3.10^6 m^3). Son niveau varie peu : de 11 m NGF, hors des périodes d'irrigation, à 11,45 m NGF, son maximum pendant l'irrigation des prairies. Cet étang est formé par l'affleurement des marnes pliocènes entre les Crau d'Arles et du Luquier. Ce plan d'eau serait hydrogéologiquement déconnecté de la nappe de Crau (egis eau, 2007)

mais reçoit ses eaux de façon indirecte. L'apport se fait par émergence de la nappe en limite amont de l'étang, ainsi que le drainage de cette dernière par des fossés et canaux (hors des périodes d'irrigation). Il a été estimé que le débit d'apports amont par le drainage des fossés était d'environ 5.10^{-2} m^3 s^{-1} (egis eau, 2007). Tout comme l'étang d'Entressen, cet étang est alimenté par les pluies et les canaux d'irrigation entrants.

Etang du Luquier : À 2 km au nord-est de l'étang d'Entressen, ce petit plan d'eau (0,2 km^2) correspond également à un affleurement de la nappe de la Crau. Aucun document bibliographique ne mentionne de débits de sortie lui étant associés.

Marais des Chanoines et de Meyranne : Situées au nord de la bordure occidentale, ces zones humides, en parties transformées en prairies irriguées, sont alimentées par la remontée d'eaux douces des laurons, eux-mêmes connectés à la nappe phréatique. Le débit moyen de résurgence de ces zones humides serait supérieur à 1 m^3 s^{-1} (Dellery et al., 1964).

Marais du Vigueirat et de Coucou : Ce secteur sud de la bordure occidentale (jusqu'à Fos-sur-mer), clairsemé de laurons très productifs, correspond à la principale zone de drainage de la nappe de la Crau. Une ancienne tentative d'assèchement des marais a permis d'évaluer le débit de ces laurons à 3 m^3 s^{-1} (Zurcher, 1920). L'essentiel des eaux est évacué vers la mer par un système de canaux.

Marais des Baux et de l'Ilon : Cette autre zone de sources et laurons correspond à une dépression d'origine tectonique. Situées sur la bordure sud du marais des Baux (nord de Mouriès), les quatre sources suivantes ont été reconnues comme alimentées par le débordement de la nappe de la Crau qui est drainée par les calcaires crétacés du signal de Mouriès (Dellery et al., 1964) :

- Fontaines de Mouriès (Réf. BRGM : 09932X0054) : débit de sortie de 0,2 (BRGM) à 0,9 m^3 s^{-1} (Dellery et al., 1964) à une altitude de 9 m NGF.
- Sources des Trois Voisins (Réf. BRGM : 09932X0053) : exutoire d'environ 8.10^{-3} m^3 s^{-1} à 6 m NGF.
- Sources de l'étang du Comte (Réf. BRGM : 09932X0058 et 09932X0059) : débit d'environ 0,28 m^3 s^{-1} à 1,5 m NGF.
- Source de Santa Fé (Réf. BRGM : 09932X0057) : exutoire d'environ 0,01 m^3 s^{-1} à 5 m NGF.
- Source du Mas Mireille (Réf. BRGM : 09931X0065) : résurgence d'environ 7.10^{-5} m^3 s^{-1} à 13 m NGF.

Au total, cette alimentation des marais des Baux par la nappe de la Crau serait de l'ordre de 1 $m^3.s^{-1}$ (Dellery et al., 1964).

Source du Mas Peluque (Réf. BRGM : 09931X0030) : Cette source sans nom située à l'Est d'Arles sur la bordure nord de la Crau possède un faible débit de sortie. Elle est reconnue comme drainant des eaux des safres helvétiens à une altitude de 5 m NGF.

Sources du Château de Beauregard (Réf. BRGM : 09933X0060 et 09933X0061) : Situées à l'Est de Mouriès, l'altitude des plans d'eau des sources n°1 et n°2 ont été mesurées à 37,3 et 35,5 m NGF respectivement. Les débits de sortie sont estimés à $1,3.10^{-3}$ et $6,0.10^{-4}$ m^3 s^{-1}. Ces sources s'écoulent depuis des sables helvétiens (safre) et des cailloutis plio-quaternaires.

Source Mary-Rose (Réf. BRGM : 09945X0050) : Située au nord-ouest de Grans, elle constitue également un exutoire remarquable des eaux de la Crau, à travers la remontée des

dépôts molassiques miocènes sous-jacents. Cette source forme un plan d'eau à 51 m NGF, et est prélevée à $1{,}4.10^{-2}$ m^3 s^{-1} pour l'alimentation des fontaines de la commune. Le débit résiduel est en moyenne de 5.10^{-2} m^3 s^{-1} selon les mesures du BRGM en 1963. Les mesures que nous avons réalisées au flotteur plus récemment donnent un débit d'environ 0,1 m^3 s^{-1}.

Source de Fanfarigoule : À environ 4 km au sud d'Istres, existait un exutoire naturel au sein de la nappe de la Crau. Suite à l'augmentation du débit de cette source depuis quelques années, due au développement des irrigations, le niveau des étangs de Lavalduc et d'Engrenier, reliés à la source par un cours d'eau, avait considérablement augmenté. Les compagnies salinières ont été amenées à établir un barrage au pied de la source. Toutefois, des fuites sur l'ouvrage laissent s'écouler un débit permanent de 5.10^{-3} m^3 s^{-1} (Guérin et al., 2009).

Rivière de la Touloubre : Au sud de Salon-de-Provence, la nappe de Crau est partiellement drainée par la Touloubre constituant une limite à potentiel imposé à l'est du bassin de la Crau. Les simulations réalisées par le BRGM évaluent un débit de sortie de l'ordre de 5.10^{-2} m^3 s^{-1} (Berard et al., 1995).

Drainage sous le grand Rhône : Au-delà de la limite d'émergence principale (bordure sud-ouest constituée des marais de Chanoines et de Meyranne, et des marais du Vigueirat et de Coucou plus au sud), la nappe des cailloutis de Crau se poursuit sous une couverture limoneuse qui la maintient en charge. La nappe devient donc captive et passe alors sous le Rhône, sans connexion hydraulique remarquable, puis se charge progressivement en sels sous la Camargue (Berard et al., 1995).

Cet inventaire montre que les principales sorties du système correspondent aux zones représentées dans la Figure 19 : les marais de la bordure sud-ouest de la plaine (environ 130 Mm^3 an^{-1}), la limite de drainage vers la rivière de la Touloubre (entre Grans et Salon-de-Provence au nord-est ; environ 2 Mm^3 an^{-1}) et le secteur de drainage des eaux de la Crau à travers les massifs calcaires de Mouriès (au centre de la bordure nord ; environ 32 Mm^3 an^{-1}), pour un total d'environ 5,2 m^3 s^{-1} (soit 164 Mm^3 an^{-1}). Les autres sorties citées n'ont que très peu de poids dans le bilan hydrologique puisqu'elles représentent un débit total d'environ 0,15 m^3 s^{-1}. Toutefois, il existe une inconnue quant aux écoulements en aval de la ligne d'émergence des marais de la bordure occidentale. Mais les matériaux plus argileux mettant en charge les eaux de la nappe n'autorisent probablement qu'un faible débit d'écoulement.

2.2.4. LES PRELEVEMENTS

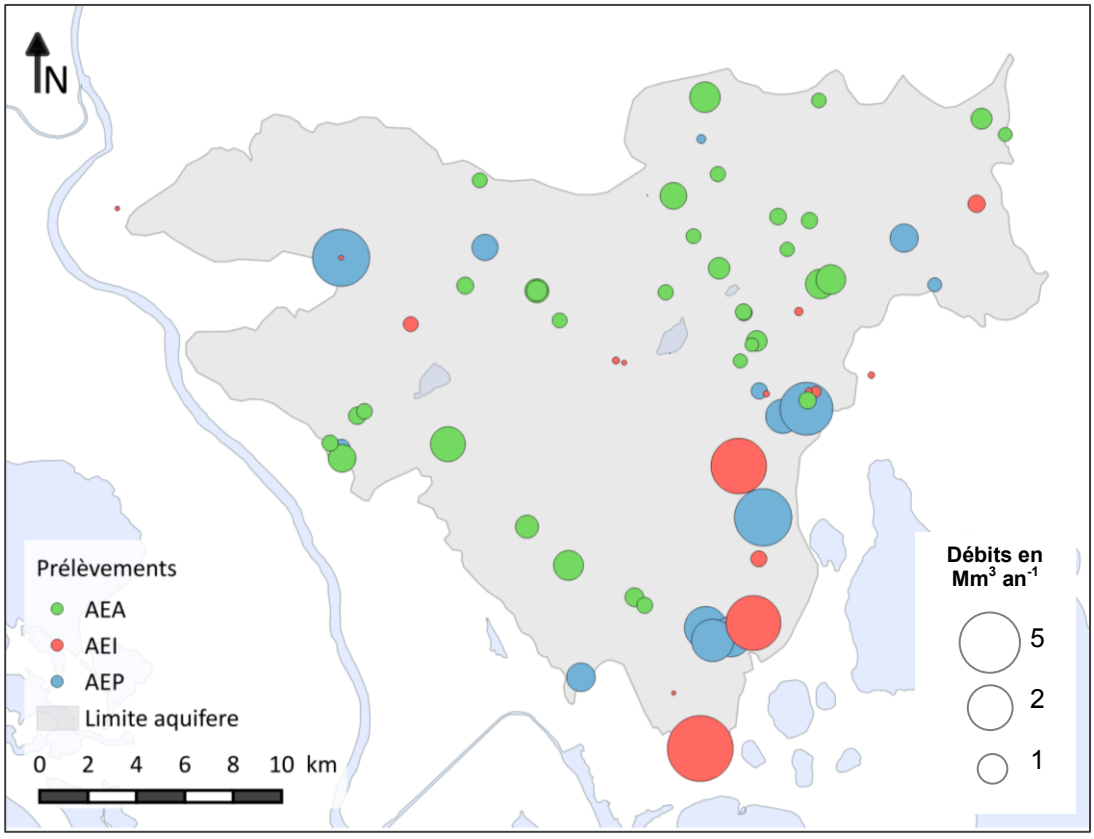


Figure 25 : Carte de localisation des prélèvements d'eau souterraine

Les inventaires réalisés ci-dessous révèlent un débit de prélèvement total d'environ 1,96 $m^3 s^{-1}$, tous usages confondus. Cependant, cette valeur est probablement sous-estimée puisque une importante partie des prélèvements agricoles ne sont pas encore déclarés (Partie 2.2.4.3). En effectuant la moyenne entre les débits de prélèvements agricoles déclarés et ceux autorisés, le débit total des prélèvements en Crau serait d'environ 2,60 ± 0,41 $m^3 s^{-1}$.

2.2.4.1. ALIMENTATION EN EAUX POTABLES (AEP)

La nappe de la Crau constitue, au niveau départemental, l'une des principales ressources en eau pour les besoins humains et est qualifiée, à ce titre, de « ressource patrimoniale ». La totalité du périmètre de la nappe (les 11 communes : Arles, Saint-Martin-de-Crau, Mouriès, Aureille, Eyguières, Lamanon, Salon-de-Provence, Grans, Miramas, Istres et Fos-sur-mer) ainsi que les communes de Port-St-Louis du Rhône, Port-de-Bouc, Martigues et St Mitre-les-Remparts (une partie de l'année) sont alimentées par l'exploitation de forages dans la nappe de Crau.

Au total 16 champs publics de captage d'eau à usage d'alimentation en eaux potables sont recensés en Crau (Tableau 3). Ces captages constituent, pour certaines des communes desservies, l'unique ressource en eau potable. Pour l'essentiel, ces ouvrages sont situés au droit des principaux axes de drainage de l'aquifère de la Crau (Salon/Arles et Salon/Fos). Les dernières moyennes annuelles fournies par le SYMCRAU font état de près de 26 millions de m^3 prélevés au cours de l'année 2011.

Nom	X (LIIe)	Y (LIIe)	Prélèvement (m^3 an^{-1})
La Caspienne	812102	1840673	4 499 634
Saint-Hippolyte	794631	1851424	4 464 641
Sulauze	813898	1845173	3 835 120
Les Tapies Port de Bouc	809726	1836103	2 488 208
Ventillon	810014	1835580	2 472 005
Fanfarigoule (Fos)	810778	1835733	2 220 713
Autodrome BMW	812917	1844861	1 615 060
La Pissarotte Port St Louis	804561	1834051	1 128 858
ZAC de la Crau	817943	1852239	1 091 167
Le Lion d'Or	800589	1851853	939 303
Mas Thibert	794642	1843552	403 635
Entressen - Canaux Jumeaux	811944	1845911	363 120
Mary-Rose	819208	1850308	266 479
Les Fiolles	809545	1856342	111 092
Mas Payan	807305	1854010	1 683
Entressen - Base nautique	808241	1847464	1 095

Tableau 3 : Synthèse des volumes prélevés pour l'AEP en 2011 et les coordonnées des captages
Coordonnées en projection Lambert II étendue

Depuis 1997, ces prélèvements AEP collectifs augmentent en moyenne de 220 000 m^3 chaque année avec l'augmentation de population (Figure 26). Cette tendance semble s'interrompre depuis 2008 grâce à la diminution des prélèvements, probablement liée à une meilleure gestion de la part des exploitants et des communes.

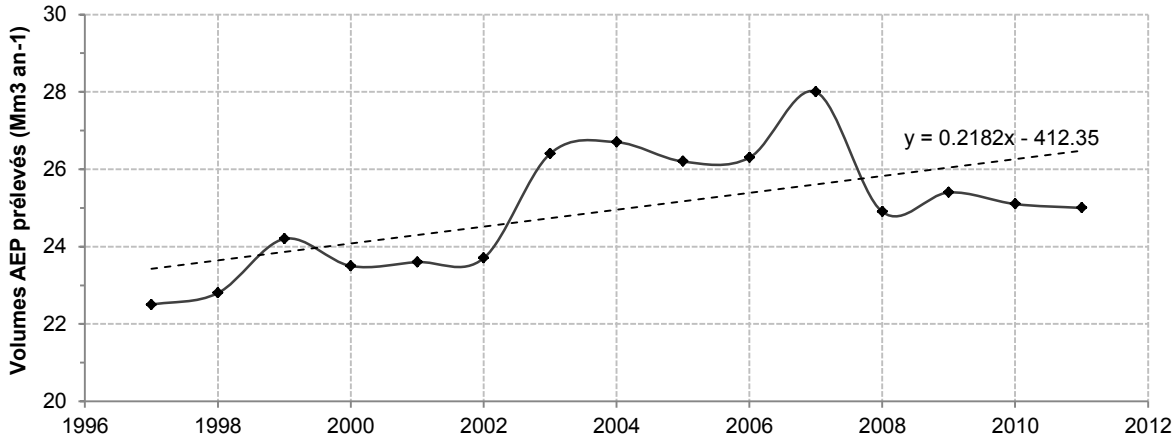


Figure 26 : Evolution des prélèvements AEP depuis 1997

Il existe également des prélèvements AEP privés. Ces derniers sont en grande majorité non déclarés et même s'ils étaient nombreux, leurs débits de pompage seraient très faibles.

2.2.4.2. ALIMENTATION EN EAUX INDUSTRIELLES (AEI)

Nom	X (m L2e)	Y (m L2e)	Prélèvement (m^3 an^{-1})
Ersaf (Esso raffinage s.a.f.)	809500	1831100	5 939 280
Forage Total France	811093	1842799	4 235 890
Total	811700	1836300	4 117 200
Lyofa Z.A. la Gandonne	820941	1853659	411 720
Base aérienne	811925	1838956	350 400
Forages et. nitrochimie	797514	1848675	303 863
Forage triage SNCF	814268	1845870	168 889
Puits centre d'essais	811093	1842799	153 610
Ergm	813580	1849200	96 360
Ctbru 1	806010	1847170	70 080
Forage carrière SNCF	813993	1845895	68 383
Etablissement du materiel	816584	1846563	61 320
Forage dans nappe	813943	1845519	56 381
Forage carrière	812238	1845789	54 125
Forage dans nappe	813943	1845519	50 942
Ctbru 2	806350	1847080	35 040
Forage St Hippolyte	794631	1851425	31 885
Z.I. Fos sur mer	808400	1833400	26 280
Forage centre hospitalier	785365	1853465	25 925
Forage centre hospitalier	785365	1853465	25 747
Forage centre hospitalier	785365	1853465	25 620
Forage des Ateliers de Provence	814043	1845619	7 188

Tableau 4 : Synthèse des volumes prélevés pour l'AEI en 2011 et les coordonnées des captages
Coordonnées en projection Lambert II étendue

Une majeure partie des besoins industriels sont satisfaits par l'exploitation des eaux de la nappe de la Crau. 22 points sont aujourd'hui recensés pour un prélèvement total estimé à un peu plus de 16 millions de m^3 pour l'année 2011 (Tableau 4). Ces prélèvements industriels sont plutôt stables au cours du temps.

2.2.4.3. ALIMENTATION EN EAUX AGRICOLES (AEA)

Comme expliqué précédemment, l'irrigation des cultures sur le territoire de la Crau correspond principalement à l'irrigation gravitaire avec l'utilisation de l'eau de Durance acheminée par canaux pour irriguer les prairies. Mais il existe aussi l'irrigation par aspersion et au goutte-à-goutte, depuis des forages dans la nappe de Crau, développée dans les années 1980 avec l'augmentation de la culture maraîchère et arboricole. Les prélèvements agricoles connus aujourd'hui sont de l'ordre 48 millions m^3 par an sur la base des autorisations actuelles de prélèvements pour l'irrigation recensées par l'OUGC (Organisme Unique de Gestion Collective créé en 2010 par la Chambre d'agriculture). Mais seulement 20 millions de m^3 par an sont déclarés à l'Agence de l'Eau et répartis sur 34 points de prélèvements (Tableau 5). Il existe donc une forte incertitude sur ces prélèvements agricoles.

Nom	X (m L2e)	Y (m L2e)	Prélèvement (m^3 an^{-1})
Mas Vincent	799054	1843704	1 674 000
Forages mas de Trebon	809695	1858073	1 280 000
Puits Cossour	804047	1838686	1 227 857
Les Capelans 1	814470	1850340	1 200 000
Les Capelans 2	814905	1850524	1 200 000
Le Moulin	794671	1843118	1 052 640
Racamier	808390	1853990	980 000
Puits le Cossuro Ste Sedac	802736	1850058	787 775
Puits Bayard / Collongue	802328	1840288	730 144
Puits domaine de Samatane	810280	1850990	631 440
Mas Ripert - quartier Richebois	821145	1857183	600 000
Puits Collongue s.c. La grand Crau	802736	1850058	596 612
La Regahia	811840	1847980	580 000
Puits Valigne	806775	1837367	483 837
Les Bastidettes	795301	1844882	423 000
Forage dans nappe	813943	1845519	405 321
Mas de Gouin	799770	1850270	394 000
Baldony	812720	1853130	380 000
Château Suffren	811313	1849152	362 500
Coussoul de Castel	814022	1852965	360 000
Mas Thibert - terres de Loule	794173	1843747	360 000
Château Suffren	811291	1849182	360 000
Puits domaine de Menudelle	807200	1837030	350 800
Mas Thibert - les bastidettes	795599	1845064	337 400
Puits Leydier	808070	1849993	316 600
Coop avy	810230	1854890	315 000
Puits la Samatane - Mas Carougnade	809220	1852320	301 212
Puits en nappe de Crau Crau-union	803679	1848831	300 000
Mas Doutreleau	800370	1854630	300 000
Eyguieres ouest	814410	1857940	290 000
Beausejour	813100	1851770	280 000
Les Aubargues	811159	1847154	272 000
Salon nord	822130	1856530	263 000
Mas des Chênes verts	811637	1847824	255 500

Tableau 5 : Synthèse des volumes prélevés pour l'AEA en 2011 et les coordonnées des captages
Coordonnées en projection Lambert II étendue

2.3. BILANS HYDROLOGIQUES OBTENUS PAR MODELISATIONS

Cette partie présente et décrit brièvement les précédents travaux de modélisation effectués et les bilans hydrologiques résultants.

2.3.1. PREMIER BILAN HYDROLOGIQUE DU BRGM (1964)

La création de la carte hydrogéologique de la plaine de la Crau (Albinet et al., 1969) repose sur une importante étude hydrogéologique réalisée par Dellery et al. (1964). Les auteurs ont proposé la première estimation du bilan hydrologique de la nappe de la Crau. A cette occasion, trois simulateurs ont été construits :

- Un modèle mathématique
- Un réseau Résistances – Capacités
- Une cuve rhéo-électrique représentant la « Crau de Miramas »

Ces travaux ont permis d'estimer le bilan hydrologique suivant (Tableau 6) :

Entrées (m^3 s^{-1})	Infiltrations irrigations et pluies	5 à 6
	Défens d'Alleins (Lamanon)	1 env.
Sorties (m^3 s^{-1})	Prélèvements	0,5 (hypothèse)
	Marais de la Crau d'Arles	1 à 2
	Marais de la Crau de Miramas	2 à 3
	Touloubre	0,5 à 1
	Signal de Mouriès	1 env.

Tableau 6 : Bilan hydrologique obtenu par Dellery et al. (1964)

Cette même étude a également produit la première estimation de recharge naturelle par les précipitations. En supposant l'absence de ruissèlement, liée à l'importante capacité d'infiltration des matériaux de la Crau, l'application des formules de Turc et Tornthwaite dans un bilan de masse a permis d'estimer une recharge naturelle d'environ 100 mm an^{-1}.

2.3.2. MODELE HYDROGEOLOGIQUE MARTCRAU (1995)

En 1972, un second modèle mathématique a été élaboré par le BRGM, mis à jour en 1984, puis à nouveau actualisé en 1995. Seul le rapport d'actualisation de 1995 est disponible (Berard et al., 1995).

Les conditions aux limites de ce modèle sont les mêmes que celles présentées par la carte hydrogéologique (Albinet et al., 1969) mais avec quelques légers ajustements (Figure 27). En ce qui concerne la géométrie de la nappe des cailloutis, le BRGM a été confronté à deux problèmes. Les premières simulations ont révélé plusieurs mailles de débordement et de nombreuses mailles dont le niveau piézométrique de référence (juillet 1982) se trouvait en dessous du substratum. La décision a alors été prise de considérer une épaisseur minimale de cailloutis de 25 m, et donc d'approfondir artificiellement le substratum pour les besoins du modèle.

La recharge naturelle par les précipitations est estimée à l'aide du modèle de bilan hydrologique de surface GARDENIA (BRGM) en considérant un ruissèlement nul. En ce qui concerne la recharge par les surplus d'irrigation des prairies, elle a été supposée comme correspondante à 29% du volume des eaux apportées par les canaux après calibration. La calibration du modèle hydrogéologique en régime permanent a également produit un champ de perméabilité avec des valeurs allant de 4.10^{-5} à $1{,}6.10^{-2}$ m s^{-1}. En utilisant la carte piézométrique de juillet 1982 (hautes eaux pour les zones influencées par l'irrigation) comme variable de contrôle, l'erreur moyenne obtenue par ce modèle en régime permanent est de 1 m environ. Le bilan hydrologique obtenu à l'issue de cette étape est présenté ci-dessous (Tableau 7) :

Entrées (m^3 s^{-1})	Infiltrations irrigations	3,7
	Infiltrations pluies	1,8
	Massif de Vernègues (Lamanon)	0,8
Sorties (m^3 s^{-1})	Prélèvements	1,9
	Canal du Vigueirat	1,8
	Tranchée de Fos	0,8
	Etang des Aulnes	0,05
	Etang d'Entressen	0,09
	Touloubre	0,05
	Signal de Mouriès	0,3

Tableau 7 : Bilan hydrologique obtenu par Berard et al. (1995)

Les auteurs ont ensuite réalisé un calage du modèle en régime transitoire en se basant sur la période janvier 1987 – décembre 1993 avec un pas de temps mensuel. Lors de l'inversion de cette version transitoire du modèle, les auteurs ont fixé des bornes de porosité efficace allant de 1 à 18% pour ne pas simuler de valeurs trop extrêmes qui ne seraient pas représentatives des matériaux aquifères. De débordements, et des erreurs d'amplitudes, de dérives et de synchronisations de la piézométrie sont observés, rendant la calibration incertaine. Les auteurs estiment que des améliorations pourraient être apportées en intégrant des données de terrain nouvellement acquises.

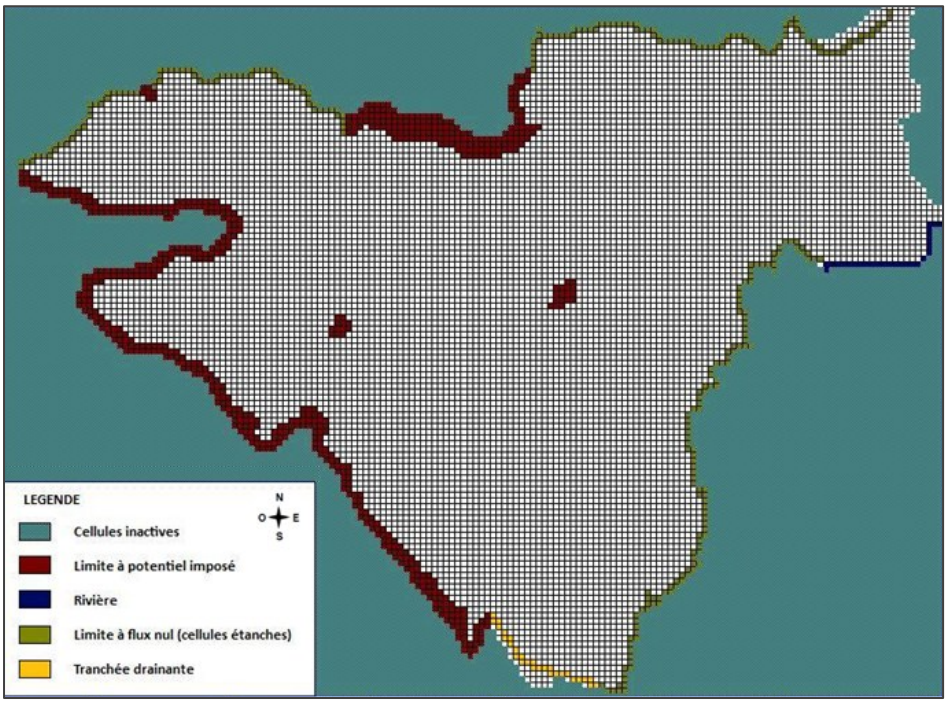


Figure 27 : Conditions aux limites du modèle MARTCRAU (Berard et al., 1995)

2.3.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE L'INRA (2013)

Dans le cadre des projets ASTUCE & TIC (FUI et région PACA, 2008-2010) et SIRRIMED (programme européen 7FP), un nouveau modèle hydrogéologique de la Crau a été créé par une équipe de l'INRA (UMR EMMAH) pour être combiné avec plusieurs modules de surface (de Mordant de Massiac et al., 2011) :

- « Surface simulation module » qui simule les transferts d'eau de surface et les usages, avec notamment l'intégration du modèle de culture STICS qui produit des bilans hydrologiques de surface à l'échelle d'une prairie irriguée.
- « BVNNET and EVASPA modules » qui produit des cartes de l'évapotranspiration et de l'indice de surface foliaire (LAI) à partir d'images satellite.

Ces modules, combinés à un script de spatialisation, permettent une estimation locale des bilans hydriques des surfaces agricoles et naturelles, lesquels servent ensuite de données d'entrée au modèle hydrogéologique (Olioso et al., 2013). Les conditions aux limites de ce modèle restent les mêmes que celles utilisées par le modèle MARTCRAU (Berard et al., 1995) et présentés dans la carte hydrogéologique de 1967 (Albinet et al., 1969). La calibration de zones de perméabilités homogènes (basée sur le zonage utilisé par MARTCRAU) par le module PEST (MODFLOW) de ce modèle, et l'utilisation d'une porosité de drainage constante, produisent une erreur moyenne de 1,3 m sur 53 points de contrôle à l'issue des simulations en régime transitoire (Baillieux, pers.com ; Figure 28). Le bilan hydrologique de ce modèle est présenté ci-dessous (Tableau 8) :

Entrées (m^3 s^{-1})	Infiltrations irrigations	6,7
	Infiltrations pluies	2
	Limites imposées	3,1
Sorties (m^3 s^{-1})	Prélèvements	1
	Limites imposées	10,6

Tableau 8 : Bilan hydrologique obtenu par l'INRA (Bailleux, pers.com)

Cette simulation des écoulements souterrains de la nappe de la Crau engendre des flux d'entrée et de sortie plus importants que ce qui a été estimé par les précédentes études.

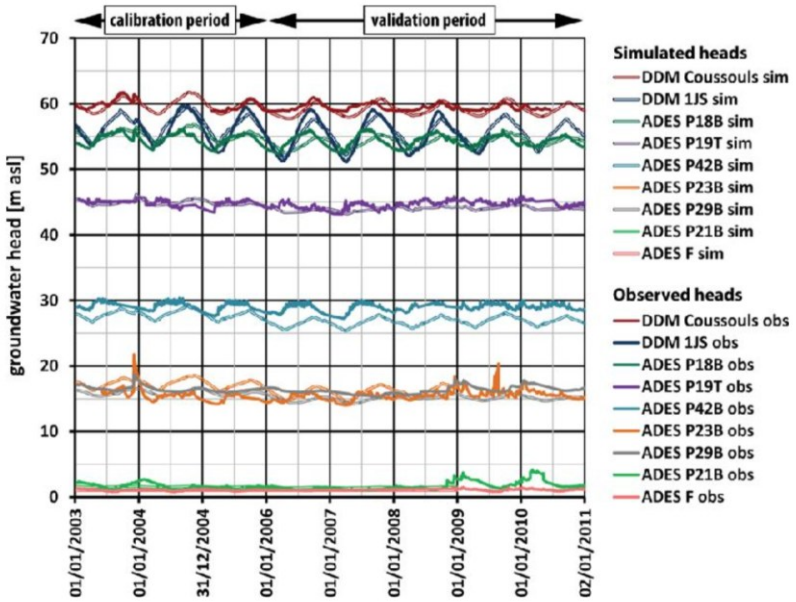


Figure 28 : Piézométrie simulée et observée sur la période 2003-2010 (Baillieux, pers.com)

2.4. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES ET HYDRODYNAMIQUES

2.4.1. PERMEABILITE

Présentée dans cette partie, la compilation de données de perméabilité, évaluées depuis près d'un siècle par diverses méthodes (Figure 29), illustre la difficulté d'estimation de la perméabilité au sein de cailloutis de Crau répartis, cimentés, et fracturés de manière très hétérogène.

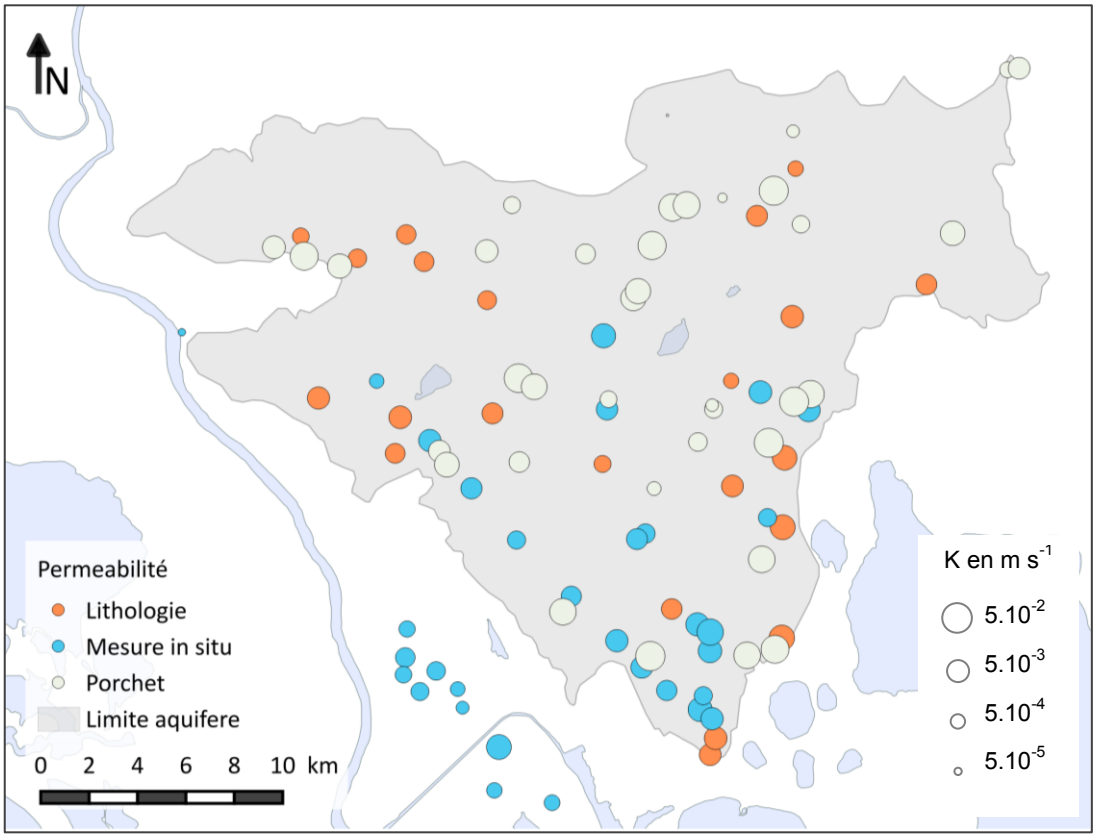


Figure 29 : Carte de la répartition des valeurs de perméabilité extraites de la littérature

2.4.1.1. MESURES *IN SITU*

Malgré une cimentation très hétérogène des cailloutis, rendant les essais de pompage classiques difficiles à mettre en œuvre et à interpréter, il existe un grand nombre de points de mesures *in situ* de perméabilité.

Treize points de perméabilité ont été trouvés dans les fiches de la Banque du Sous-Sol (BSS) du BRGM contenant parfois des interprétations d'essais de pompages, ou des essais Lefranc, ou encore des mesures au micromoulinet. L'essai Lefranc consiste à injecter ou prélever de l'eau dans une cavité ouverte sur une nappe en analysant l'évolution du niveau d'eau. Cette méthode peut être discutable, mais les résultats sont assez précis lorsque, pour une perméabilité élevée (> 10^{-4} m s^{-1}), l'essai est réalisé à niveaux constant (Rat et al., 1970), des conditions respectées lors des essais réalisés sur la Crau (Exemple Réf. BRGM : 10192X0057). Basée sur la détermination de vitesses d'arrivée d'eau ponctuelles à différentes profondeurs d'investigation d'un sondage, la méthode d'estimation au micromoulinet est également discutable (Cassan, 2005). Mais après pondération des perméabilités déduites par

les épaisseurs de chaque matériau traversé, cette méthode permet, elle aussi, d'obtenir une estimation satisfaisante de la perméabilité moyenne à proximité d'un forage (Exemple Réf. BRGM : 10194X0212).

Il existe également des données de perméabilité estimées par les mêmes méthodes (essais de pompage, micromoulinet, et essais Lefranc) dans l'étude hydrogéologique de la Crau réalisée par Dellery et al. (1964). Ce sont 16 autres valeurs de perméabilités qui ont pu être identifiées lors de cette étude en comparant les résultats des quatre méthodes. Ces résultats peuvent varier jusqu'à un ordre de grandeur selon la méthode considérée.

Trois valeurs ont également été obtenues dans les rapports d'essais des captages AEP du Ventillon et de Fanfarigoule (nord de Fos-sur-Mer), et de Canaux jumeaux (ouest de Miramas ; coordonnées disponibles dans le Tableau 3).

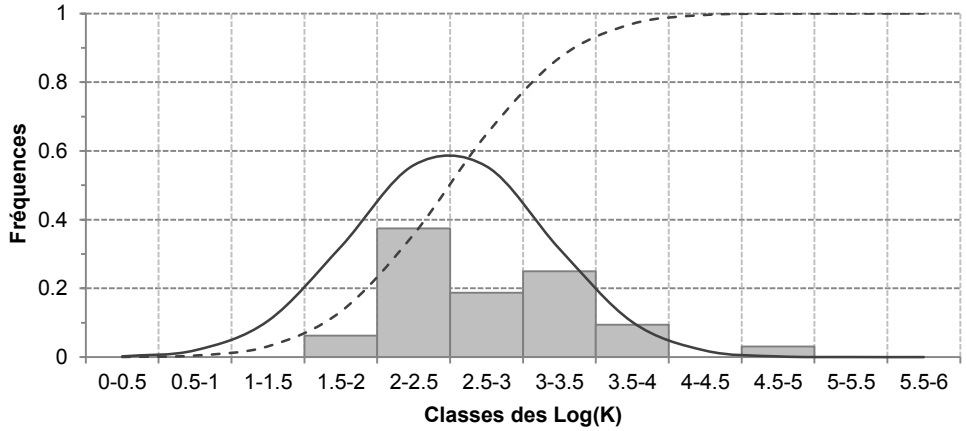


Figure 30 : Classification des logarithmes des perméabilités obtenues par mesures *in situ*
Courbe pleine : densité de probabilité avec moyenne et écart-type de l'échantillon ; Pointillés : fonction de répartition

Les logarithmes de ces 32 points de perméabilités obtenus par des mesures *in situ* présentent une moyenne de 2,74 (± 0,65), soit une perméabilité moyenne de $1{,}8.10^{-3}$ m s^{-1}. La répartition des fréquences des classes de logarithmes de la perméabilité semble suivre une loi normale (Figure 30).

2.4.1.2. METHODE LITHOLOGIQUE

Les points cités précédemment étant principalement répartis sur la moitié sud de la nappe de la Crau (Figure 29), Simmarano (2012) a mis en place une méthode d'estimation de la perméabilités à partir de l'analyse de la lithologie. En définissant différents faciès « types » rencontrés fréquemment dans l'aquifère de la Crau, la perméabilité est calculée par la moyenne arithmétique de mesures ponctuelles relevées dans des faciès similaires (Tableau 9) pondérées par les épaisseurs considérées. Ces mesures ponctuelles ont été extraites d'interprétations d'essais Lefranc sur de petites épaisseurs, retrouvées dans les fiches de la BSS du BRGM.

Lithographie	K associées (m s^{-1})
Cailloutis de la Crau : Galets, graviers (GG)	$2{,}43.10^{-2}$
Galets, graviers, sable (GGS)	$6{,}19.10^{-3}$
GGS peu consolidés, traces de cimentation	$3{,}75.10^{-5}$
GGS très consolidés, cimentation	$7{,}39.10^{-4}$
GG à matrice sablo-limoneuse	$2{,}23.10^{-5}$
Limons, tourbe	$5{,}79.10^{-4}$
Grès fin	$9{,}11.10^{-6}$

Tableau 9 : Synthèse des correspondances entre lithographies et perméabilités associées (Simmarano, 2012)

Plusieurs logs géologiques de forages ont été rassemblés pour estimer les proportions de ces faciès « types ». Il a alors été possible de calculer une perméabilité moyenne sur toute la colonne par des moyennes arithmétiques de ces proportions, pondérées par les épaisseurs. Afin de valider cette méthode, elle a été tout d'abord appliquée aux 16 logs des forages dont les perméabilités ont été déjà mesurées par Dellery et al. (1964).

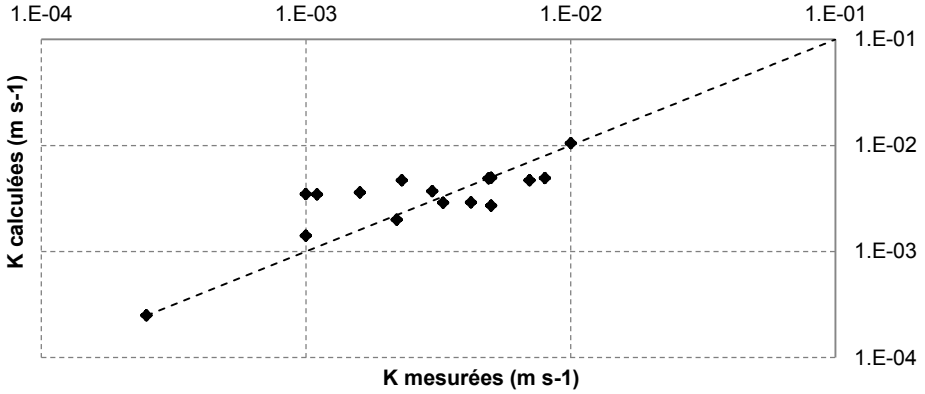


Figure 31 : Comparaison des perméabilités calculées par la méthode lithologique et celles mesurées (Simmarano, 2012)

$$\sum (\mathrm{Log}(K_m) - \mathrm{Log}(K_C))^2 = 0{,}96$$

La somme des écarts au carré entre les logarithmes des perméabilités calculées (K_c) et mesurées (K_m), montre une forte corrélation entre les mesures et l'estimation de la perméabilité par analyse des lithologies (Figure 31). Cela a donc permis l'application de cette méthode à 23 autres forages situés dans des zones présentant des lacunes de données de perméabilité.

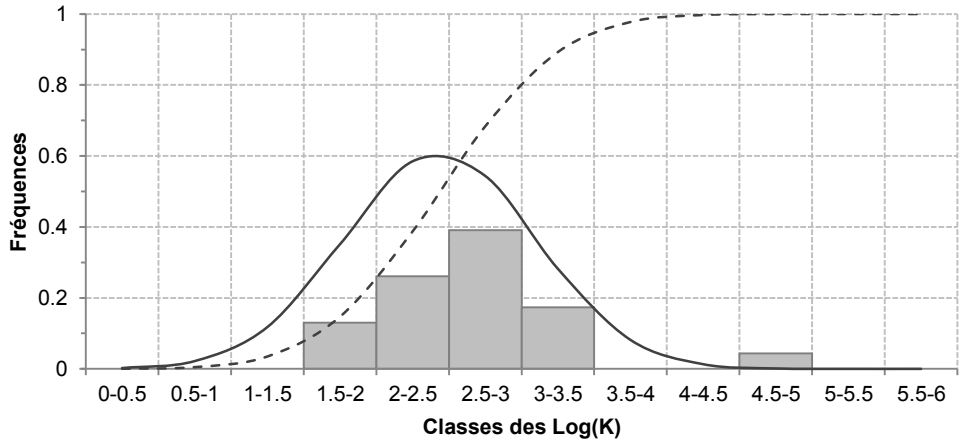


Figure 32 : Classification des logarithmes des perméabilités obtenues par la méthode lithologique
Courbe pleine : densité de probabilité avec moyenne et écart-type de l'échantillon ; Pointillés : fonction de répartition

Les logarithmes des 23 points obtenus par la méthode d'analyse de la lithologie présentent une moyenne de 2,69 (± 0,65), soit une perméabilité moyenne de $2{,}1.10^{-3}$ m s^{-1}, une valeur très similaire à celle des mesures *in situ*. La répartition des fréquences des classes de logarithmes de la perméabilité semble également suivre une loi normale (Figure 32).

2.4.1.3. METHODE DE PORCHET

Porchet (1930) a mis en place un protocole d'essais de pompage pour obtenir 37 valeurs de perméabilités par une simplification de la célèbre formule de Dupuit :

$$K = \frac{q}{\pi(H^2 - h^2)} \times Log\left(\frac{R}{r}\right)$$

avec K, le coefficient de perméabilité, q, le débit de pompage, H, le niveau d'eau statique, et h, le niveau d'eau pendant le pompage. Le terme Log(R/r) met en relation le rayon d'action R du pompage, difficilement mesurable, et le rayon r du forage analysé. R n'est pas mesurable, mais des développements mathématiques indiquent que le rapport sur le rayon du forage peut varier (Vibert, 1961). Enoncé par plusieurs hydrogéologues, dont Porchet (1930), le terme Log(R/r)/π peut être considéré comme constant. Mais ce dernier a proposé une valeur égale à 3 en appliquant un facteur ½ sur le deuxième membre de l'équation de Dupuit. Vibert (1961) a mis en avant cette conceptualisation inexacte de la formule de Dupuis, liée à une mauvaise interprétation de la « pente motrice » du rabattement induit par le pompage, et propose la formulation suivante :

$$K \cong 1{,}70\ \frac{q}{(H^2 - h^2)}$$

Cela implique que les valeurs de perméabilités obtenues par Porchet (1930) sur la Crau seraient surestimées d'un facteur 2. Dans la pratique, cette surestimation n'a que peu d'impact au regard de la forte variabilité latérale et verticale de ce paramètre. En effet, même au sein d'un même forage, les différentes méthodes appliquées présentent des variations parfois supérieures à un ordre de grandeur (Dellery et al., 1964). L'établissement de cette formule empirique fait intervenir des simplifications critiquables, qui ne la rendent pas généralisable à

d'autres lieux d'étude. Malgré ces critiques, et puisque cette méthode a été construite à partir d'observations *in situ* réalisées sur la Crau, ces estimations ont été intégrées dans cette étude.

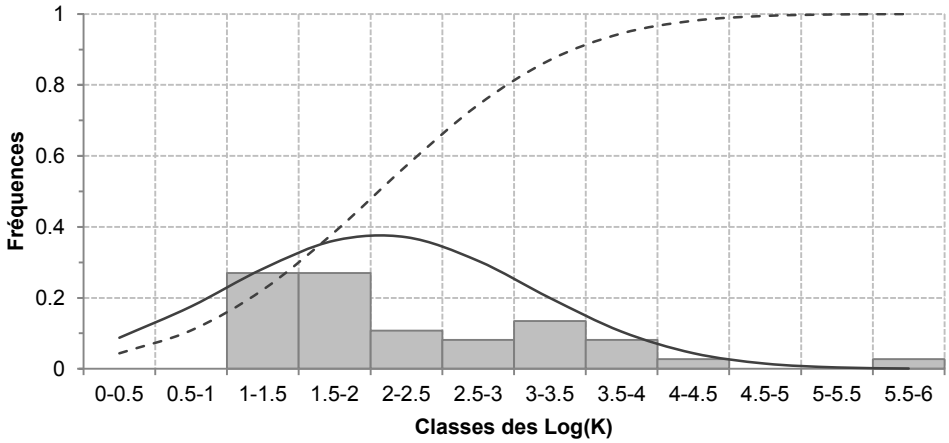


Figure 33 : Classification des logarithmes des perméabilités obtenues par la méthode de Porchet (1930)
Courbe pleine : densité de probabilité avec moyenne et écart-type de l'échantillon ; Pointillés : fonction de répartition

La répartition des fréquences des classes de logarithme des perméabilités, recueillies par des mesures *in situ* et interprétées selon la méthode de Porchet (1930), semble moins bien s'ajuster à une loi normale que les deux précédentes méthodes (Figure 33). Mais les logarithmes de ces 37 points présentent une moyenne de 2,3 (± 1,06), soit une perméabilité moyenne de $4{,}9.10^{-3}$ m s^{-1}, à peine plus élevée que les valeurs obtenues précédemment.

2.4.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE

Tout comme la perméabilité, la porosité de drainage est très difficile à estimer par les interprétations d'essais *in situ* ; il existe donc très peu de valeurs mentionnées dans la littérature. Se référant à 5 essais de pompage dont les données ne sont pas disponibles, Albinet et al. (1969) mentionnent des valeurs de porosités de drainage qui seraient comprises entre 1 et 6,5%. Les porosités les plus faibles seraient attitrées généralement au cailloutis d'âge Villafranchien (« Crau d'Arles », le paléo-chenal situé le plus au nord), et les porosités les plus fortes se rapporteraient aux alluvions de la « Crau de Miramas ». Ces valeurs auraient été confirmées par des modèles mathématiques. Plus récemment, le modèle hydrogéologique MARTCRAU (Berard et al., 1995) a permis de produire, par calibration du régime transitoire, une distribution des porosités de drainage avec une gamme de valeur allant de 1 à 18% (Figure 34). Ces bornes ont été fixées par les auteurs de l'étude pour éviter les extrapolations au cours de l'inversion.

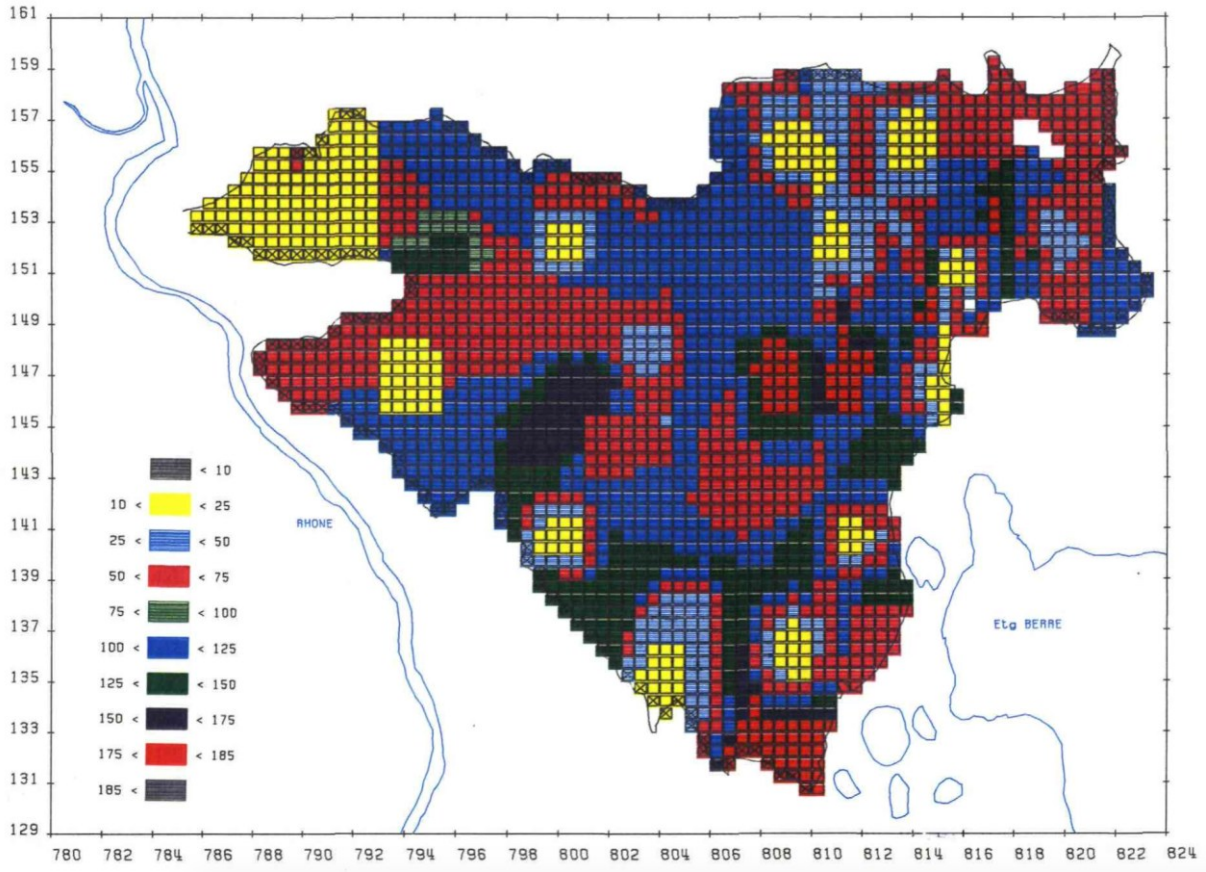


Figure 34 : Carte des porosités de drainage simulées par le modèle MARTCRAU (Berard et al., 1995)
Valeurs en 10^{-3}

Hormis cette spatialisation proposant un jeu de couleurs difficilement exploitable, seulement 6 points de mesures *in situ* de porosité de drainage sont disponibles dans la littérature :

Réf. BRGM	X (LIIe)	Y (LIIe)	S_y	Méthodes	Auteurs
09938X0077	811523	1845083	6,5%	Essais pompage (Theis)	Forkasiewicz (1972)
09938X0127	811803	1853202	6%	Essais pompage (Jacob)	Garnier and Syssau (1976)
09945X0236	818208	1852161	8,5%	Essais pompage (Jacob)	ANTEA (1995)
Coussoul (Merle)	815270	1853680	11%	Slug test	Gonçalvès (pers.com)
Pz21-25 (SPSE)	806185	1839292	12,5%	Traçage et modèle	Boissard (2009) Maier (2010)
P1-4 (SNCF)	812652	1845931	16,4%	Traçage	Jourde and Brunet (2001)

Tableau 10 : Données de porosités de drainage (S_y) trouvées dans la littérature

2.4.3. DONNEES GEOCHIMIQUES

Des données ont été acquises au cours étude nommée HYDROCCAM (CEREGE, EMMAH, Domaine expérimental du Merle, Fondation Sansouïre-Tour du Valat, Réserve nationale de Camargue).

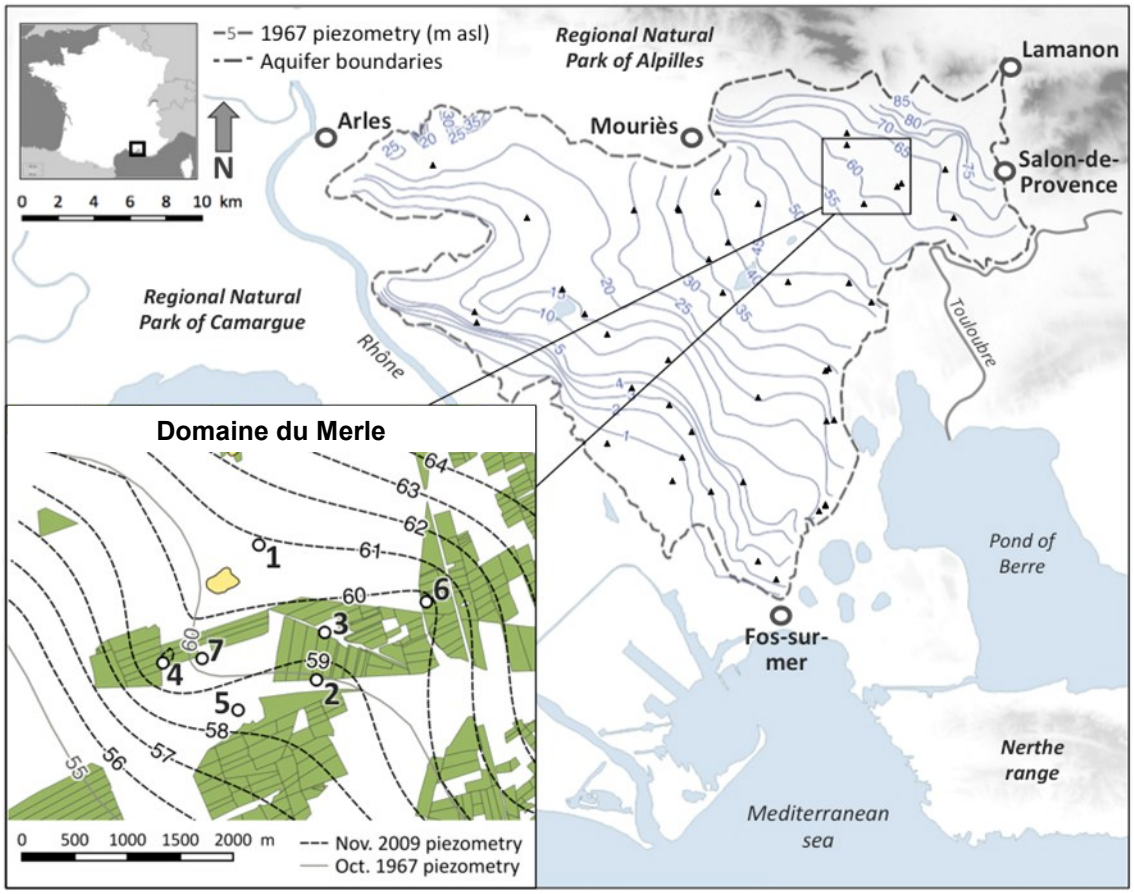


Figure 35 : Carte de localisation des échantillonnages isotopiques en Crau
Numéros = Localisation des points d'échantillonnage HYDROCCAM 2008-2009 ; Vert = Prairies irriguées ; Jaune = Affleurements miocènes ; Triangles noirs : Points d'échantillonnage 2011-2013

Dans le cadre de ce projet, des mesures de terrain et des échantillonnages ont été réalisées sur le domaine expérimental du Merle (Figure 35), un secteur couvrant environ 450 ha, incluant à la fois des zones naturelles et des prairies irriguées (150 ha). Sur une période couvrant un cycle de culture complet, (octobre 2008 – septembre 2009) des mesures géochimiques ont été réalisées, parmi lesquelles $\delta^{18}O$, δD, ainsi que la chimie des majeurs.

Sur un cycle annuel complet (2008-2009), la composition isotopique de l'eau de la nappe ($\delta^{18}O$, δD) est restée très stable dans le temps mais a montré de très grandes variations spatiales en relation avec l'occupation du sol.

A la suite de ce projet, plusieurs campagnes d'échantillonnages ont été réalisées. Cinq campagnes biannuelles d'échantillonnage ont été réalisées entre 2011 et 2013 dans le cadre d'une convention de partenariat entre le SYMCRAU et le CEREGE, permettant d'obtenir une bonne distribution spatiale et temporelle du signal isotopique des eaux souterraines de la Crau (Figure 35). Des mesures ponctuelles réalisées lors de terrains avec des étudiants viennent compléter l'ensemble des données isotopiques mises en œuvre dans cette thèse.

Les mesures et les connaissances acquises grâce à ces campagnes posent ainsi les bases d'une démarche de modélisation géochimique, qui permettra de prendre en compte les systèmes dans leur complexité. Ceci est développé dans le chapitre 3 de ce manuscrit en ce qui concerne l'estimation des recharges, et dans le chapitre 5 pour les simulations de transport isotopique.

3. ESTIMATION DES RECHARGES DE L'AQUIFERE

3.1. PREAMBULE 62

3.2. PARTITIONING GROUNDWATER RECHARGE BETWEEN RAINFALL INFILTRATION AND IRRIGATION RETURN FLOW USING STABLE ISOTOPES: THE CRAU AQUIFER..... 62

3.3. ADDENDUM..... 76

3.4. ASSESSING IRRIGATION RETURN FLOWS IN A MEDITERRANEAN ALLUVIAL-TYPE AQUIFER USING ENVIRONMENTAL TRACERS 77

3.1. PREAMBULE

L'estimation de la recharge d'une nappe phréatique, et plus généralement, le bouclage d'un bilan hydrologique est essentiel pour définir les flux aux limites d'un modèle hydrogéologique.

Présentant une étude qui a fait l'objet d'une publication dans la revue « *Journal of Hydrology* », et une restitution à l'assemblé générale de l' « *European Geoscience Union* » (EGU 2016), ce chapitre rapporte une évaluation du bilan hydrologique de la nappe phréatique de la Crau, peu référencée dans la littérature. En effet, la plupart des bilans hydrologiques ont été calculés à travers des simulations de modèles hydrogéologiques qui peuvent produire des valeurs de recharge et de flux aux limites contrastés selon les paramètres calibrés par ces derniers (Partie 2.3). Ainsi, nous proposons une estimation des recharges naturelles (infiltration des précipitations) et artificielles (surplus d'irrigation) à travers un approche indépendante de toute modélisation hydrogéologique.

Nommée HYDROCCAM, une première campagne d'un an de mesures de $\delta^{18}O$ et δD a permis d'observer un contraste isotopique important entre le signal des eaux d'irrigation exogènes (d'origine alpine) et les précipitations locales. Ainsi les isotopes stables de l'eau peuvent être utilisés comme traceurs conservatifs pour quantifier les contributions de ces apports à la recharge globale de la nappe. Un échantillonnage étendu des eaux souterraines a été effectué pour obtenir le signal isotopique sur l'ensemble de l'aquifère et sa variabilité temporelle. Basé sur une nouvelle carte piézométrique, combinée à une mise à jour de la géométrie de l'aquifère (tous deux présentés plus en détail dans le Chapitre 5), les données isotopiques ont été mises en œuvre dans une approche géostatistique pour produire un réservoir homogène équivalent conceptuel. Un modèle de mélange parcimonieux permet ainsi de résoudre le bilan massique de l'eau et des isotopes. Les compositions et variabilités temporelles des deux pôles isotopiques de recharge ont été évaluées, et la quantification des flux d'eau souterraine a ensuite été utilisée pour calculer les moyennes saisonnières et interannuelles des deux flux de recharge (naturelle et irrigation) ainsi que leurs incertitudes.

3.2. PARTITIONING GROUNDWATER RECHARGE BETWEEN RAINFALL INFILTRATION AND IRRIGATION RETURN FLOW USING STABLE ISOTOPES: THE CRAU AQUIFER

Journal of Hydrology xxx (2016) xxx–xxx

Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Hydrology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jhydrol

Research papers

Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer

Pierre Séraphin *, Christine Vallet-Coulomb, Julio Gonçalvès

Aix Marseille Université, CNRS, IRD, CDF, CEREGE UM 34, 13545 Aix en Provence, France

ARTICLE INFO

Article history:
Received 19 April 2016
Received in revised form 6 July 2016
Accepted 2 September 2016
Available online xxxx
This manuscript was handled by L. Charlet, Editor-in-Chief, with the assistance of Dongmei Han, Associate Editor

Keywords:
Stable isotope
Geostatistics
Groundwater budget
Isotope mass balance
Irrigation
Crau aquifer

ABSTRACT

This study reports an assessment of the water budget of the Crau aquifer (Southern France), which is poorly referenced in the literature. Anthropogenically controlled by a traditional irrigation practice, this alluvial type aquifer requires a robust quantification of the groundwater mass balance in order to establish sustainable water management in the region. In view of the high isotopic contrast between exogenous irrigation waters and local precipitations, stable isotopes of water can be used as conservative tracers to deduce their contributions to the surface recharge. Extensive groundwater sampling was performed to obtain δ18O and δ2H over the whole aquifer. Based on a new piezometric contour map, combined with an updated aquifer geometry, the isotopic data were implemented in a geostatistical approach to produce a conceptual equivalent homogeneous reservoir. This makes it possible to implement a parsimonious water and isotope mass-balance mixing model. The isotopic compositions of the two end-members were assessed, and the quantification of groundwater flows was then used to calculate the two recharge fluxes (natural and irrigation). Nearly at steady-state, the set of isotopic data treated by geostatistics gave a recharge by irrigation of 4.92 ± 0.89 m^3 s^{-1}, *i.e.* 1109 ± 202 mm yr^{-1}, and a natural recharge of 2.19 ± 0.85 m^3 s^{-1}, *i.e.* 128 ± 50 mm yr^{-1}. Thus, $69 \pm 9\%$ of the surface recharge is caused by irrigation return flow. This study constitutes a straightforward and independent approach to assess groundwater surface recharges including uncertainties and will help to constrain future transient groundwater models of the Crau aquifer.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Since the last century, population growth and climate change have increased the need for the preventive management of groundwater. Knowledge of the groundwater budget is a key factor in establishing sustainable exploitation of an aquifer. Because the recharge rate of an aquifer is diffuse and varies in both space and time, it is the most difficult term of a regional water balance equation to measure. Surface recharge usually comes from rainfall infiltration but can also be due to irrigation return flow in some agricultural regions.

Agricultural practices may depend on, and in turn affect, the functioning of an aquifer in various ways. While agricultural uptakes induce an obvious direct discharge, significant irrigation practices can also indirectly affect the discharge of an aquifer. Thus, raising the piezometric surface by irrigation return flow can create areas of overflow or allow some crops to reach the water table directly, producing direct groundwater evapotranspiration, (Loheide et al., 2005; Tsang et al., 2014) and even induce salinization (Bouzourra et al., 2014). Conversely, as observed with the Dan Region Project in Israel (Kanarek and Michail, 1996), and in the south of Portugal (Stigter et al., 2006), an irrigation process wisely used can be a sustainable way to preserve the water table level and the quality of an aquifer.

Quantifying recharge rate and, by extension, the groundwater budget of an aquifer is often performed using a calibrated hydrogeological model. This requires parameters such as permeability and specific yield (in the case of transient simulations), and can be highly time-consuming. Alternative methods to ascertain the groundwater budget are surface watershed water budget or geochemical tracers. The latter are crucial to improve the knowledge of aquifer hydrodynamics, especially to dissociate the respective contribution of different origins of groundwater recharges, which is very difficult to obtain with conventional methods.

Stable isotopes of water ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$) have been used since the pioneering work of Craig (1961) and Dansgaard (1964) to trace

* Corresponding author.
E-mail address: seraphin@cerege.fr (P. Séraphin).

http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005
0022-1694/© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

the water cycle. Unlike many physical measurements generally used for implementing hydrogeological models, stable isotopes of water can monitor the hydrologic behavior of an entire reservoir (Gat and Gonfiantini, 1981). In the absence of fractionation processes due to evaporation or condensation, stable isotopes constitute a fully conservative tracer, making it possible to determine mixing fractions of different water masses involved in groundwater fluxes (Darling et al., 1996; Gattacceca et al., 2009; Gonçalvès et al., 2015; Guglielmi et al., 1998; Huneau et al., 2011; Kim et al., 2003; McGuire et al., 2002; Williams, 1997) and to compute *e.g.*, the amount of artificial recharge of an aquifer (Liu et al., 2014; Ma and Spalding, 1996; Plöthner and Geyh, 1991).

Since the 16th century, grassland cultivation has been practiced over the Crau plain (Southern France) with a traditional irrigation technique, which consists in flooding meadows with large amounts of water withdrawn from the Durance River. Originating from the Alps, this water is distributed over the Crau plain through a dense network of irrigation channels. The excess of irrigation water flows towards the water table, providing the main contribution to the recharge of this aquifer. In recent decades, the Crau aquifer became an example of the complexity of the resource management issues that combine environmental and socio-economic considerations. Irrigated meadows contribute to providing the main drinking water resource for over 300,000 inhabitants in the area. This large-scale artificial recharge is essential for local populations, but also for several industrial complexes, for agricultural activities, and for some directly connected protected wetlands. A possible reduction in irrigation fluxes due to the need for water saving or to a future land-use change could substantially reduce the total groundwater recharge, and thus endanger the groundwater resource. A robust quantification of the groundwater budget is thus required to establish sustainable water management in the region.

Implemented in a hydrogeological model, the groundwater mass balance, including recharge, of the Crau aquifer was already proposed by Berard et al. (1995). Another groundwater recharge estimate and its excess irrigation fraction were also calculated through a distributed crop model simulating irrigated meadow production processes over the Crau area (Olioso et al., 2013). The constant and poorly argued infiltration fraction applied on irrigation inflows in the first model, the lack of water budget closure arguments in the second approach, and the absence of sensitivity analysis in both these methods represent the major limitations of these previous estimates.

A preliminary seasonal stable isotope survey over the 2008–2009 period showed that, at the local scale, groundwater isotopic composition clearly records the mixing between two water masses that contribute to groundwater recharge of the Crau aquifer. Here, our sampling strategy aims at characterizing the entire aquifer, with a multi-annual survey in order to quantify temporal variations in the groundwater composition. Such a stable isotope survey over the entire Crau aquifer has never been performed before. This paper presents an updated piezometric contour map, a new interpretation of the geometry of the aquifer, the spatial distribution of $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$, and proposes to merge these data in a geostatistical approach involving an equivalent homogeneous reservoir. This conceptualization makes it possible to apply a parsimonious isotopic mixing model between two end-members in order to assess the global mass balance and specifically the contributions, and notably their uncertainties, of irrigation return flow and precipitation to the groundwater recharge of the Crau aquifer. This quantification will constitute a straightforward and independent approach to be compared with previous published or unpublished estimates, and will help to constrain a future transient groundwater flow model of this aquifer.

2. Study site

2.1. Hydrogeological setting

Located near the Rhône delta, in Southern France, the Crau plain (540 km^2 of surface area) is subject to a Mediterranean climate. It is limited (Fig. 1) to the north by the Alpilles Range, to the east by the Miramas Hills and to the west by the present-day Rhône River delta (an area also known as "Camargue"). The Crau aquifer is a quaternary formation created by the accumulation of rough alluvial deposits carried from the Alps by the Durance River. Different paleo-channels of this river have been identified across the Crau Plain, corresponding to the succession of sea level drops during glacial periods (Colomb and Roux, 1978). Three main sedimentation episodes (dated from 2 Ma to 20 ka) have formed, after cementation, a heterogeneous layer of puddingstone. At the end of the Würm period (125 to 11 ka), a tectonic movement led to subsidence of the natural threshold of Orgon (Molliex, 2010; Terrier, 1991) and opened the current passage of the Durance River, towards the North of the Alpilles Range, becoming a tributary of the Rhône River (Cova, 1965; Gouvernet, 1959). Filling the paleo-channels of the Durance River, this puddingstone covers all the Crau Plain and constitutes now the main phreatic aquifer of the region, no longer connected to the Durance River aquifer (Archambault, 1950).

The French Geological Survey (BRGM) published a piezometric contour map of the Crau aquifer (Fig. 1), based on data from October 1967, and including a spatial distribution of transmissivity (Albinet et al., 1969). It is so far the only available piezometric map.

There is no natural river network over the Crau plain and all the surface water transfers occur through an artificial irrigation canal network. The absence of a river network comes from the very flat relief, combined with the high infiltration capacity of natural surfaces, where the puddingstone outcrops with almost no soil layer (Dellery et al., 1964). However, a large proportion of the Crau plain is covered by artificial meadows (140 km^2 in 2014) where well-developed soils result from a long-term traditional flood irrigation practice.

Starting nearly 500 years ago, the cultivation of grasslands for hay production is still the main agricultural activity of the Crau plain. Irrigation water is supplied from April to October, withdrawn from the Durance River through a dense network of canals. The water also carries a large amount of fine sediments, which have progressively led to the development of a soil layer on irrigated plots (Courault et al., 2010; Dellery et al., 1964). This irrigation method is highly water consuming and produces significant return flows (Courault et al., 2010; Mailhol and Merot, 2007). It is well known that the recharge of the Crau aquifer originates mainly from irrigation excess, but a robust quantification of the water balance remains necessary for the whole Crau aquifer.

2.2. Existing groundwater mass balance data

In addition to surface recharge, a lateral groundwater inflow draining two Miocene surrounding Lamanon reliefs has been described (Fig. 1). This zone is located upstream (Northeast) of the Crau aquifer and is clearly identified using a local piezometric map established in January 1950 (Archambault, 1950). This contribution was estimated at 0.74 $m^3\ s^{-1}$ in 1950.

The main natural discharge occurs along the western margin of the Crau plain (Fig. 1) and supplies a permanent flow of water towards some protected and environmentally sensitive wetlands. Beyond this constant head boundary, groundwater flows into a confined portion of the aquifer, beneath the Rhône delta to the west. Two additional outflows have been identified (Fig. 1): a drai-

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

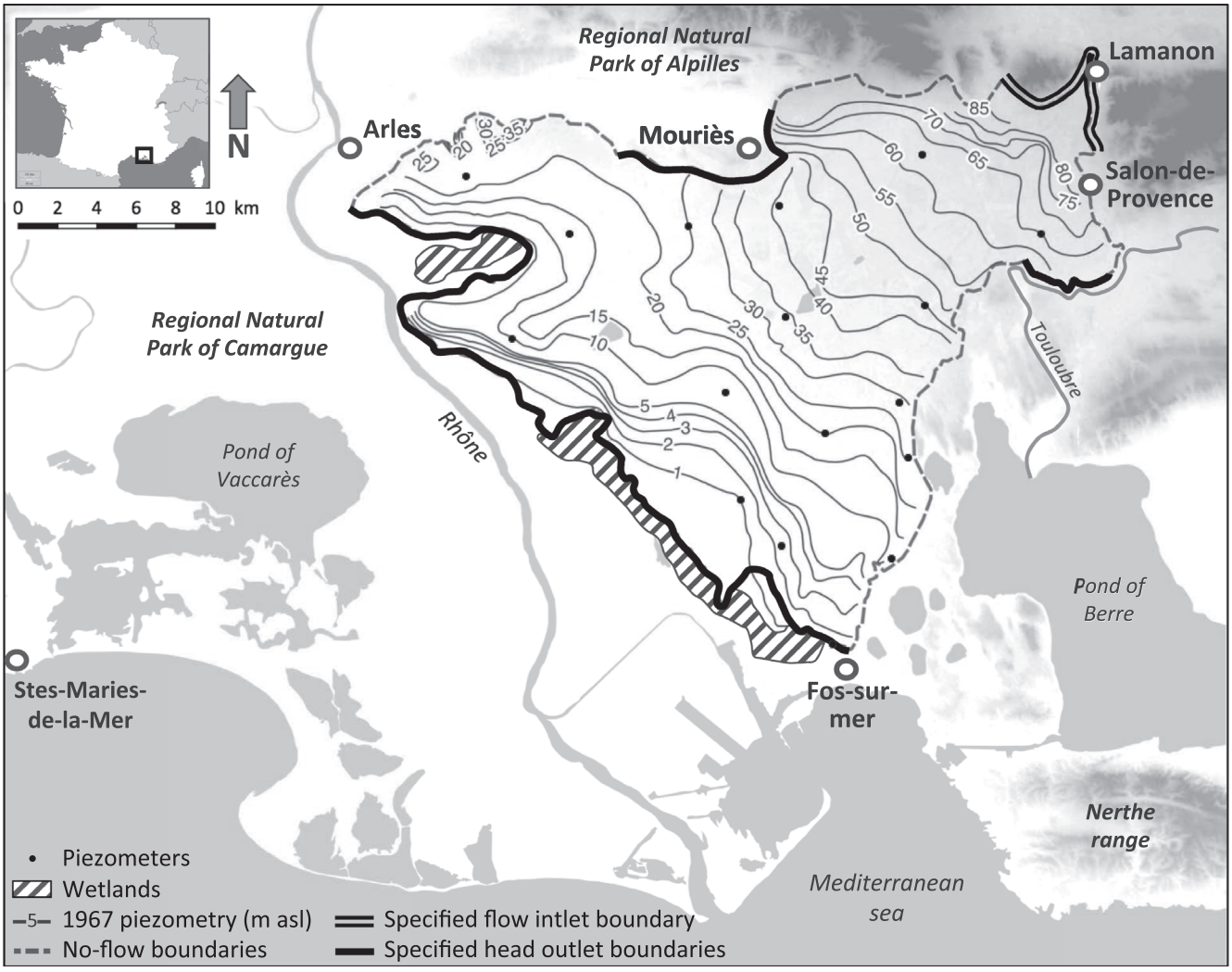


Fig. 1. Hydrogeological context of the Crau aquifer, showing boundary conditions and the 1967 piezometric contour map extracted from Albinet et al. (1969). Shades of grey show the reliefs and black dots represent locations of the 17 piezometers sampled every semester between 2011 and 2013.

nage zone towards the Touloubre River east of the Crau plain; and another drainage through a limestone formation located north of the Crau plain. The latter supplies a series of springs with a flow rate estimated by BRGM at about 0.90 $m^3 s^{-1}$ (Dellery et al., 1964). Recent field measurements that we performed on the main outlet springs ("Mouriès Fountains") showed a flow rate of about 0.20 $m^3 s^{-1}$. Because this drainage zone is very diffuse and the springs may not be continuously active, the average flux was estimated to be 0.55 ± 0.35 $m^3 s^{-1}$.

The Crau aquifer is subject to substantial water abstraction for industrial, agricultural and domestic use. The SYMCRAU (Groundwater Management Union of the Crau plain) recently estimated that industrial uptakes accounted for 0.57 $m^3 s^{-1}$, domestic water supplies 0.92 $m^3 s^{-1}$, and agricultural withdrawals about 1.10 ± 0.41 $m^3 s^{-1}$. The high uncertainty associated with agricultural uptakes is due to the fact that only a fraction of farmers declared the amount of water withdrawn. This leads to a total groundwater uptake estimated at 2.60 ± 0.41 $m^3 s^{-1}$.

The very first groundwater budget of the Crau aquifer calculated by the French Geological Survey using mathematical and analogical models (rheoelectric analogy and resistor–capacitor network) showed a total surface recharge of about 5.50 $m^3 s^{-1}$ (Albinet et al., 1969). The same study also proposed a first estimate of the groundwater natural recharge assuming zero runoff and applying a simple Thornthwaite water balance method yielding a value of 100 mm yr^{-1}, *i.e.* 1.71 $m^3 s^{-1}$. In 1995, BRGM proposed an updated estimate of groundwater recharges using an infiltration proportion representing a constant fraction of 29% of the irrigation fluxes supplied to meadows (identified using SPOT images), but without clear argumentation. Using this infiltration ratio, Berard et al. (1995) computed a total recharge by irrigation return flow of 3.71 $m^3 s^{-1}$ used in their hydrogeological model. In the same study, a value of 1.81 $m^3 s^{-1}$ was proposed for the recharge by precipitation using a global hydrological model based on precipitation and potential evapotranspiration data. A more recent study was based on the spatialization of the plot-scale crop model "STICS" which uses climate and irrigation practice data to simulate soil infiltration and crop processes (Olioso et al., 2013). For the year 2006, the authors proposed a total surface recharge of 8.78 $m^3 s^{-1}$, among which 6.88 $m^3 s^{-1}$ came from irrigation return flows. The other fluxes of the water budget were not quantified in this study.

3. Isotopic evidence of mixing processes

3.1. Data acquisition

Five groundwater sampling campaigns (October 2011, March 2012, October 2012, March 2013, October 2013) were conducted

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

in partnership with the SYMCRAU on 17 piezometers, ensuring a good distribution over the whole aquifer (Fig. 1). For technical reasons, the number of points sampled each time varied between 14 and 17. Additional groundwater samples were collected in spring 2012 (between March and June), for a total of 43 locations, in order to obtain a larger spatial coverage with better resolution. Irrigation water was also collected monthly in the main irrigation channel during the 2014 irrigation season (7 samples).

Samples were analyzed for their isotopic compositions ($\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$) at CEREGE. Water samples were equilibrated with CO_2 (10 h at 291 K) and H_2 (2 h at 291 K with a platinum catalyst) – for $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$, respectively – in an automated HDO Thermo-Finnigan equilibrating unit and measured on a dual inlet Delta Plus mass spectrometer. All the samples were replicated. For technical reasons, some of the samples were analyzed for $\delta^{2}H$ using a Cavity-Ring-Down laser Spectrometer (WS-CRDS, Picarro L1102-i), also replicated. The total uncertainties for the $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ values were close to 0.05‰ (1σ) and 1‰ (1σ) respectively. Oxygen and hydrogen isotope ratios are reported in ‰ relative to the VSMOW-SLAP scale, following the IAEA reference sheet (IAEA, 2009) using three working standards previously normalized using the VSMOW2, SLAP2 and GISP international standards.

3.2. Mixing process and end-member compositions

The $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ plot shows that the groundwater data follow a linear trend ($R^2 = 0.96$; Fig. 2A). This linear correlation is even better expressed by isolating the 43 data corresponding to spring 2012 ($R^2 = 0.99$; Fig. 2C). These groundwater isotopic compositions reflect a mixing between the two main water poles that contribute to groundwater recharge: infiltration of local precipitations ("natural recharge") and irrigation return flows. A thorough characterization of these two end-members is thus necessary in order to apply an isotopic mass balance approach.

The isotopic composition of natural recharge is given by the average composition of groundwater sampled in a perched part of the puddingstone aquifer, located above the regional Crau aquifer water table, where groundwater is not affected by irrigation return flows (Albinet et al., 1969). During the 2008–2009 period, the average groundwater composition was $\delta^{18}O = -6.00 \pm 0.37$‰; $\delta^{2}H = -39.8 \pm 2.0$‰ (n = 15 samples). This groundwater composition is similar to the long-term weighted average of regional precipitations ($\delta^{18}O = -6.21 \pm 2.20$‰; $\delta^{2}H = -40.1 \pm 16.8$‰; at the Avignon GNIP station, 35 km North of the Crau plain, over the 1997–2009 period; IAEA/WMO, 2016). This similarity indicates that

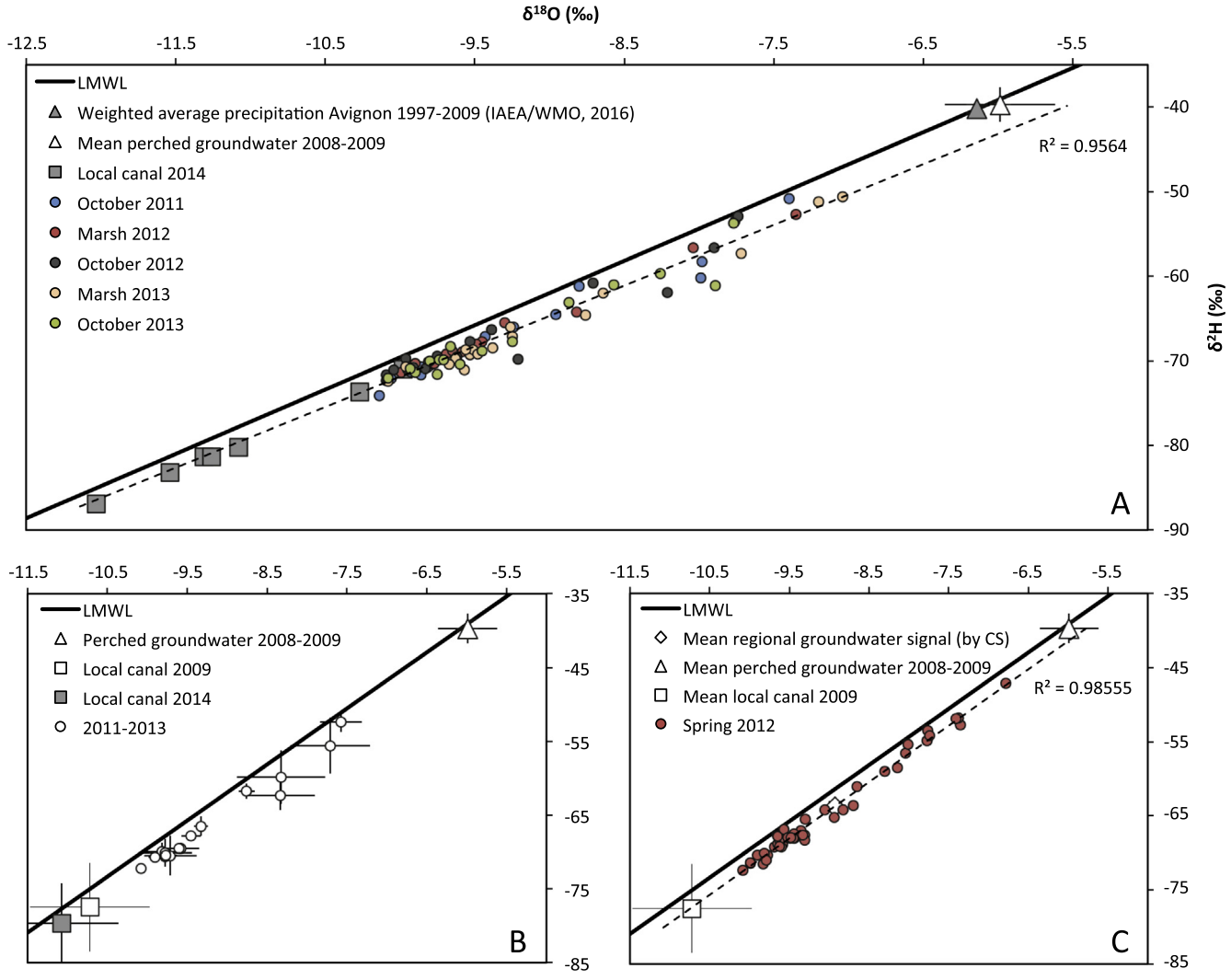


Fig. 2. $\delta^{18}O$-$\delta^{2}H$ relationship for (A) all the data used in this study; (B) average compositions and standard deviations (error bars) for the 17 groundwater locations sampled each semester between October 2011 and October 2013 (circles), irrigation water (squares) and the natural recharge end-member (triangle); (C) data used in the mixing model. Dashed lines represent linear regressions calculated on groundwater samples; bold lines the local meteoric water line (LMWL).

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

Table 1
Time variations of the regional isotopic signal of the Crau plain groundwater (13 piezometers sampled).

	Oct. 2011	Mar. 2012	Oct. 2012	Mar. 2013	Oct. 2013	Long-term average
$\delta^{18}O$ (‰)	−9.32	−9.27	−9.35	−9.10	−9.31	−9.27
Mean (± SD)	(± 0.91)	(± 0.82)	(± 0.84)	(± 0.92)	(± 0.80)	(± 0.87)
$\delta^{2}H$ (‰)	−67.1	−66.2	−66.9	−65.9	−67.4	−66.7
Mean (± SD)	(± 6.7)	(± 6.1)	(± 6.1)	(± 6.9)	(± 5.6)	(± 6.3)

the water isotopic composition is not affected by evaporation during the recharge process. The second end-member corresponds to irrigation water. The average composition of water from the main irrigation channel during the 2014 season was $\delta^{18}O = -10.89 \pm 0.79$‰; $\delta^{2}H = -78.2 \pm 6.2$‰ (n = 7). This depleted isotopic composition, characteristic of alpine rivers (Guglielmi et al., 1998), can be explained by the orographic effect that controls precipitation formation in the Alps. In addition, the 2014 average value is consistent with the weighted average composition of irrigation water sampled during the 2009 irrigation season ($\delta^{18}O = -10.72 \pm 0.75$‰ and $\delta^{2}H = -77.5 \pm 6.0$‰; n = 10). The latter was chosen to represent the irrigation end-member (Fig. 2C), since it corresponds to the same time period as the seasonal sampling used to determine the natural end-member composition, and because the 2009 season is characterized by more dense and regular sampling dates.

The slight shift in irrigation water composition below the Local Meteoric Water Line (LMWL; Fig. 2A) probably reflects the influence of evaporation during the transport of water from the Alps. However, irrigation water matches the linear trend of groundwater compositions, indicating that there is no subsequent modification of its isotopic composition during groundwater recharge. In addition, except for some points that fall below the linear trend, the robust alignment of groundwater data between these two end-members confirms that the effect of evaporation does not significantly affect the groundwater isotopic composition during and after infiltration (Fig. 2A). The high infiltration capacity of the puddingstone allows a rapid infiltration and, in most situations, the water table depth prevents evaporation after recharge.

3.3. Isotopic steady-state assumption

As the time survey performed on 17 piezometers covered a 25-month period, both inter-annual and seasonal variations could be observed. The mean regional values presented in Table 1 were calculated using 13 piezometers sampled every semester in order to observe purely temporal variations. It is noteworthy that the average groundwater isotopic composition measured at the end of the three irrigation seasons (October) remained very close to the average value measured in March, when the contribution of natural recharge is expected to be the highest, despite slightly more depleted average values. The time variations of each sampling location were generally small, with the largest variations found for the most enriched isotopic compositions (Fig. 2B). This indicates that the contribution of irrigation return flow seems to have a buffering effect on the long-term groundwater isotopic composition. Individual data (Fig. 2A) show that the most evaporated signatures (*i.e.* data plotting below the general trend) were found during the October campaigns. These observations, added to the similarity between the spatial average values, computed from the 13 piezometers sampled in March 2012, and the long-term average (Table 1), led us to assume that the spring 2012 data set provided the best representation of the steady-state isotopic composition.

4. Mixing model implementation

Based on the high isotopic contrast between local precipitations and exogenous irrigation waters (Fig. 2C), the purpose of this study was to use the spatial distribution of these isotopic data to estimate the contributions of irrigation return flow and precipitation infiltration to groundwater recharge at the scale of the whole aquifer. Fig. 3 illustrates two possible approaches to achieve this quantification. The first rigorous one consists in building a fluid-flow and transport hydrogeological model, which can be highly time-consuming. The heterogeneity of some groundwater reservoirs requires the spatial distribution of parameters such as permeability, specific yield, and dispersivity, which are difficult to estimate. Similarly to Gonçalvès et al., (2015), this study therefore adopted an independent and parsimonious alternative using $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ as conservative tracers in a simple mass balance mixing model performed at the scale of the entire phreatic aquifer. For this purpose, we consider a fictitious homogeneous reservoir equivalent, from an isotopic standpoint, to the real heterogeneous isotopic reservoir (Fig. 3). Assuming an isotopic steady state, the isotopic composition of the equivalent homogeneous reservoir, combined with the two previously identified end-member compositions, makes it possible to deduce the proportions of irrigation return flow and precipitation infiltration contributing to aquifer recharge. Then, recharge values were estimated using these mixing proportions and the overall groundwater flow values inferred from the average aquifer water balance, obtained by means of simple Darcy flow calculations based on the geometry of the aquifer and on an actualized piezometric map.

4.1. Conceptualization and mass balance equations

Assuming a steady state, the main flows previously presented (Section 2.2) can be summarized by a simple groundwater mass balance equation:

$$Q_u + Q_{out} = R_i + R_n + Q_{in} \quad (1)$$

where Q_u and Q_{out} constitute the outlets of the Crau aquifer, with respectively, the total uptake flow rate and the natural outflow ($m^3\ s^{-1}$). The inlets, R_i and R_n, correspond to the unknown surface recharges of the aquifer by irrigation return flow and precipitation (natural recharge) respectively ($m^3\ s^{-1}$). And the last inlet, Q_{in}, is the upstream lateral groundwater inflow ($m^3\ s^{-1}$). The hypothesis of an equivalent homogeneous reservoir implies the assumption that all the outflows are characterized by the mean regional isotopic signal of the reservoir considered (Fig. 3). Thus, the groundwater fluxes identified above were used to write the following isotope mass balance equation:

$$\delta_m(Q_u + Q_{out}) = \delta_i R_i + \delta_n(R_n + Q_{in}) \quad (2)$$

where δ_m, δ_i and δ_n are the Oxygen 18 or Deuterium isotope ratios (‰ *versus* VSMOW) of the equivalent homogeneous reservoir, the irrigation water, and the natural recharge, respectively. Combining Eqs. (1) and (2) leads to the following expressions of the two unknown flow rates (irrigation and natural recharge):

$$R_i = \left(\frac{\delta_m - \delta_n}{\delta_i - \delta_n}\right)(Q_{out} + Q_u) \quad (3)$$

$$R_n = \left(\frac{\delta_m - \delta_i}{\delta_n - \delta_i}\right)(Q_{out} + Q_u) - Q_{in} \quad (4)$$

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

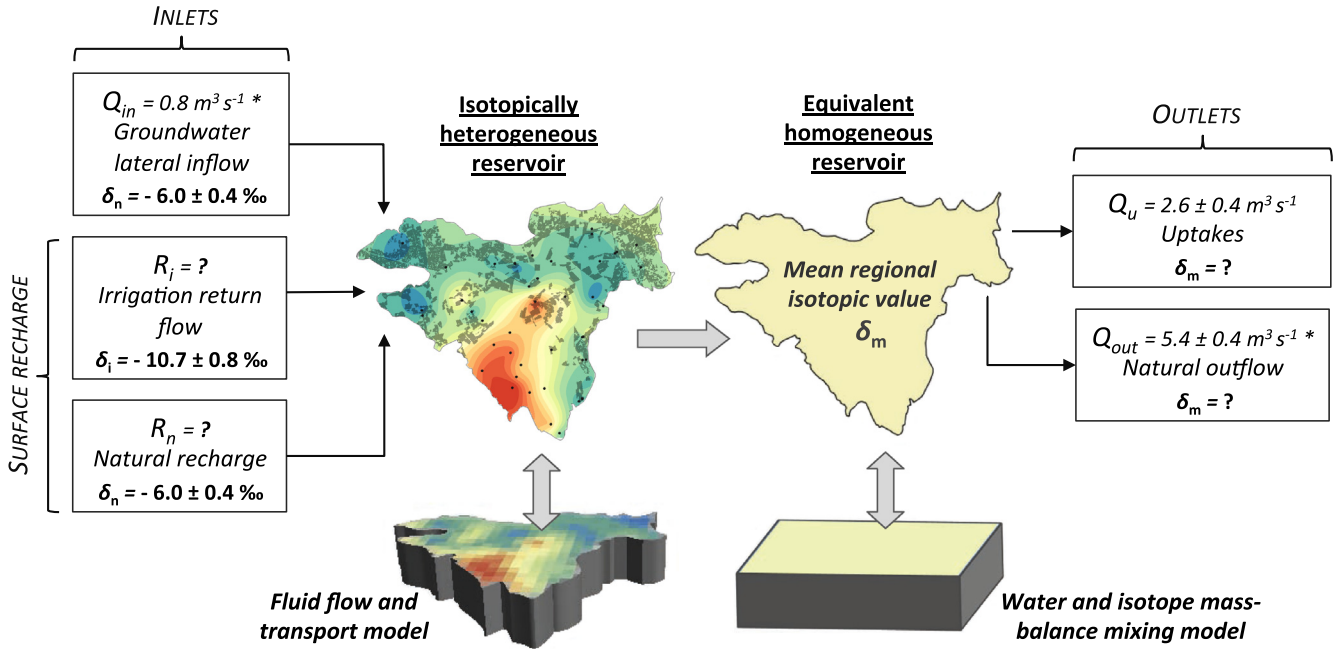


Fig. 3. Conceptual representation of the equivalent homogeneous reservoir used in the mixing model with flow rates and associated isotopic compositions ($\delta^{18}O$). Flow rates marked by asterisks were estimated by Darcy flow calculations (see Section 4.2.3).

Consequently, the resolution of this simple model requires the identification of a unique mean regional isotopic value (δ_m), but also the quantification of the natural outlets (Q_{out}) and the upstream lateral groundwater inflow (Q_{in}).

4.2. Geostatistical approaches

Because of the irregular sampling locations, a simple algebraic mean of the isotopic data would not be representative of the entire reservoir. Similarly to Gonçalvès et al. (2015), the isotopic value of the equivalent homogeneous reservoir δ_m (characterized hereafter by mean and standard deviation) was estimated by averaging regional values of equiprobable maps, computed by geostatistical conditional simulations (CS) using the spring 2012 isotopic data. This method ought to provide a more reliable representation of the isotopic signal, respecting the spatial correlation inferred from the data. In this approach, the averaging weights are the groundwater volume contained in each geostatistical grid assuming a constant, although poorly known, specific yield value (*e.g.* 10%; Dellery et al., 1970). Consequently, the saturated thickness has to be identified to compute the regional isotopic value (δ_m) accurately representing the equivalent homogenous reservoir. In addition, the spatial distribution of the saturated thickness is also necessary to obtain updated values of the inflows and outflows by Darcy flow calculations, and thus to solve Eqs. (3) and (4). The saturated thickness is obtained using water table elevation and bedrock geometry (See Sections 4.2.2 and 4.2.1). Bedrock geometry was computed by subtracting the aquifer thickness from the digital elevation model (GO-13, 2009). Therefore, a geostatistical approach was also used to ascertain the aquifer geometry and the piezometric surface. All the interpolations and geostatistical treatments presented below were performed on a regular geostatistical grid (500 m × 500 m) using the statistical software "R" (Ihaka and Gentleman, 1996).

4.2.1. Geometry of the reservoir

Extracted from the BRGM stratigraphic database (BRGM, 2016), 761 geological logs reaching the bedrock of the puddingstone layer were used. In addition, 128 incomplete geological logs (not reaching the bedrock) were locally added where the interpolation computed a thickness lower than that given by these additional logs. This constrains the geometry of the paleo-channels, and improves the resolution of the spatialization. The interpolation was also constrained by outcrop locations of stratigraphic layers older than the puddingstone given by the hydrogeological map of the Crau aquifer (Albinet et al., 1969). These data lead to a spherical type model variogram (Fig. 4). Anisotropy (orientation = 20°N; ratio = 0.33) was added to this model in order to better describe the geometry of the paleo-channels. The interpolation by kriging yields a thickness contour map of the puddingstone layer (Fig. 4) showing an average thickness of 12.6 m.

4.2.2. Piezometric map

Here we propose an up to date piezometric map of the Crau aquifer based on our field campaign results. Combined with the geometry of the reservoir and the digital elevation model (GO-13, 2009), it enabled the saturated thicknesses necessary to weight each point of the simulated isotopic maps to be estimated, and a mean regional isotopic value describing the equivalent homogenous reservoir to be computed (see Section 4.2.4). The spatial distribution of saturated thicknesses is also necessary to calculate updated inflows and outflows (see Section 4.2.3). This piezometric map is based on new data acquired during a field campaign conducted in partnership with the SYMCRAU on October 24th and 25th, 2013. Water table depth measurements were combined with ground elevations measured by Differential Global Positioning System to obtain 132 water table elevation data. These data form an unbounded variogram suggesting the existence of a linear geographical trend of the data (Deutsch et al., 1992). Anisotropy was detected on variograms oriented at 45°N and 135°N, consistent with the groundwater flow orientation (NE-SW) of the aquifer. In order to obtain relevant local piezometric level estimators, the linear trend was extracted using ordinary least squares (OLS) method, then residuals were computed. The geostatistical analysis made on the residuals leads to a spherical type variogram model (Fig. 5). In the kriging process, prescribed head boundaries were added to the interpolation data as constraints depending on

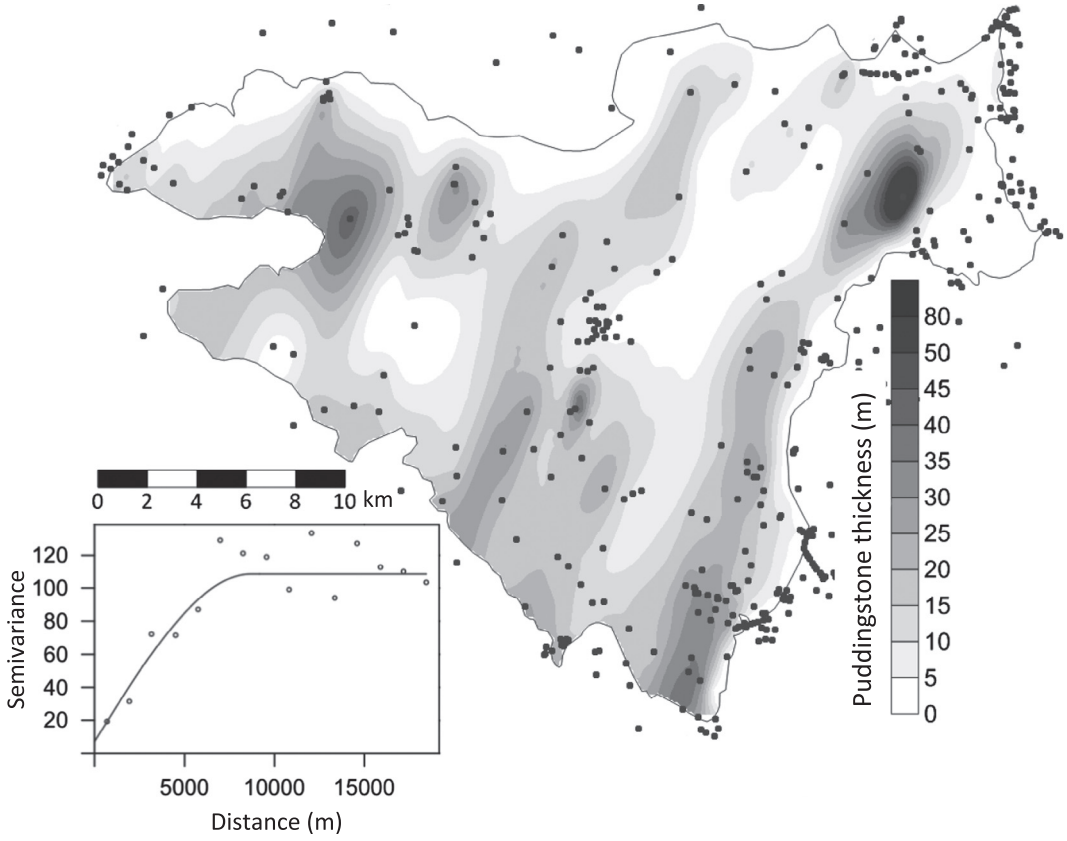


Fig. 4. Contour map of the aquifer thickness and its associated variogram. Black dots represent locations of stratigraphic logs used in the kriging.

the elevation of the outlet wetlands (Meyranne marsh to the northwest) given by the digital elevation model (GO-13, 2009). Water elevations of the springs of Mouriès (to the north), and the Touloubre River (to the east) were also added as constraints. The kriging interpolation yields the piezometric contour map shown in Fig. 5.

4.2.3. Quantifying Q_{out} and Q_{in} terms of the groundwater budget

A Darcy flow calculation was performed on each cell of the geostatistical grid identified as an inlet or outlet boundary of the aquifer. In order to calculate these boundary flows, the transmissivity and piezometric contour maps given by the 1967 hydrogeological map (Albinet et al., 1969) were digitized and re-interpolated, yielding a regular grid of transmissivities and water elevation data. However, because transmissivity depends on saturated thickness, the 1967 values were updated (Fig. 5) according to the variation of the piezometric surface.

4.2.4. Mapping the groundwater isotopic composition

The regional distribution of groundwater isotopic compositions was calculated through conditional simulations (CS), using the R package "Gstat" (Pebesma and Wesseling, 1998). Based on the spherical model fitting the experimental variogram used for the kriging of the isotopic data (Fig. 6), these N simulations provide many equiprobable maps (here N = 100) of the isotopic spatial distribution. Note that since a regular grid was used and a constant mean specific yield is assumed, the weights of the volume averaging approach are simply the saturated thickness of the aquifer. Hence, an average value for each simulated isotopic map can be computed providing N equiprobable values of the homogenized regional isotopic composition. Finally, these N values give the required mean isotopic signal and standard deviation of the equivalent homogeneous reservoir δ_m. A stabilization of the mean and standard deviation of the regional average value was observed after 60 simulations (variations of the mean $\delta^{18}O$ lower than 0.01‰) justifying the limitation to 100 simulations.

5. Results

Because of the linear correlation between $\delta^{18}O$ and $\delta^{2}H$ data (Fig. 2), very similar results are expected using $\delta^{18}O$ or $\delta^{2}H$ data. So only the $\delta^{18}O$ results will be shown, while both results will be discussed. The kriging of the 43 isotopic measurements of groundwater presents a heterogeneous distribution of the $\delta^{18}O$ values at the aquifer scale (Fig. 6). This map shows a clear consistency between the most depleted isotopic compositions and the distribution of irrigated areas, reflecting the evident influence of irrigation return flow on groundwater recharge. Based on the conditional simulations (CS) performed on the spring 2012 data, the isotopic composition of the equivalent homogeneous reservoir (δ_m) was -8.92 ± 0.08‰ for $\delta^{18}O$, and -63.8 ± 0.7‰ for $\delta^{2}H$.

In Fig. 5, the results of the Darcy flow calculations performed on the new piezometric map (except for the -0.55 ± 0.35 $m^3 s^{-1}$ measured flow; see section 2.2) yielded a total natural discharge (Q_{out}) of about 5.35 ± 0.35 $m^3 s^{-1}$. The upstream lateral groundwater inflow (Q_{in}) was estimated at 0.83 $m^3 s^{-1}$ in 2013 (0.74 $m^3 s^{-1}$ in 1950; Section 2.2). At this step, there are only two unknown values remaining in the system of two equations, (1) and (2): the recharge by irrigation return flow R_i, and by precipitation R_n (Eqs. (3) and (4)) and their associated standard deviations, expressed by:

$$\sigma_{R_i}^2 = \left(\frac{\partial R_i}{\partial \delta_m}\right)^2 \sigma_{\delta_m}^2 + \left(\frac{\partial R_i}{\partial Q_u}\right)^2 \sigma_{Q_u}^2 + \left(\frac{\partial R_i}{\partial Q_{out}}\right)^2 \sigma_{Q_{out}}^2 + \left(\frac{\partial R_i}{\partial \delta_n}\right)^2 \sigma_{\delta_n}^2 + \left(\frac{\partial R_i}{\partial \delta_i}\right)^2 \sigma_{\delta_i}^2 \quad (5)$$

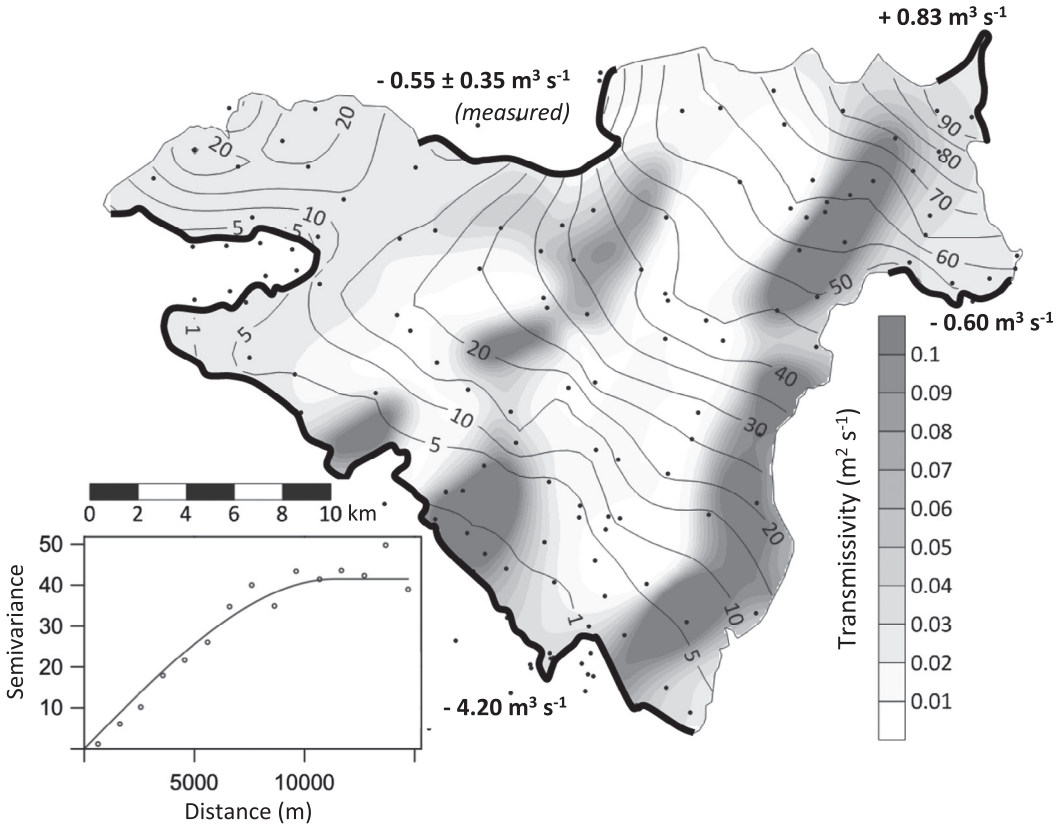


Fig. 5. The October 2013 piezometric contour map (m asl) obtained by kriging, associated variogram of the residuals and the 2013 transmissivity contour map updated from Albinet et al., (1969). Black dots represent locations of water table elevation data, and bold lines, the outlet and inlet boundaries with their associated flow rates.

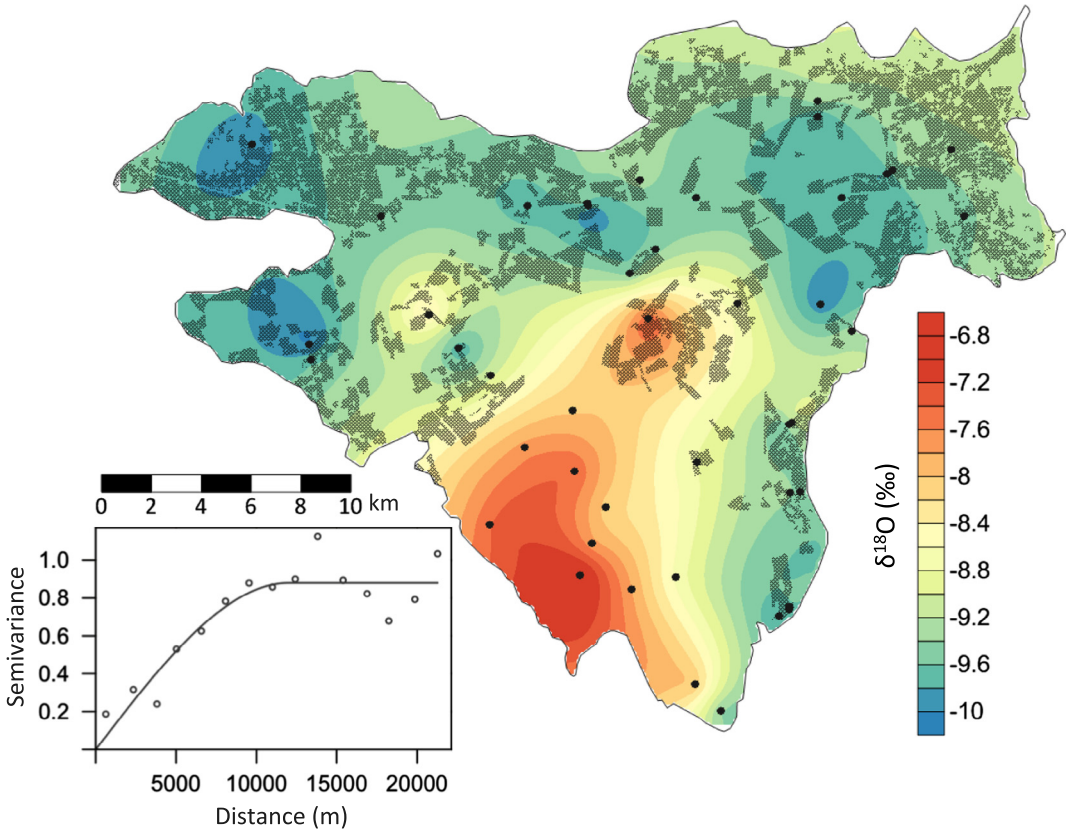


Fig. 6. Contour map of the spring 2012 groundwater $\delta^{18}O$ composition and its associated variogram used for kriging. Black dots represent locations of the groundwater samples, and grey areas the irrigated meadows.

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

$$\sigma^2_{R_n} = \left(\frac{\partial R_n}{\partial \delta_m}\right)^2 \sigma^2_{\delta_m} + \left(\frac{\partial R_n}{\partial Q_u}\right)^2 \sigma^2_{Q_u} + \left(\frac{\partial R_n}{\partial Q_{out}}\right)^2 \sigma^2_{Q_{out}} + \left(\frac{\partial R_n}{\partial \delta_n}\right)^2 \sigma^2_{\delta_n} + \left(\frac{\partial R_n}{\partial \delta_i}\right)^2 \sigma^2_{\delta_i} \quad (6)$$

Applying Eqs. (3)–(6) leads to $R_i = 4.92 \pm 0.89\ m^3\ s^{-1}$, *i.e.* an average value of $1109 \pm 202\ mm\ yr^{-1}$ over $140\ km^2$ of irrigated areas, and $R_n = 2.19 \pm 0.85\ m^3\ s^{-1}$, *i.e.* $128 \pm 50\ mm\ yr^{-1}$ over $540\ km^2$ of total aquifer area. Thus, the irrigation return flows contribute about 69 ± 9% to the recharge by surface waters, and the remaining 31 ± 9% comes from precipitation. Using the 1991–2011 average precipitations (Météo-France, 2016) of the three meteorological stations surrounding the Crau aquifer, *i.e.* $602\ mm\ yr^{-1}$, it is possible to deduce a mean effective infiltration capacity of 21 ± 8% for precipitations. Furthermore, considering a mean irrigation amount of 2250 ± 250 mm per season (The local agricultural council), it is also possible to estimate a mean irrigation return flow ratio of 49 ± 10%.

6. Discussion

6.1. Limitations of the model

A first limitation of this method is related to the estimation of the groundwater budget flow rates using Darcy's law. These calculations are averages and cannot provide uncertainties because of the absence of uncertainties of the transmissivity map (Albinet et al., 1969). The method may also produce contrasted flow rates depending on the precision of the input data, and especially, the extension of the boundary conditions.

From an isotopic standpoint, the assumption of a constant composition of the two end-members constitutes a limitation of the model. Some seasonal and interannual shifts of the pure isotopic end-members may occur and impact the calculation of the mean regional isotopic value. Thus, the standard deviations of the two isotopic end-members, corresponding to the measured seasonal variability, were included in the calculation of the surface groundwater recharges. Regarding the interannual variability, the similarity of the mean annual signals in 2009 and 2014, and their standard deviations, suggest that the interannual variations of this pole appear to be of the same magnitude as seasonal variations (Fig. 2B) This is consistent with an expected buffering effect of the large Durance River catchment, including the Serre-Ponçon retention dam. Since there are no modifications of the isotopic signal during infiltration of precipitations (see Section 3.2), the variations in the natural recharge end-member can be obtained from the GNIP rainfall record. High monthly variations are classically observed in rainfall composition, but it is interesting to assess temporal variations in the end-member composition with respect to the average residence time of the aquifer. Considering an average aquifer thickness of 12.6 m (see Section 4.2.1), a specific yield of 10% (Dellery et al., 1970), and a total recharge of $7.94 \pm 0.87\ m^3\ s^{-1}$, the mean residence time is 2.7 ± 0.2 years. Hence, interannual variations of the natural recharge pole are observed by computing the mobile weighted average rainfall isotopic signal over 3 years (between September and August over the 1997–2009 period; IAEA/WMO, 2016). It leads to 10 mean tri-annual isotopic compositions varying from −5.66‰ to −6.81‰ for $\delta^{18}O$ (SD = 0.41‰), and from −36.6 to −45.5‰ for $\delta^{2}H$ (SD = 2.7‰). These interannual fluctuations are of the same magnitude as seasonal variations of the natural recharge end-member ($\delta^{18}O = -6.00 \pm 0.37$‰; $\delta^{2}H = -39.8 \pm 2.0$‰; See Section 3.2). Thus, reasonable stability is expected for both end-member compositions, regarding the average groundwater residence time and we assume that the values used in the mixing model constitute a good representation of steady-state conditions.

Another limitation of the method might be attributed to the representativity of groundwater isotopic data sampled at a given time (Spring 2012) used to calculate steady-state flows. As discussed in Section 3.3, the data set used in this study is representative of the steady-state. Nevertheless, it is crucial to analyze, at the aquifer scale, the possible impact of annual and interannual variability of the groundwater isotopic signal on the results. As previously demonstrated with the calculation of the residence time (*i.e.* 2.7 years), groundwater has an isotopic signature affected by, at least, an entire season of recharge events (irrigation and/or precipitation). This temporal integration capacity of stable groundwater isotopes is illustrated by the 5 bi-annual campaigns (Table 1): after six months of irrigation (October), or six months with no irrigation (Marsh), very low fluctuations of the mean groundwater signal were observed. So, time variations of the regional signal of the equivalent homogeneous reservoir are very low, and their impact on the mixing model results is masked by the time variations of the end-members. This shows that the use of stable isotopes of water on alluvial aquifers allows the groundwater samples to integrate time variations (at a time scale depending on the residence time). Thus, combined with geostatistical conditional simulations, this geochemical tracer is a powerful tool to assess a near steady-state regional signal that is representative of an equivalent homogeneous reservoir.

6.2. Comparison with the 1967 situation

The evolution of the hydrodynamic functioning of the Crau aquifer since 1967 can be observed from the previous piezometric map and historical data. First, the comparison between the October 1967 (Fig. 1) and October 2013 (Fig. 5) piezometric contour maps reveals significant differences (>10 m) mainly located on the north and northeast boundaries. This is due to the fact that specified heads of the outlet springs were added to the 2013 interpolation data while BRGM did not use these constraints to establish the 1967 piezometric map. Note that this earlier piezometric contour map was presumably obtained by conventional interpolation approaches and not by more robust geostatistical methods. Local changes in the water levels (up to 5 m) are also observed on the rest of the map for a mean drop of about 0.06 m between 1967 and 2013. However, by excluding the northeast piezometric data not constrained by BRGM, the regional piezometric drop may be more significant (around 0.45 m). According to Dellery et al. (1964), the total surface of meadows was higher than at present ($170\ km^2$) while the total uptake flow rates were much lower ($0.95\ m^3\ s^{-1}$). The piezometry is thus consistent with the reduction in artificial recharge and the increase in uptakes observed in the last 50 years. However, this is valid only under the assumption of similar irrigation periods in 1967 and 2013. Indeed, considering the significant and rapid seasonal water table fluctuations (a seasonal magnitude up to 8 m was observed for the most irrigation-influenced piezometers), slight shifts in timing between piezometric campaigns and/or irrigation periods can impact and distort such comparisons. But, thanks to the anthropogenic control created by this irrigation practice, the regional piezometric variations observed here (0.06–0.45 m) remain low with respect to the significant increase in water use in the last half century. Irrigation return flows thus seem to have a buffering effect on average groundwater storage at the inter-annual time scale.

6.3. Comparison with previous estimates

Table 2 summarizes the groundwater budgets proposed in the literature for the Crau aquifer. The flow rate of natural recharge

Table 2
Summary of groundwater budgets of the Crau aquifer deduced from previous studies. The flows in parentheses correspond to an assumption made by the authors.

		Albinet et al. (1969)	Berard et al. (1995)	Olioso et al. (2013)	This study
Outlets	Uptakes ($m^3 s^{-1}$)	(0.5)	1.90	/	2.60 ± 0.41
	Natural discharge ($m^3 s^{-1}$)	5.75 ± 0.43	4.41	/	5.34 ± 0.35
Inlets	Lateral upstream inflow ($m^3 s^{-1}$)	1.00	0.79	/	0.83
	Recharge by irrigations ($m^3 s^{-1}$)	3.79	3.71	6.88	4.92 ± 0.89
	Proportion of artificial recharge	69%	67%	78%	69 ± 9%
	Natural recharge ($m^3 s^{-1}$)	1.71	1.81	1.90	2.19 ± 0.85
	Proportion of natural recharge	31%	33%	22%	31 ± 9%

computed in this study appears to be consistent, although slightly higher than the previously estimated values. Solving a groundwater mass balance equation implies that the recharge estimate depends on the quantification of the discharge. As previously mentioned, the choice of the aquifer limits can be a major source of error, especially for the main natural discharge on the southwest border presenting very low hydraulic gradients. Different estimates of the total uptakes and the upstream groundwater drainage could also partly explain these differences. But, despite a slight discrepancy regarding the absolute flux values, similar orders of magnitudes are obtained between these different studies for the respective proportions of natural recharge and irrigation return flow. Nevertheless, stable isotopes of water constitute a robust and independent geochemical tracer for partitioning groundwater recharges at the scale of the entire aquifer. In addition, the method proposed in this study also has the advantage of providing uncertainties characterizing, *inter alia*, time variations in the estimated flows.

7. Conclusion

The new piezometric map and the aquifer geometry produced in this study were used to infer the groundwater budget of the Crau aquifer (southern France). Stable isotopes of water data, implemented in an equivalent one-reservoir mixing model, successfully yielded the contributions of different surface groundwater recharges that are difficult to dissociate with conventional methods. Nearly at steady-state, the spring 2012 set of isotopic data treated by conditional simulations leads to a recharge by irrigation of 4.92 ± 0.89 $m^3 s^{-1}$, *i.e.* 1109 ± 202 mm yr^{-1} (with respect to the current irrigated surfaces), and a natural recharge of 2.19 ± 0.86 $m^3 s^{-1}$, *i.e.* 128 ± 50 mm yr^{-1}. Thus, about two thirds of the groundwater recharge are derived from a specific agricultural practice dating back nearly five centuries, confirming the dominant influence of anthropogenic control on this aquifer. Moreover, this study shows that geostatistical conditional simulation is a powerful tool to assess a relevant mean regional variable, and applied to stable isotope data, it provides an average groundwater isotopic composition representative of the steady-state situation. Finally, the conceptualization of an equivalent homogeneous reservoir provides an independent and straightforward approach to constrain the groundwater recharge values for a future transient model of groundwater flow and transport.

Acknowledgements

This study is part of a Ph.D. funded by the SYMCRAU and the PACA region. It has been supported by CNRS-INSU, through the SICMED-CRAU research project. We gratefully thank the SYMCRAU team for their collaboration and their valuable contribution to the field campaigns, Philippe Dussouillez for his contribution to the piezometer leveling campaign, and Fernando A.L. Pacheco and the two others anonymous reviewers for their relevant comments and suggestions.

Appendix A. Results of stable isotopes measurements used in this study

A.1. Results of 43 stable isotope measurements of the Crau plain groundwater in spring 2012

ID	X (WGS84)	Y (WGS84)	Sampling date	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)
Q1	4.84095	43.63939	3/28/2012	−9.69	−69.2
Q2	4.76807	43.63736	3/26/2012	−9.58	−68.9
Q3 (P13)	4.70528	43.66455	3/26/2012	−9.90	−70.3
Q4	4.98666	43.66812	3/27/2012	−9.77	−70.3
Q5	4.89923	43.59736	3/27/2012	−7.35	−52.7
Q6	4.86042	43.56497	3/29/2012	−8.04	−56.6
Q7 (PZ16)	5.05754	43.63046	3/27/2012	−9.45	−67.7
Q8	4.89749	43.64721	3/26/2012	−9.30	−65.5
Q9	4.98500	43.60029	3/27/2012	−9.99	−71.4
Q10	4.96728	43.55732	3/28/2012	−9.65	−68.8
Q11	4.92098	43.54501	3/26/2012	−8.82	−64.2
Q12	4.97148	43.53300	3/28/2012	−9.49	−68.0
Q13	4.86780	43.51678	3/26/2012	−7.76	−53.5
Q14	4.95923	43.48835	3/29/2012	−9.81	−70.1
Q17	4.73066	43.59178	3/28/2012	−10.08	−72.4
PZ1	5.05259	43.65460	3/16/2012	−9.30	−67.6
PZ2	5.01988	43.64656	6/27/2012	−9.83	−71.5
PZ3	4.99705	43.63864	6/27/2012	−9.60	−69.2
QUANT4	4.92471	43.64037	6/27/2012	−9.62	−68.3
PZ5	4.87103	43.63874	6/27/2012	−9.99	−71.3
QUANT7	4.96884	43.55813	3/16/2012	−8.93	−65.2
PZ8	4.96660	43.53273	6/7/2012	−9.35	−67.0
PZ9	4.96426	43.49161	3/15/2012	−9.57	−66.8
PZ10	4.92877	43.45508	6/7/2012	−9.43	−68.0
PZ11	4.90852	43.50369	6/7/2012	−8.65	−61.1
PZ13	4.82014	43.57860	6/7/2012	−9.05	−64.2
PZ17	4.73135	43.58633	6/7/2012	−9.62	−69.1
P2	4.96424	43.49081	3/15/2012	−9.65	−67.8
P72	4.88675	43.49974	3/15/2012	−7.77	−54.9
P7	4.79044	43.60127	3/16/2012	−8.30	−59.0
P1 Eyguieres	5.02263	43.64802	3/16/2012	−9.45	−68.0
P2171	4.81742	43.52473	3/16/2012	−7.37	−51.8
P26ter	4.83574	43.55210	3/16/2012	−7.74	−54.2
P4	4.98691	43.67370	3/16/2012	−9.31	−68.3
P5	4.99971	43.59031	3/16/2012	−9.33	−67.6
P20	4.80476	43.58886	3/16/2012	−9.79	−71.0
P33bis	4.87511	43.52956	3/16/2012	−8.15	−58.5
P2 Suffren	4.94353	43.60157	3/16/2012	−8.70	−63.6
P27 Nouveau	4.86015	43.54307	3/16/2012	−7.41	−51.9
P9	4.86127	43.50553	3/16/2012	−6.78	−47.2
F	4.89072	43.61391	5/14/2012	−9.52	−67.9
H	4.90394	43.62216	5/14/2012	−9.48	−67.9
J	4.91671	43.46473	3/15/2012	−8.01	−55.4

A.2. Results of biannual stable isotope measurements of the Crau plain groundwater in 17 piezometers between 2011 and 2013

ID	X (WGS84)	Y (WGS84)	Oct. 2011		Mar. 2012		Oct. 2012		Mar. 2013		Oct. 2013	
			$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{2}H$ (‰)
Q1	4.84095	43.63939	−9.81	−70.7	−9.69	−69.2	−9.96	−69.7	−9.63	−69.7	−9.90	−71.4
Q2	4.76807	43.63736	−10.14	−74.1	−9.58	−68.9	−9.83	−70.9	−9.25	−67.1	−9.75	−71.6
Q3 (P13)	4.70528	43.66455	−9.90	−70.4	−9.90	−70.3	−10.09	−71.7	−9.53	−69.3	−9.66	−68.3
Q4	4.98666	43.66812	−9.86	−71.7	−9.77	−70.3	−9.75	−69.4	−9.57	−71.1	−9.93	−70.9
Q5	4.89923	43.59736	−7.98	−58.3	−7.35	−52.7	−7.90	−56.6	−7.04	−50.6	−8.26	−59.7
Q6	4.86042	43.56497	−8.96	−64.5	−8.04	−56.6	/	/	−7.72	−57.3	−8.57	−61.0
Q7 (PZ16)	5.05754	43.63046	−9.93	−71.3	−9.45	−67.7	−10.04	−71.1	−9.38	−68.5	−10.08	−72.0
Q8	4.89749	43.64721	−9.24	−66.0	−9.30	−65.5	−9.39	−66.3	−9.26	−66.0	−9.45	−68.8
Q9	4.98500	43.60029	−9.86	−70.7	−9.99	−71.4	−9.91	−70.8	−9.96	−70.7	−9.80	−70.0
Q10	4.96728	43.55732	−9.78	−70.4	−9.65	−68.8	−9.21	−69.8	−9.51	−68.7	−9.74	−69.9
Q11	4.92098	43.54501	−7.99	−60.2	−8.82	−64.2	−8.21	−61.9	−8.76	−64.6	−7.89	−61.1
Q12	4.97148	43.53300	−9.43	−67.1	−9.49	−68.0	−9.53	−67.7	−9.56	−68.7	−9.25	−67.7
Q13	4.86780	43.51678	−7.40	−50.8	−7.76	−53.5	−7.74	−52.9	−7.20	−51.2	−7.77	−53.7
Q14	4.95923	43.48835	−9.80	−70.3	−9.81	−70.1	−9.95	−71.1	−9.67	−70.4	−9.60	−70.4
Q15	4.89193	43.49542	−8.80	−61.2	/	/	−8.71	−60.8	−8.64	−62.0	−8.87	−63.1
Q16	4.92130	43.45104	/	/	/	/	−9.62	−69.5	−9.48	−69.2	−9.71	−69.9
Q17	4.73066	43.59178	−10.06	−72.1	−10.08	−72.4	−10.09	−72.3	/	/	/	/

Appendix B. Results of 132 water table elevations of the Crau aquifer measured on October 24th and 25th, 2013 (Produced by SYMCRAU)

ID	X (WGS84)	Y (WGS84)	H (m asl)
F5	4.92859	43.48899	5.57
J	4.91671	43.46473	2.41
×11	4.90139	43.45849	1.52
×25	4.91992	43.45098	1.16
8	4.87670	43.62574	35.28
9	4.85992	43.62933	30.65
20	4.85707	43.52077	1.54
41	4.74152	43.66361	19.65
44	4.74614	43.68524	24.04
55	4.71209	43.64547	7.40
75	4.79672	43.66211	11.43
91	4.80575	43.63841	15.87
93	4.68333	43.67111	26.12
92b	4.74572	43.63737	5.29
N13	4.82820	43.62344	24.92
N1b	4.75918	43.65109	14.41
P42	4.86048	43.61176	28.64
11	4.78495	43.60739	20.10
53	4.70862	43.59302	7.20
39b	4.74580	43.61964	14.03
P20 G2C	4.80476	43.58886	18.72
P26	4.84407	43.55806	14.73
P7 G2C	4.84170	43.56985	16.03
R408	4.73418	43.57181	3.17
4	4.88475	43.55441	10.90
10	4.88263	43.60545	32.73
31	4.93802	43.56722	27.30
62	5.00078	43.60864	50.10
67	4.91129	43.62117	39.73
Co72	4.99271	43.62672	54.35
N11	4.93438	43.55717	25.12
N12	4.94180	43.52887	13.99

Appendix B (*continued*)

ID	X (WGS84)	Y (WGS84)	H (m asl)
N19	4.92117	43.54466	20.97
P19b	4.92284	43.61216	44.40
P21 Entressen	4.92248	43.59524	39.00
P23T	4.88545	43.57960	27.33
P5	4.99971	43.59031	43.90
P7 DIREN	5.01594	43.62909	57.21
P8	4.95191	43.59366	44.32
09933X0088/F	4.93487	43.68011	59.67
09934X0087/P18B	4.96330	43.65283	54.61
09937X0133/P42B	4.86233	43.60819	28.49
09937X0134/P19T	4.92411	43.60916	44.53
09937X0135/P23B	4.87191	43.57802	15.24
10192X0094/F	4.85830	43.47705	1.06
10193X0151/P29B	4.89616	43.55071	16.11
10195X0041/PZ	4.75684	43.44065	−1.40
1J N merle	5.00788	43.64418	59.60
1J S merle	5.00680	43.64041	58.95
6N merle	4.98891	43.64215	60.13
Coussoul merle	5.00056	43.65256	60.96
De causans	4.70736	43.61350	2.46
Delalix	4.70542	43.66446	20.83
Etang des aulnes	4.79160	43.60111	17.20
P2 Suffren	4.94353	43.60157	44.40
Pz1	5.05259	43.65460	70.21
Pz10	4.92877	43.45508	1.66
Pz11	4.90853	43.50369	6.04
Pz13	4.82014	43.57860	12.85
Pz14	4.83982	43.63859	25.22
Pz15	4.78753	43.63582	15.15
Pz16	5.05783	43.63050	66.37
Pz17	4.73135	43.58633	4.94
Pz18	4.77287	43.57821	5.03
Pz19	4.88876	43.52455	7.72
Pz2	5.01989	43.64656	60.42
Pz20	4.66191	43.66107	13.47

(*continued on next page*)

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

Appendix B (*continued*)

ID	X (WGS84)	Y (WGS84)	H (m asl)
Pz21	4.72872	43.67346	22.41
Pz22	5.01764	43.67794	75.87
Pz23	5.08365	43.67409	96.87
Pz24	4.68383	43.59042	1.29
Pz3	4.99705	43.63864	58.58
Pz4	4.92472	43.64037	43.63
Pz5	4.87104	43.63874	34.28
Pz6	4.98038	43.60436	44.53
Pz7	4.96885	43.55813	28.34
Pz8	4.96660	43.53273	21.03
Pz9	4.96427	43.49161	11.91
C3	4.81429	43.42353	0.24
C4	4.81985	43.42740	0.14
IKEA1	4.87401	43.47474	0.60
IKEA2	4.87724	43.47061	0.83
IKEA3	4.87960	43.47000	0.86
IKEA4	4.87873	43.47876	1.09
L1	4.80963	43.48494	0.40
L2	4.81597	43.47985	0.47
L3	4.82911	43.47132	0.38
P13	4.89621	43.48502	2.67
P16bis	4.82625	43.51712	0.75
P1901	4.81595	43.54072	1.84
P20 GPMM	4.83693	43.51098	0.89
P2171	4.81741	43.52473	1.00
P21bis	4.80697	43.54045	1.42
P21 GPMM	4.80694	43.54081	1.40
P26bis	4.82720	43.55000	1.30
P27	4.86015	43.54307	3.82
P33	4.87583	43.53384	4.24
P33bis	4.87511	43.52956	3.53
P34	4.89605	43.52860	11.13
P4	4.87830	43.48849	1.27
P70	4.88264	43.51321	2.48
P72	4.88675	43.49974	2.24
P9	4.86126	43.50553	0.93
PZ15 SPSE	4.88992	43.52959	9.69
X15	4.87546	43.46448	1.46
X17	4.76174	43.52408	0.49
X19	4.78772	43.50345	0.48
X20bis	4.82010	43.51048	0.70
X23	4.73649	43.53290	0.74
X26bis	4.83662	43.49299	0.60
X30	4.84779	43.47360	0.50
X33	4.85831	43.47708	0.52
X35	4.85953	43.47746	0.55
X36	4.85775	43.47926	0.53
X4400b	4.79462	43.45242	−0.58
X4415	4.83700	43.46471	0.36
XAbis	4.77554	43.53690	0.61
XBbis	4.78323	43.51391	0.50
XCbis	4.80143	43.53058	0.89
XDbis	4.84747	43.47493	0.53
P48	5.06030	43.63794	66.90
78	5.03198	43.65161	60.70
84	5.06603	43.67676	91.45
96	4.88759	43.64397	37.55
97	4.90196	43.66780	50.57
87b	4.98235	43.68671	65.64
N14	5.08969	43.61356	58.94
N15b	5.07053	43.61248	56.15

Appendix B (*continued*)

ID	X (WGS84)	Y (WGS84)	H (m asl)
N7	5.04386	43.66701	73.76
N8	4.95444	43.68067	59.58
P4 Eyguiere	4.98691	43.67369	64.40
PZ2 Touloubre	5.06609	43.66166	79.48

References

Albinet, M., Bonnet, M., Colomb, E., Cornet, G., 1969. Carte hydrogéologique de la France. 993–1019, Istres-Eyguières, Plaine de la Crau. 1/50000.

Archambault, J., 1950. Note sur le mécanisme hydraulique du seuil de Lamanon Rapport inédit No. R122. BURGEAP.

Berard, P., Daum, J.R., Martin, J.C., 1995. "MARTCRAU": Actualisation du modèle de la nappe de la Crau Rapport No. R38199. BRGM.

Bouzourra, H., Bouhlila, R., Elango, L., Slama, F., Ouslati, N., 2014. Characterization of mechanisms and processes of groundwater salinization in irrigated coastal area using statistics, GIS, and hydrogeochemical investigations. Environ. Sci. Pollut. Res. 22, 2643–2660. http://dx.doi.org/10.1007/s11356-014-3428-0.

BRGM, 2016. Banque de données du Sous-Sol (BSS) http://infoterre.brgm.fr/.

Colomb, E., Roux, M.R., 1978. La Crau, données nouvelles et interprétations. Géologie Méditerranéenne 5, 303–324.

Courault, D., Hadria, R., Ruget, F., Olioso, A., Duchemin, B., Hagolle, O., Dedieu, G., 2010. Combined use of FORMOSAT-2 images with a crop model for biomass and water monitoring of permanent grassland in Mediterranean region. Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 1731–1744. http://dx.doi.org/10.5194/hess-14-1731-2010.

Cova, R., 1965. Etude Hydrogéologique De La Partie Septentrionale De La Crau Et Des Reliefs De Bordure (Thèse). Université de Montpellier, Montpellier.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436–468. http://dx.doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.

Darling, W.G., Gizaw, B., Arusei, M.K., 1996. Lake-groundwater relationships and fluid-rock interaction in the East African Rift Valley: isotopic evidence. J. Afr. Earth Sci. 22, 423–431.

Dellery, B., Durozoy, G., Forkasiewicz, J., Gouvernet, C., Margat, J., 1964. Etude hydrogéologique de la Crau Rapport. BRGM.

Dellery, B., Durozoy, G., Glintzboeckel, C., 1970. Etude des resources hydrologiques et hydrogéologiques du sud-est de la France - Fascicule 12 - La Crau Rapport No. SGN-158-PRC. BRGM.

Deutsch, C.V., Journel, A.G., et al., 1992. Geostatistical Software Library and User's Guide. Oxf. Univ. Press, NY.

Gat, J.R., Gonfiantini, R., 1981. Stable Isotope Hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle. IAEA, Vienna.

Gattacceca, J.C., Vallet-Coulomb, C., Mayer, A., Claude, C., Radakovitch, O., Conchetto, E., Hamelin, B., 2009. Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow aquifers of a reclaimed subsiding zone: the southern Venice Lagoon coastland. J. Hydrol. 378, 46–61.

GO-13, 2009. MNT 2009 5 m - DEPT 13. CRIGE-PACA, <http://www.crige-paca.org/>.

Gonçalvès, J., Vallet-Coulomb, C., Petersen, J., Hamelin, B., Deschamps, P., 2015. Declining water budget in a deep regional aquifer assessed by geostatistical simulations of stable isotopes: case study of the Saharan "Continental Intercalaire". J. Hydrol. 531, 821–829.

Gouvernet, C., 1959. Evolution géologique des relations Bas-Rhône/Basse-Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. Ann. Fac. Sci. Marseille 580, 273–279.

Guglielmi, Y., Mudry, J., Blavoux, B., 1998. Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast: an example from southeastern France. J. Hydrol. 210, 106–115. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00178-4.

Huneau, F., Dakoure, D., Celle-Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N. F., Jirakova, H., Le Coustumer, P., 2011. Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). J. Hydrol. 409, 423–439. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.043.

IAEA, 2009. Reference Sheet for VSMOW2 and SLAP2 international measurement standards. Int. At. Energy Agency 5.

IAEA/WMO, 2016. GNIP. Global Network for Isotopes in Precipitation <http://www.iaea.org/water>.

Ihaka, R., Gentleman, R., 1996. R: a language for data analysis and graphics. J. Comput. Graph. Stat. 5, 299–314.

Kanarek, A., Michail, M., 1996. Groundwater recharge with municipal effluent: Dan region reclamation project, Israel. Water Sci. Technol. 34, 227–233. http://dx.doi.org/10.1016/S0273-1223(96)00842-6.

Kim, Y., Lee, K.-S., Koh, D.-C., Lee, D.-H., Lee, S.-G., Park, W.-B., Koh, G.-W., Woo, N.-C., 2003. Hydrogeochemical and isotopic evidence of groundwater salinization in a coastal aquifer: a case study in Jeju volcanic island, Korea. J. Hydrol. 270, 282–294. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00307-4.

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

Liu, Y., Yamanaka, T., Zhou, X., Tian, F., Ma, W., 2014. Combined use of tracer approach and numerical simulation to estimate groundwater recharge in an alluvial aquifer system: a case study of Nasunogahara area, central Japan. J. Hydrol. 519 (Part A), 833–847. http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.08.017.

Loheide, S.P., Butler, J.J., Gorelick, S.M., 2005. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: a saturated-unsaturated flow assessment. Water Resour. Res. 41.

Mailhol, J.C., Merot, A., 2007. SPFC: a tool to improve water management and hay production in the Crau region. Irrig. Sci. 26, 289–302. http://dx.doi.org/10.1007/s00271-007-0099-3.

Ma, L., Spalding, R.F., 1996. Stable isotope characterization of the impacts of artificial ground water recharge1. JAWRA – J. Am. Water Resour. Assoc. 32, 1273–1282. http://dx.doi.org/10.1111/j.1752-1688.1996.tb03496.x.

McGuire, K.J., DeWalle, D.R., Gburek, W.J., 2002. Evaluation of mean residence time in subsurface waters using oxygen-18 fluctuations during drought conditions in the mid-Appalachians. J. Hydrol. 261, 132–149. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00006-9.

Météo-France, 2016. Données publiques climatiques <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>.

Molliex, S., 2010. Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France) Thèse. Collège de France.

Olioso, A., Lecerf, R., Baillieux, A., Chanzy, A., Ruget, F., Banton, O., Lecharpentier, P., Trolard, F., Cognard-Plancq, A.-L., 2013. Modelling of drainage and hay production over the Crau aquifer for analysing impact of global change on aquifer recharge. Procedia Environ. Sci. 19, 691–700. http://dx.doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.078.

Pebesma, E.J., Wesseling, C.G., 1998. Gstat: a program for geostatistical modelling, prediction and simulation. Comput. Geosci. 24, 17–31. http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(97)00082-4.

Plöthner, D., Geyh, M.A., 1991. $\delta^{18}O$ values as tracer of artificial groundwater recharge downstream of a reservoir. Presented at the IAH, Lausanne, pp. 533–539.

Stigter, T.Y., Carvalho Dill, A.M.M., Ribeiro, L., Reis, E., 2006. Impact of the shift from groundwater to surface water irrigation on aquifer dynamics and hydrochemistry in a semi-arid region in the south of Portugal. Agric. Water Manag. 85, 121–132. http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2006.04.004.

Terrier, M., 1991. Néotectonique De La Provence Occidentale (France): Vers Une Analyse Multicritère Des Déformations Récentes : application À La Classification Des Structures Sismogènes. Editions du BRGM.

Tsang, Y.-P., Hornberger, G., Kaplan, L.A., Newbold, J.D., Aufdenkampe, A.K., 2014. A variable source area for groundwater evapotranspiration: impacts on modeling stream flow. Hydrol. Process. 28, 2439–2450. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.9811.

Williams, A.E., 1997. Stable isotope tracers: natural and anthropogenic recharge, Orange County, California. J. Hydrol. 201, 230–248. http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(97)00042-5.

Please cite this article in press as: Séraphin, P., et al. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: The Crau aquifer. J. Hydrol. (2016), http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.09.005

3.3. ADDENDUM

La nouvelle carte piézométrique et la géométrie de l'aquifère produit dans cette étude ont été utilisées pour déduire le bilan des eaux souterraines de la nappe de la Crau. Les données d'isotopes stables de l'eau, mises en œuvre dans un modèle de mélange à réservoir homogène équivalent (Figure 36), ont permis d'estimer les contributions des différentes recharges des eaux souterraines, difficiles à dissocier avec les méthodes conventionnelles. Supposé à l'état d'équilibre, le jeu de données isotopiques de printemps 2012 traitées par géostatistiques conduit à une recharge par excès d'irrigation de 4,92 ± 0,89 $m^3 s^{-1}$, soit 1109 ± 202 mm an^{-1} (rapporté aux surfaces irriguées actuelles), et une recharge naturelle de 2,19 ± 0,86 $m^3 s^{-1}$, soit 128 ± 50 mm an^{-1}. Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenues au cours d'une étude locale et indépendante menée au domaine du Merle : 1240 mm an^{-1} pour les excédents d'irrigation et 180 mm an^{-1} pour la recharge naturelle. Ainsi, à l'échelle régionale, ce sont près des deux tiers de la recharge des eaux souterraines qui sont dérivées d'une pratique agricole datant de près de cinq siècles, ce qui confirme l'influence dominante du contrôle anthropique sur cet aquifère. De plus, cette étude montre que les simulations conditionnelles géostatistiques constituent un outil performant pour évaluer une valeur régionale moyenne pertinente. De plus, appliquée aux données d'isotopes stables des eaux souterraines de la Crau, cette approche produit une composition isotopique moyenne représentative d'un régime permanent tout en estimant l'erreur liée aux variabilités saisonnières et interannuelles. Enfin, la conceptualisation d'un réservoir homogène équivalent fournit une approche indépendante et simple pour définir les valeurs de recharge qui seront introduites dans un modèle transitoire d'écoulements et transports des eaux souterraines.

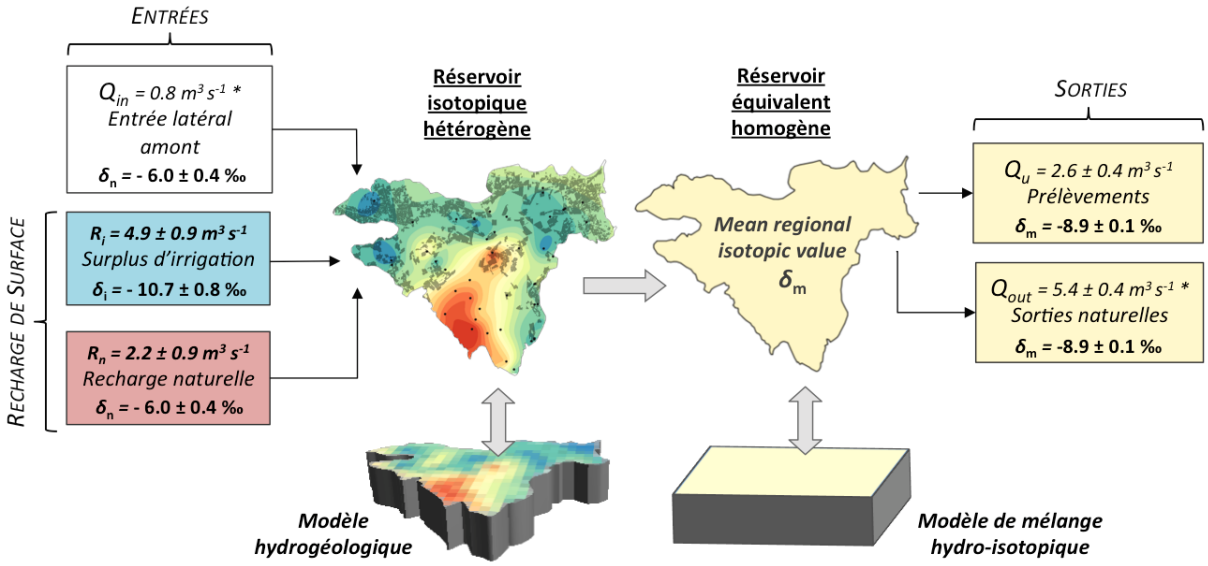


Figure 36 : Représentation conceptuelle du modèle de mélange hydro-isotopique et les flux mis en œuvres ainsi que leurs compositions isotopiques associées ($\delta^{18}O$).
Les flux marqués d'un astérisque sont calculés par une loi de Darcy.

3.4. ASSESSING IRRIGATION RETURN FLOWS IN A MEDITERRANEAN ALLUVIAL-TYPE AQUIFER USING ENVIRONMENTAL TRACERS

Exploitant également les données de la campagne HYDROCCAM, une seconde étude a été réalisée pour estimer de manière plus locale la contribution des excédents d'irrigation à la recharge des eaux souterraines. Cette dernière est présentée en Annexe (A.) est sera prochainement soumise à la revue « *Journal of Hydrology* ».

Ce travail propose de combiner un modèle de mélange isotopique avec un bilan de masse de chlorures pour quantifier les excédents d'irrigation le long de lignes de courant. Une campagne de mesures de $\delta^{18}O$, δD et de concentrations en chlorures a été réalisée sur les eaux d'irrigation et 7 points d'échantillonnage d'eaux souterraines dans la partie amont de la nappe de la Crau. En se basant sur le contraste isotopique élevé entre les eaux d'irrigation et les précipitations régionales, les isotopes stables permettent d'identifier les contributions de ces apports à la recharge. Le long de lignes de courant définissant le fonctionnement moyen de la partie amont de l'aquifère, les excédents d'irrigation contribuent de 7,5 à 7,9 fois plus que les précipitations locales à la recharge globale. Se basant sur un enregistrement régional des entrées en chlorures atmosphériques, le bilan de masse de chlorure fournit un taux de recharge naturelle entre 0,16 à 0,11 m an^{-1}. Les proportions de mélange des isotopes sont utilisées pour déterminer la concentration en chlorures des eaux souterraines uniquement rechargées par excédent d'irrigation. Ainsi, en utilisant les concentrations des eaux d'irrigation, il est possible d'appliquer une approche originale du bilan de masse en chlorures pour estimer les excédents d'irrigation. Un ratio moyen de recharge par excédents d'irrigation de 0,54 est obtenu pour les lignes de flux les plus représentatives du fonctionnement global de la nappe, mais ce ratio peut localement dépasser 0,8 lorsque le réseau d'irrigation contribue à la recharge. Ces résultats sont comparés à une estimation quotidienne des flux de recharge locaux obtenus à partir de la méthode des fluctuations de la nappe. Une recharge globale moyenne de 1420 ± 190 mm an^{-1} est obtenue. Cette dernière est partagée entre les excédents d'irrigation (1240 mm an^{-1}) et la recharge naturelle (180 m an^{-1}) sur la base du calendrier d'irrigation, confirmant la capacité des traceurs géochimiques à fournir des taux recharge indépendamment de toute mesure de flux.

4. ESTIMATION DES POROSITES DE DRAINAGE

4.1. PREAMBULE 80

4.2. MULTI-APPROACH ASSESSMENT OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE SPECIFIC YIELD: CASE STUDY OF THE ALLUVIAL-TYPE CRAU PLAIN AQUIFER, FRANCE 81
4.2.1. INTRODUCTION 81
4.2.2. HYDROGEOLOGICAL SETTINGS 82
4.2.2.1. THE CRAU PLAIN AQUIFER 82
4.2.2.2. HYDROLOGICAL DATA 84
4.2.3. MATERIAL AND METHODS 84
4.2.3.1. IDENTIFICATION OF THE MAJOR RAINFALL EVENTS 84
4.2.3.2. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 85
4.2.3.3. REPRODUCING INFILTRATION ACROSS THE UNSATURATED ZONE 87
4.2.3.3.1. THEORETICAL BACKGROUND 87
4.2.3.3.2. NUMERICAL TREATMENT AND IMPLEMENTATION OF THE INFILTRATION MODEL 88
4.2.3.4. GRAVIMETRY 89
4.2.3.4.1. SURVEY SETUP AND DATA PROCESSING 89
4.2.3.4.2. INFERRING POROSITY FROM GRAVIMETRY MEASUREMENTS 90
4.2.4. RESULTS 90
4.2.4.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 90
4.2.4.2. INFILTRATION MODEL 91
4.2.4.3. GRAVIMETRY 92
4.2.4.3.1. AT THE AQUIFER SCALE 92
4.2.4.3.2. AT THE MEASUREMENT POINT SCALE 93
4.2.5. DISCUSSION 93
4.2.5.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 94
4.2.5.2. INFILTRATION MODEL 95
4.2.5.3. GRAVIMETRY 95
4.2.5.4. SPECIFIC YIELD SPATIAL DISTRIBUTION AND GLOBAL GROUNDWATER BUDGET 96
4.2.6. CONCLUSION 97

4.3. ADDENDUM 100

4.1. PREAMBULE

Une distribution des porosités de drainage est essentielle pour la construction d'un modèle hydrogéologique en régime transitoire permettant de simuler avec précision les amplitudes piézométriques, ainsi que le transport géochimique.

Ce chapitre, sous forme d'un article qui sera prochainement soumis à *Hydrology and Earth System Sciences* (HESS), présente la mise en œuvre de plusieurs approches pour caractériser les porosités de drainage d'une nappe alluviale sous un climat semi-aride. Classiquement obtenus à l'aide d'essais de pompage ou de traçage, couteux en temps et argent, à l'heure actuelle, très peu d'estimations de ce paramètre existent pour la nappe de la Crau (Partie 2.4.2). Nous proposons donc la mise en œuvre de trois approches, alternatives aux méthodes *in situ* mentionnées, permettant une caractérisation spatiale de la porosité de drainage à moindre coût :

- La méthode d'analyse des fluctuations de nappe, une méthode très répandue et classiquement utilisée pour l'estimation de recharges, est ici appliquée à de multiples évènements de précipitations extrêmes (dont la recharge est supposée connue) pour estimer des porosités de drainage au niveau de piézomètres de suivi.

- La résolution de l'équation de Richards par inversion stochastique est également une solution que nous avons mise en œuvre pour obtenir des propriétés hydrauliques telles que la porosité de drainage, en simulant les écoulements dans la zone-non-saturée au cours d'évènements d'infiltration majeurs.

- Enfin, une approche géophysique telle que l'hydro-gravimétrie, basée sur deux campagnes de mesure, nous permet d'identifier les variations de stock d'eau dans le sol, et donc de déduire des porosités de drainage, à partir de chroniques temporelles de mesures gravimétriques en plusieurs points de la nappe.

4.2. MULTI-APPROACH ASSESSMENT OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE SPECIFIC YIELD: CASE STUDY OF THE ALLUVIAL-TYPE CRAU PLAIN AQUIFER, FRANCE

Pierre Seraphin [a], Julio Gonçalvès [a], Christine Vallet-Coulomb [a], Cédric Champollion [b]
[a] Aix Marseille Université, CNRS, IRD, CDF, CEREGE UM 34, 13545 Aix en Provence, France
[b] Géosciences Montpellier, CNRS, UMR 5243, Place E. Batailon, F-34095 Montpellier Cedex 5, France

Abstract

In this study, spatially distributed values of the specific yield, a fundamental parameter for transient groundwater mass balance calculations, were obtained by means of three independent methods for the Crau plain, France. Conversely to its classical use consisting in assessing recharge provided the specific yield is known, Water Table Fluctuation (WTF) method was applied first using major rainfall events causing a sudden piezometric level rise. Then, large infiltration processes recorded by some monitored boreholes and caused by such major precipitation events were interpreted in terms of specific yield by means of a 1D vertical numerical model solving Richards' equations within the unsaturated zone. Finally, two gravity field campaigns at low and high piezometric levels were carried out to assess the groundwater mass variation and to infer the specific yield values. The range obtained by WTF method for this aquifer made of alluvial detritical material is 3.3 to 26 %, in line with the scarce data available so far, with an average spatial value of 9.6% consistent with the results obtained by the hydro-gravimetric approach. Our study allows obtaining a so far unknown distributed map of the specific yield over the Crau plain. A groundwater mass balance calculation over the Crau plain using this distribution yields similar results to an independent previous study based on a stable isotope mixing model. This agreement reinforces the confidence in such estimates, which can be thus used to build an accurate transient hydrogeological model of the Crau plain.

4.2.1. INTRODUCTION

For unconfined aquifers, the specific yield (S_y), which corresponds to the volume of water released by gravity per unit surface of aquifer and per unit hydraulic head variation (Freeze and Cherry, 1979), is fundamental for groundwater mass balance assessments. Moreover, specific yield data, and its corresponding spatial distribution, is a prerequisite for any transient groundwater flow simulation. Specific yield is thus a key parameter, which is generally estimated using pumping tests or artificial tracers. These two *in situ* methods are nevertheless highly time- and money-consuming, and produce local values often insufficient to characterize their spatial distribution. At the aquifer scale, transient hydrogeological models of unconfined aquifers require the calibration of a specific yield distribution to simulate accurate water table fluctuations. These spatial distributions often produce unrealistic local values, which are compensated by a poor estimation of other parameters such as permeability or recharge rates.

We propose to test the applicability of alternative methods that can be implemented at a more extensive scale for a spatial characterization of the specific yield. The Water Table Fluctuation method (WTF), which constitutes a widespread and robust analytical method usually applied for estimating groundwater recharge (Crosbie et al., 2005; Cuthbert, 2010; Dean et al., 2015; Jie et al., 2011; Moon et al., 2004; Park and Parker, 2008), can alternatively

be used, from a theoretical standpoint, to estimate specific yield, if the recharge flux is known. Based on a local water balance, the WTF approach can produce a straightforward estimate of the local specific yield value. In addition, specific yield is a parameter required when describing water infiltration in the vadose zone. Solving Richards' equations by means of models based on the equivalent homogeneous media concept (Miller and Miller, 1956) were developed to deals with highly spatially variable aquifer properties, *inter alia*, the specific yield. These numerous approaches (Neuweiler and Cirpka, 2005; Nielsen et al., 1973; Tinet et al., 2015; Vogel et al., 1991; Warrick and Hussen, 1993), comprehensively reviewed by Vereecken et al. (2007), proposed a unique scaled solution of Richards' equations (RE) to simulate the flows of water into the unsaturated zone. Numerical models for the RE allow reproducing fluid flow in the unsaturated zone and can be used to obtain hydraulic properties by inverse approaches. Finally, some geophysical approaches like the hydro-gravimetry method identify local Water Storage Changes (WSC) estimated from time-lapse gravity data that, in turn, allows estimating the aquifer specific yield (Hector et al., 2013; Howle et al., 2003; Montgomery, 1971; Pool and Eychaner, 1995).

This study proposes to use each alternative approaches outlined above to estimate the poorly known specific yield of the Crau aquifer made of heterogeneous and locally cemented alluvial deposits. The first one is based on multiple interpretation of WTF resulting from infiltration of extreme rainfall events; the second approach consists in interpreting directly some major infiltration events by means of a 1D numerical model solving RE and calculating the soil water redistribution and the water table movement; and the third method is based on the interpretation of gravimetric fields campaigns performed for the present study.

To our knowledge the use of extreme rainfall events introduced in the two first approaches (WTF and infiltration model) is not very widespread for parameters characterization. Their use enables the alternative implementation of the WTF method proposed here consisting in estimating the specific yield by knowing the recharge, which is the exact counterpart of the classical WTF approach. Therefore, in the actual context of climate change, the predicted increasing occurrence of extreme rainfall events offers the opportunity to implement the methodology proposed here especially for greatly exploited alluvial type aquifers.

4.2.2. HYDROGEOLOGICAL SETTINGS

4.2.2.1. THE CRAU PLAIN AQUIFER

Located near the Rhône delta, in Southern France, the Crau plain (540 km^2 of surface area) is subject to a Mediterranean climate. It is limited at the north side by the Alpilles Range, at the east side by Miramas Hills and on the west side by the present-day Rhône river delta (an area also known as "Camargue", Fig. 1). The Crau aquifer is a quaternary formation created by the accumulation of rough alluvial deposits carried from the Alps by the Durance River. Three paleo-channels of this river were identified in the Crau plain, corresponding to the succession of sea level drops during glacial periods (Colomb and Roux, 1978). Three main sedimentation episodes (2 Ma, 200 ka, and 20 ka) have produced a primary porosity, formed by coarse elements (pebbles), filled by sandy clays, thus constituting the main phreatic aquifer of the region. This detritical material of alluvial origin is mostly unconsolidated but can be locally cemented forming a puddingstone.

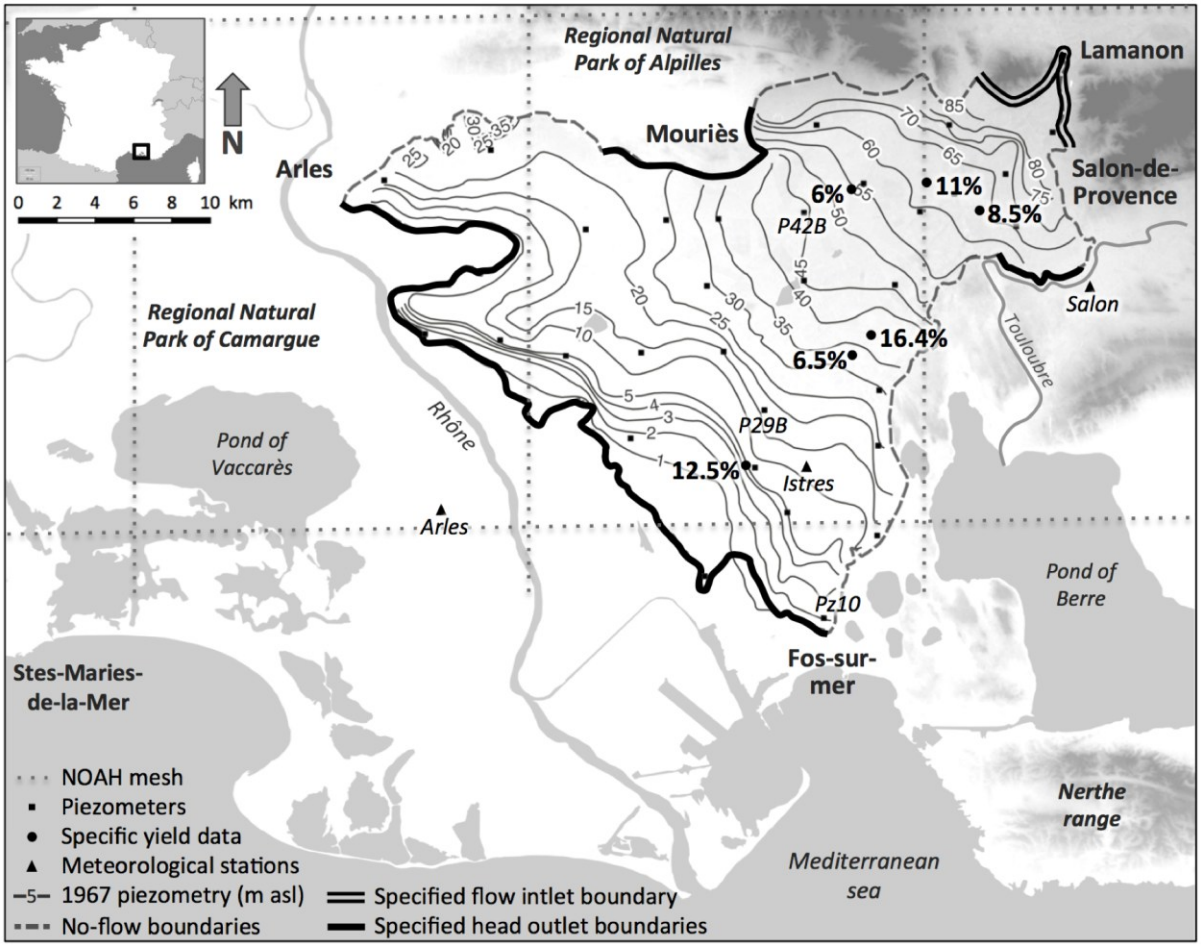


Fig. 1: Hydrogeological context of the Crau aquifer, showing boundary conditions and the 1967 piezometric contour map extracted from Albinet et al. (1969).

Shades of grey represent the reliefs; black dots the specific yield data extracted from the literature; black squares the locations of the piezometers analyzed in this study; black triangles the locations of the three meteorological stations; and dashed lines the grid of the NOAH data.

At present day, there is no natural river network over the Crau plain and all the surface water transfers occur through an artificial irrigation canal network. The absence of river network is explained by a very flat topography combined with the high infiltration capacity of ground surfaces, where the puddingstone outcrops with almost no soil layer. Nevertheless, an important proportion of the Crau plain is covered by artificial grasslands (140 km^2 in 2014), where well developed soil layers result from a long-term traditional flood irrigation practice (Courault et al., 2010).

Starting nearly 500 years ago, the cultivation of grasslands for hay production is still the main agricultural activity of the Crau plain. Highly water consuming, the irrigation practice provides water to meadows from middle March to late October and produces important return flows (Courault et al., 2010; Mailhol and Merot, 2007). Indeed, previous studies showed that the recharge of the Crau aquifer is mainly originating from irrigation excess (Olioso et al., 2013). This anthropogenic control produces important seasonal water table fluctuations reaching up to 8 m in the most irrigation-influenced piezometers.

Regarding the specific yield property, only few measured data exist (Fig. 1). Calculated using geochemical tracer methods or transient pumping tests, these scarce data are mainly located on the most productive paleo-channel (to the east of the aquifer), where pumping

wells performance studies were conducted. These data (Fig. 1) are extracted from various studies and reports: 8.5% (ANTEA, 1995) and 6% (Garnier and Syssau, 1976) obtained by Jacob method; 6.5% (Forkasiewicz, 1972) and 11% computed by Theis method; 12.5% representing the average value between the 15% estimated by tracer tests (Boissard, 2009) and the 10% by transport modeling (Maier, 2010); an average value of 16.4% was also obtained by tracer tests with values ranging between 11.1 and 21.7% (Jourde and Brunet, 2001). However, some spatial distributions of the specific yield have been also proposed using an infiltration model (Bonnet et al., 1972), or by calibrating a transient hydrogeological model (Berard et al., 1995). According to Bonnet et al. (1972), the model did not provide accurate data due to the high heterogeneity of the aquifer. The model by Berard et al. (1995) produced, after trial and error modifications, a range of specific yields from 1 to 18%. However, the physical relevance of this spatial distribution obtained by calibrating permeability, specific yield, and recharge can be questioned for equifinality reasons. Although challenging, it is thus desirable to produce a new spatial distribution of the specific yield using, as far as possible, methods independent of any hydrogeological modeling.

4.2.2.2. HYDROLOGICAL DATA

Hydrological time series used in this study are accessible from public governmental databases. Rainfall data of three stations (Fig. 1) have been extracted from the French meteorological database (Météo-France 2016): Salon-de-Provence station (ID: 13103001) at the east side of the Crau plain; Istres station (ID: 13047001) in the middle; and Arles station (ID: 13004003) at the west side with recordings stopping at early 2012.

Water table elevation data have been extracted from the groundwater database “ADES” (BRGM, 2016a). Two piezometer networks with remote records are available over the Crau aquifer (Table 2): the French Geological Survey (BRGM) network with 8 piezometers dating back to 2002-2003, and the Crau Plain Groundwater Union (SYMCRAU) network with 23 piezometers recently drilled (hydraulic head records starting in 2012-2013).

4.2.3. MATERIAL AND METHODS

In order to obtain a relevant spatial distribution of specific yield enabling transient groundwater modeling of the Crau aquifer, we present more or less commonly used methods. The first one is an interpretation of Water Table Fluctuation (WTF) resulting from infiltration of several large rainfall events, the second approach consists in the interpretation of piezometric rise caused by major infiltration events by solving the 1D vertical Richards’ equations; and the third method is based on the interpretation of two gravity surveys performed in this study.

4.2.3.1. IDENTIFICATION OF THE MAJOR RAINFALL EVENTS

As previously mentioned, two out of the three approaches used in this study to estimate the specific yield are applied on high rainfall events. These events recorded by three meteorological stations (Fig. 1) have been carefully selected out of the irrigation seasons (Late October until early March) to prevent any recharge by irrigation, which is difficult to locally estimate. The selection criterion used is a magnitude of groundwater rise higher than 0.5 m, corresponding to a rainfall event higher than 50 mm, in order to provide an important

weight to the infiltration process and to reduce the proportion of water that may be stored in the unsaturated zone. The high infiltration capacity of the soil (Bader et al., 2010; Courault et al., 2010) and of the alluvial materials allow assuming a weak runoff over the Crau plain, even during extreme rainfall events (Dellery et al., 1964). With maximum intensities always greater than 20 mm day^{-1}, these winter rainfall events can thus be considered as entirely recharging the aquifer, provided a value of 2 mm day^{-1} for the mean winter ETP over the 1991-2011 period (a value that can even be lower during cold weather; Météo-France, 2016). Showing various precipitated volumes, durations, and previous periods without significant rainfall, the selected events presented in Table 1 constitute a good representation of the diversity of the major rainfall events occurring over this region.

4.2.3.2. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD

The use of Water Table Fluctuation (WTF) for estimating groundwater recharge is one of the most widespread method (Crosbie et al., 2005; Cuthbert, 2010; Hall and Risser, 1993; Sophocleous, 1991). Healy and Cook (2002) presented a detailed review of the theory and application of the WTF method. Based on the local groundwater balance, it is applied when an observed rise in water level is caused by surface groundwater recharge. During a given time period (Δt) of recharge (R), the water table variation (Δh [m]), multiplied by the specific yield (S_y), reflects the local water balance; *i.e.* precipitation (P; [m s^{-1}]) *minus* runoff (r; [m s^{-1}]), evapotranspiration from the water table (E; [m s^{-1}]), and the groundwater net lateral discharge (D; [m s^{-1}]) that can be natural or affected by water uptakes.

$$\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_R S_y = P - (r + E + D) \quad (1)$$

In addition, the Lisse effect can also affect an abrupt water level increase by trapping air between the wetting front and the water table (Heliotis and DeWitt, 1987) in case of intense infiltration events. This process creates an exaggeration of the water level rise; especially in the case of a very shallow water table presenting unsaturated zone thickness lower than 1 m (Weeks, 2002). According to the digital elevation model (GO-13, 2009) and the 2013 piezometric map (Seraphin et al., 2016), the average unsaturated zone thickness of the Crau aquifer is greater than 6 m allowing to neglect this process.

In order to apply this method assuming a known recharge during identified large infiltration events, some simplification were made. As detailed in Section 3.1, the high infiltration capacity of the soil and the alluvial materials allows assuming that the entire rainfall infiltrates (*i.e.* $r \approx 0$), and the application of the method to only winter rainfall events makes the evapotranspiration negligible compared to the rainfall volumes (*i.e.* $E \approx 0$). The use of Eq. (1) to determine S_y requires the groundwater net lateral discharge (D) to be ascertained for a given piezometer. D was estimated graphically using a linear regression (see Fig. 2) when no recharge R can be assumed, *i.e.* during dry periods when $R = P = 0$ in Eq. (1) giving:

$$D = \left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_{R=0} S_y \quad (2)$$

Then, introducing Eq. (2) into Eq. (1) for a given major rainfall event ($R > 0$) with $r = E = 0$ yields:

$$S_y = \frac{\left(\frac{P}{\Delta t}\right)_R}{\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_R - \left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_{R=0}} \quad (3)$$

The associated uncertainty is given by the standard deviation of the linear regression performed to identify D:

$$\sigma_{S_y}{}^2 = \left(\frac{\partial S_y}{\partial\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_{R=0}}\right)^2 \sigma_{\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_{R=0}}{}^2 \quad (4)$$

To summarize, the three steps of the WTF method implemented on daily resolution time series are:

- Selection of a large rainfall event P (Table 1) producing a continuous piezometric rise greater than 0.5 m during a period of recharge Δt.
- Identification of $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_{R=0}$ by linear regression on piezometric level time records during dry periods (Fig. 2). This term is estimated in a similar temporal and water elevation window as the one used to interpret the piezometric rise $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_R$ (Fig. 2) because of the correlation between water table elevations H and groundwater net lateral discharges D (Crosbie et al., 2005; See Section 5.1). Hence, this step yields a value representative of the average groundwater net lateral discharge occurring during the studied piezometric rise.
- Solving Eq. (3) where $\left(\frac{\Delta H}{\Delta t}\right)_R$ is identified according to the graphical method shown in Fig. 2.

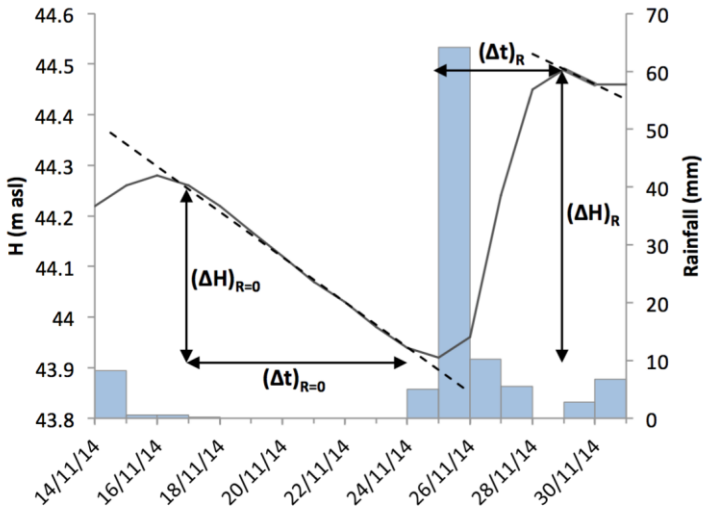


Fig. 2: Example of WTF interpretation after the November 2014 rainfall event in P42B piezometer.

Hence, applied to many winter rainfall events, this WTF method allows estimating the specific yield and its standard deviation in the vicinity of piezometers presenting daily precipitation and piezometric data, and unsaturated zone thicknesses greater than 1 m.

4.2.3.3. REPRODUCING INFILTRATION ACROSS THE UNSATURATED ZONE

Here it is proposed to infer some unconfined aquifer properties, *inter alia*, the specific yield, using an approach consisting in modeling the flow of water across the unsaturated zone during a major observed infiltration event, recorded at the hourly time step (Table 1). For this purpose, the purely 1D vertical infiltration signal has to be isolated from the piezometric level record. Therefore large infiltration episodes shown by rapid water table rises and following major rainfall events are recorded by some piezometers. Once identified, this measured purely infiltration signal is interpreted using a 1D vertical numerical model solving Richards' equations to obtain by an inverse approach the hydraulic parameters and especially S_y (see Section 3.3.2 for details).

4.2.3.3.1. THEORETICAL BACKGROUND

Considering a one-dimensional vertical motion of water mostly under gravity effect across a soil, the transient mass balance equation involving soil moisture writes:

$$-\frac{\partial}{\partial z}\left(K(\theta)\frac{\partial h}{\partial z}+K(\theta)\right)=\frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (5)$$

where θ [m^3 m^{-3}] is the soil moisture, $h=-\frac{p}{\rho g}$ [m] the unsaturated zone water matric potential (*i.e.* absolute value of the soil water pressure head) with p the pressure [Pa], ρ the density [kg m^{-3}] and g the acceleration due to the gravity, K(θ) [m s^{-1}] the unsaturated hydraulic conductivity, z the vertical axis [m], and t [s] the time.

This non-linear partial differential equation can only be solved numerically upon the introduction of constitutive relationships relating the hydraulic conductivity and the pore pressure to the soil moisture. Similarly to Warrick and Hussen (1993), the Brooks-Corey model (Brooks and Corey, 1964) was used here:

$$\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)=\left(\frac{h_e}{h}\right)^{\lambda} \text{ with } h<\ h_e<0 \quad (6)$$

with λ the pore-size distribution index, h_e [m] the air entry potential, θ_r [m^3 m^{-3}] the residual water content, and θ_s [m^3 m^{-3}] the saturated water content.

The Brooks-Corey relationship between unsaturated K(θ) and saturated conductivities K_s is:

$$K(\theta)=K_s\left(\frac{\theta-\theta_r}{\theta_s-\theta_r}\right)^{\frac{2+3\lambda}{\lambda}} \quad (7)$$

Introducing Eq. (6) and (7) into Eq. (5), noting that $S_y = \theta_s - \theta_r$, and after some algebraic treatment, Eq. (5) becomes:

$$\frac{\partial}{\partial z}\left(K\frac{\partial h}{\partial z}-K\right)=\lambda S_y\frac{h_e^{\lambda}}{h^{\lambda+1}}\frac{\partial h}{\partial t} \quad (8)$$

The numerical resolution of Eq. (8) allows reproducing a wetting front propagation into the soil and thus the associated water table rise. Therefore, reproducing infiltration data (*e.g.*

water table rise) using a numerical solution of Eq. (8) requires calibrating four parameters: K_s, S_y, λ, h_e. However, this number of parameters to calibrate reduces to three by considering a clear linear relationship between λ and h_e shown by the data of Rawls et al. (1982) for various soil types.

4.2.3.3.2. NUMERICAL TREATMENT AND IMPLEMENTATION OF THE INFILTRATION MODEL

In order to simulate the wetting front propagation during a major rainfall event, RE are solved using a classical finite differences scheme with an iterative algorithm to treat the non-linearity of both the spatial and temporal terms of the pressure diffusion equation (8). A regular grid with 10 cm spacing is used and a time step of 10 s is also required to obtain convergence. The boundary conditions are no flow at the bottom and the precipitation rate at the top of the soil column. As mentioned in Section 3.1, the high infiltration capacity of the Crau aquifer (Dellery et al., 1964), and the use of only extreme rainfall events (Table 1) occurring during winter (*i.e.* insignificant evapotranspiration), allow assuming that the entire rainfall volume reaches the water table, producing a significant piezometric rise (> 0.5 m). The initial condition used in the simulations is a soil moisture profile at hydrostatic equilibrium with the water table. This is a realistic condition if no important rainfall event occurred just before the considered event (the considered events show at least 4 days without significant rainfall; upper part of Table 1). The model is calibrated by matching the simulated and measured time varying water table elevation due only to the assumed 1D infiltration process. The required purely infiltration observed signal is isolated from the piezometric level record by detrending the piezometric signal to remove the groundwater net lateral discharge contribution (assumed linear for a short time period, see Fig. 3). In the inversion process, a priori range of hydraulic conductivity (K_s), pore-size distribution index (λ), and specific yield (S_y) are considered to model the piezometric rises using hourly precipitation data as input. The basic inversion used here consists in a uniform sampling (regular spacing) in the parameters space (K_s, λ, S_y, note that h_e is given by a linear relationship with λ) and subsequent repeated direct simulations of the infiltration event. Therefore, by looping this RE resolution, the model allows selecting a set of variables that produces the best agreement between simulated and observed piezometric level increase due to infiltration. Python 2.7 was used to implement and solve this numerical scheme.

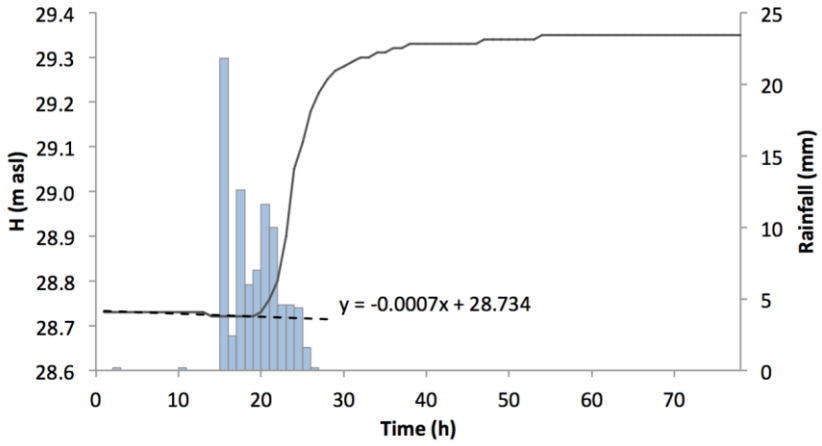


Fig. 3: The October 22nd, 2009 rainfall event observed in P42B piezometer.

4.2.3.4. GRAVIMETRY

Water storage changes (WSC) leads to variations in the Earth's gravity field that can be measured. Hydro-gravimetry is increasingly used and can be applied at regional scale, using satellite gravity measurements (Becker et al., 2011; Ramillien et al., 2014), or at a more local scale, using ground-based gravimeters (Hector et al., 2013). While absolute gravimeters (10–20 nm s^{-2} accuracy) directly measures the acceleration of a mass during free fall in a vacuum, more compact spring-based relative gravimeters (accuracy around 50 nm s^{-2}, depending on the field conditions; Bonvalot et al., 2008; Jacob et al., 2010; Merlet et al., 2008) give access to spatial gravity variations with respect to a base station, and can thus provide spatial and temporal variations with repeated measurements. For further details on the different gravimeters and methods, see for instance the review of Melchior (2008). Local WSC estimated from time-lapse gravity data allows many hydrological applications, such as constraining hydrogeological models (Christiansen et al., 2011; Jacob, 2009; Naujoks et al., 2010), identifying water transfers (Chapman et al., 2008; Jacob et al., 2008; Kroner and Jahr, 2006), but also providing estimates of aquifer specific yield (Hector et al., 2013; Howle et al., 2003; Montgomery, 1971; Pool and Eychaner, 1995). Hence, this section presents the method followed to infer specific yield from gravity measurements performed with the spring-based relative gravimeter Scintrex Autograv CG-5 #167 provided by Institut National des Sciences de l'Univers (INSU).

4.2.3.4.1. SURVEY SETUP AND DATA PROCESSING

The gravity network consists of two loops that begin and end at a reference station (Pz10; Fig. 1) in order to correct drift. We performed two piezometric and gravity surveys on 24 piezometers (represented by black squares on Fig. 1): one on September 22-25, 2014, at the end of the irrigation season, and the other one on March 1-4, 2015, just before the beginning of the irrigation period. For the two surveys, the same relative gravimeter is used (CG5 #167) with a resolution of 10 nm s^{-2} and a repeatability less than 100 nm s^{-2} (Scintrex limited, 2006). Dates have been selected according to the hydrological cycle mainly controlled by irrigation practice in order to observe the most important piezometric fluctuations, and thus produce accurate estimates of the specific yield. Unfortunately, rainfall events occurred during the two surveys, creating significant WSC in the unsaturated zone and reducing the piezometric variation of some measurement points. The piezometer presenting the lowest water table fluctuations and the smallest unsaturated zone thickness (Pz10) was used as a reference station and measured three times a day in order to correct gravimetric drifts.

Relative gravity measurements are subject to drifts and external processes (*e.g.* earth and ocean tides, air pressure changes), which have been corrected using a classical approach (Deville, 2013). Lederer (2009) proposes a good review of the magnitude of these errors, including a characterization of the Scrintrex Autograv CG-5 precision. Estimation of the gravity network including the drift has been performed following a least square approach using the software package MCGRAVI (Beilin, 2006) based on the inversion scheme of GRAVNET. Accuracy of the gravity measurements is difficult to estimates, but based on the residuals of the network adjustment, the mean residual is around 15 nm s^{-2} (10 for the first and 20 nm s^{-2} for the second survey).

4.2.3.4.2. INFERRING POROSITY FROM GRAVIMETRY MEASUREMENTS

A direct estimation of the gravitational effect of WSC can be achieved at first order by applying the Bouguer plate model:

$$\Delta g = 2\pi\rho G\, \Delta w \quad (9)$$

where ρ is the density of water [kg m^{-3}], G is the universal gravitational constant [m^3 kg^{-1} s^{-2}], Δg is a variation of gravity measurements [m s^{-2}], and Δw is the corresponding variation of thickness of an infinite water layer [m], *i.e.*, the WSC.

Regarding an alluvial aquifer, this WSC (Δw) corresponds to water storage change in the unsaturated zone (ΔS [m]) plus the variation of the groundwater storage (Δψ [m]). In the case of an unconfined aquifer, this groundwater storage is considered as the variation of water table elevation (ΔH [m]) times the specific yield (S_y).

Hence, using Eq. (9), the specific yield and its associated error can be expressed by:

$$S_y = \left(\frac{\Delta g}{2\pi\rho G} - \Delta S\right) \frac{1}{\Delta H} \quad (10a)$$

$$\sigma_{S_y}^2 = \sigma_{\Delta g}^2 \left(\frac{\partial S_y}{\partial \Delta g}\right)^2 + \sigma_{\Delta H}^2 \left(\frac{\partial S_y}{\partial \Delta H}\right)^2 \quad (10b)$$

4.2.4. RESULTS

4.2.4.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD

The WTF method was first applied to the rainfall events of winters 2013-2014 and 2014-2015 (Table 1), when the most complete piezometric levels data set are available in order to obtain the best spatial distribution of the specific yield. Because of the spatial heterogeneity of some rainfall events and the different magnitudes of water table responses of some piezometers to a same precipitation (caused by the variability of the specific yield), only between two and six major rainfall events can be interpreted for each piezometer. Indeed, some events presenting small amounts of rainfall combined with particularly dry initial moisture condition of some piezometers produce different or even unrealistic values of the specific yield. But using only large rainfall events producing significant piezometric rises (> 0.5 m) makes the long term unsaturated zone storage less important in the local water mass balance. The closest meteorological station was used to implement the WTF method on each piezometer. But for some piezometers far from the three meteorological stations, we chose the station showing the best temporal agreement between the observed piezometric rises and precipitations. Indeed, the magnitude of rainfall data of a station may be strongly uncorrelated with some piezometric signals (large rises for small rainfall, and *vice versa*), which is too significant to be attributed to soil and unsaturated zone water retention. The mean values of the specific yield obtained by WTF method and their related standard deviations (including the error on the groundwater net lateral discharge estimates) are presented in Table 2.

In order to characterize the reliability of these estimates and the impact of the spatial heterogeneity of the precipitations, long-term time series for two piezometers located in different hydrological conditions were specifically interpreted. P42B is located close to

irrigated meadows and shows rapid piezometric variations (weekly infiltration durations) mostly controlled by irrigation return flow. Conversely, P29B, located far for all meadows, shows a piezometric signal characteristic of a purely natural recharge, with a slower dynamic than P42B (monthly infiltration durations). The mean specific yield values, and their standard deviations, successively computed using the rainfall events recorded by each of the three available meteorological stations are presented in Table 3.

4.2.4.2. INFILTRATION MODEL

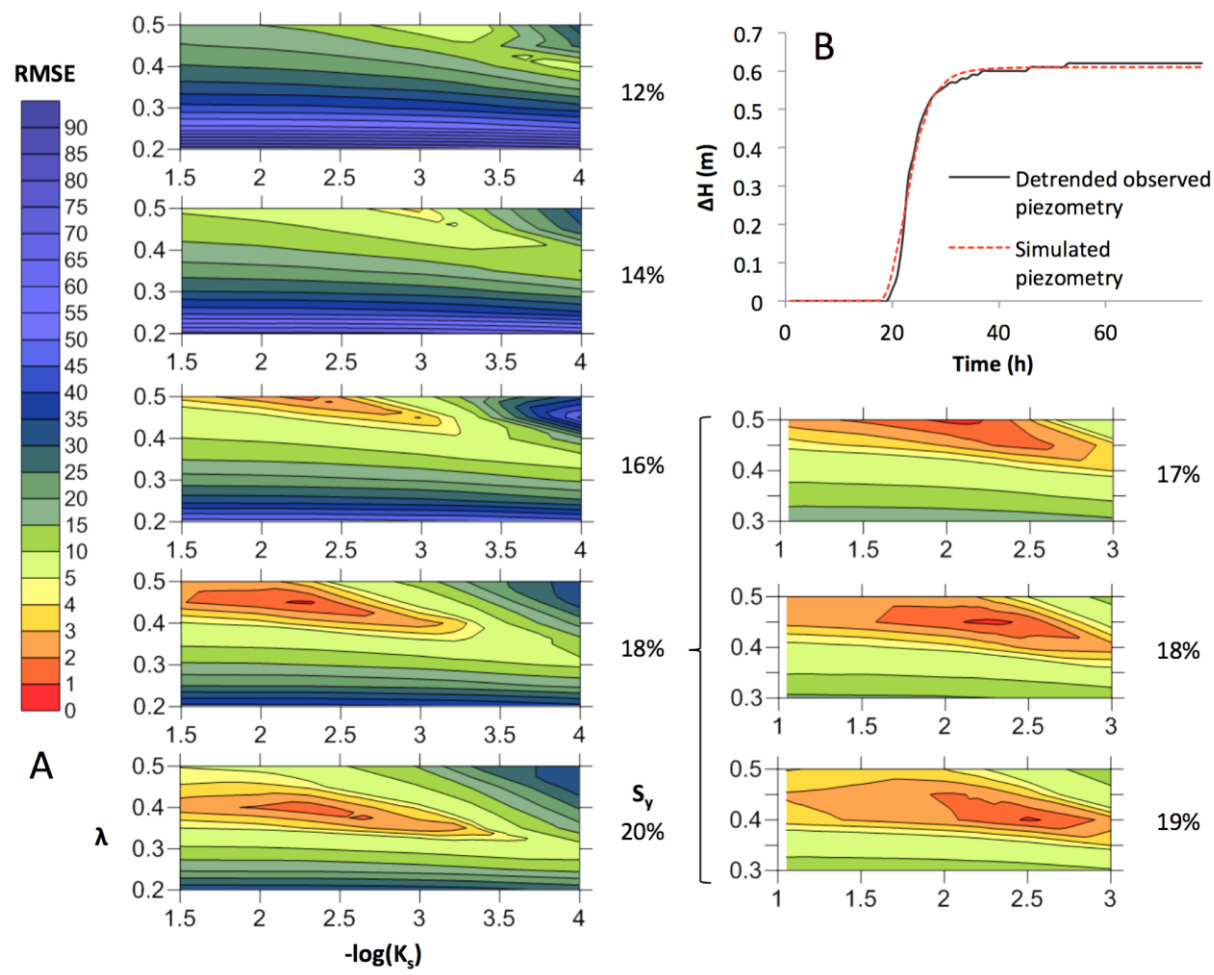


Fig. 4: (A) Parameter space 2D maps representing the RMSE function of the permeability K_s, the pore-size distribution index λ, and the specific yield S_y; (B) Observed and simulated piezometry of the October 22nd, 2009 rainfall event in P42B piezometer

This approach was applied to major rainfall events recorded in six piezometers (see below), but only one simulation on piezometer P42B is detailed hereafter. The infiltration process considered here occurred after the rainfall event of October 22, 2009 (86.8 mm during 12 h with a maximum intensity of 21.8 mm h^{-1} measured at Istres station) causing a rise of the water table of 0.62 m during the following 36 h (Fig. 3). Still assuming that the entire rainfall amount reaches the water table, a rapid application of the WTF method yields a first estimate of the specific yield of about 16%. As stated in Section 3.3.2, three parameters have to be inferred by uniform sampling of the parameter space and subsequent direct simulations: K_s, S_y, and λ. Regarding permeability (K_s), data measured in some boreholes (BRGM, 2016b; Porchet, 1930) surrounding piezometer P42B (3 km) show values between 5.10^{-4} and 1.10^{-2} m

s^{-1}. This preliminary work allows reducing the tested ranges of permeability (from 1.10^{-4} to 5.10^{-2} m s^{-1}) and porosity (16 ± 4%) and thus increases the calculation speed. The pore-size distribution index (λ) is systematically tested between 0.2 and 0.5 according to the measured values of (Rawls et al., 1982). To illustrate our approach, the misfit function (Root-mean-square error based on hourly simulated and observed data) for piezometer P42B is presented in Fig. 4-A and shows a minimum error for a specific yield of 18%. But after a finer parameter space exploration, the best simulation (Fig. 4-B) is obtained for a permeability of 9.10^{-3} m s^{-1}, a pore-size distribution index of 0.5, and a specific yield of 17% (consistent with the value estimated above by WTF method). Since this method involving the resolution of RE is expansively time- and CPU-consuming simulating infiltration was applied, for comparison purpose and capability demonstration, only on five additional piezometer where a clear infiltration signal could be isolated (Table 2).

4.2.4.3. GRAVIMETRY

4.2.4.3.1. AT THE AQUIFER SCALE

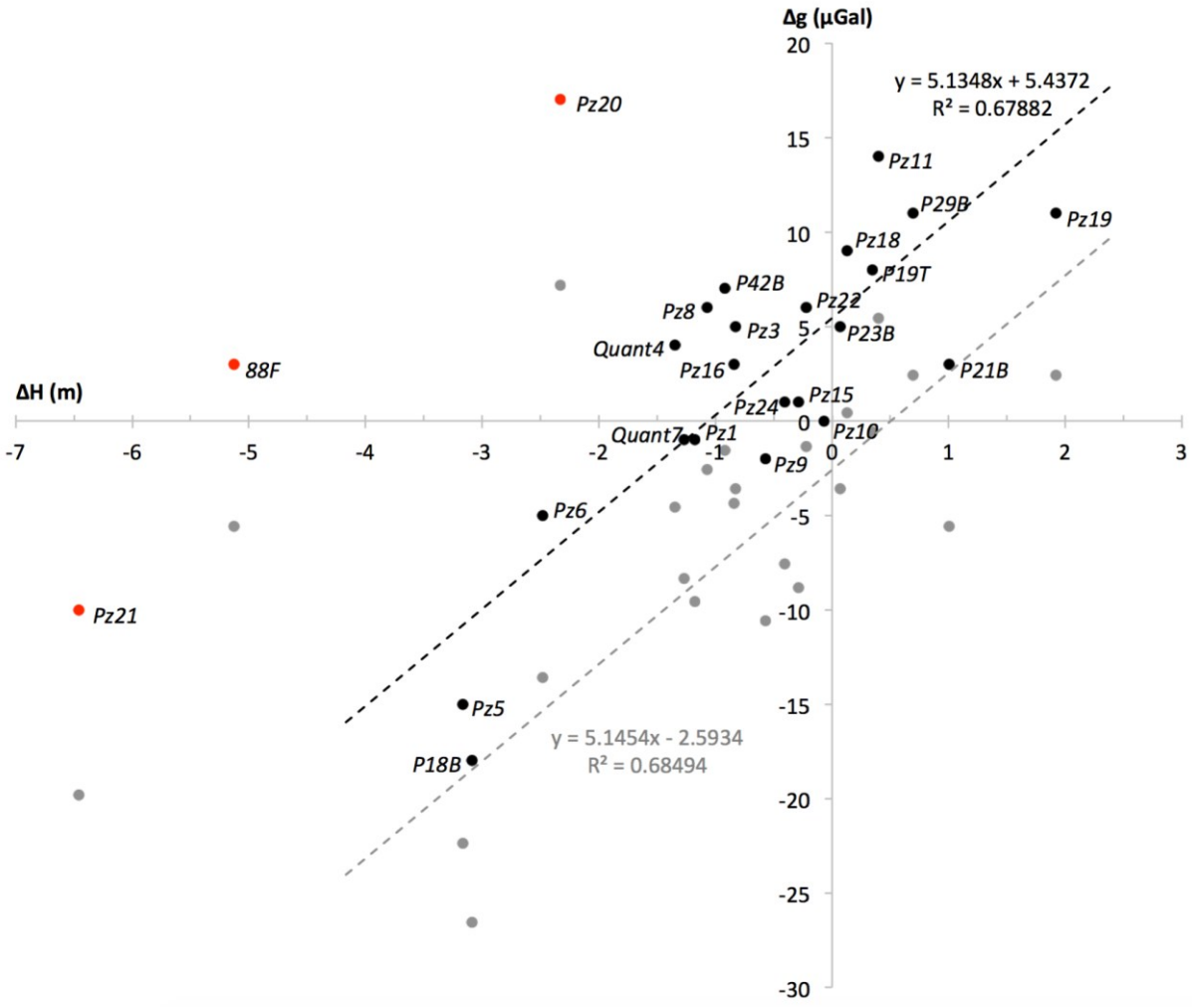


Fig. 5: Results of hydro-gravimetric surveys (September 2014 and March 2015) showing piezometric variations ΔH *versus* gravimetric variations Δg represented by black dots.
Red dots represent the piezometers that are excluded from the regression, grey dots represent data after NOAH soil moisture correction, and dashed lines are the linear regressions performed on raw and corrected data

Fig. 5 presents results of the hydro-gravimetric survey (March 2015 data *minus* September 2014 data). The plot shows a correlation between gravimetric and piezometric variations (Δg *versus* ΔH). Shifts of the regression intercept reflect average WSC in the unsaturated zone of the Crau aquifer plus WSC of the reference station (Pz10). Hence, the three red dots, far from the linear trend (Pz20, Pz21 and 88F), present contrasted unsaturated zone storage than the rest of the aquifer and are not accounted in the plotted linear regression. This is due to the clay beds, observed on stratigraphic logs (BRGM, 2016b), above the water table variations of these zones. Using the 420 nm s^{-2} m^{-1} gradient, derived from the Bouguer plate analytical expression (Eq. 9), it is possible to interpret the slope and the intercept of this linear regression in terms of specific yield and unsaturated zone water storage variation (mean and standard deviation) at the aquifer scale. Thus, not considering the three particular points, the Crau aquifer presents an average specific yield (S_y) of 12.3 ± 1.9%, and a variation of the unsaturated zone water storage between September 2014 and March 2015 (ΔS) of 0.121 ± 0.025 m. This average variation of unsaturated zone water storage has been calculated considering 0.07 m of water table fluctuation and no WSC in the unsaturated zone of the reference station (Pz10).

4.2.4.3.2. AT THE MEASUREMENT POINT SCALE

The simplest way to correct the shift of the gravity measurements created by WSC in the unsaturated zone consists in subtracting the intersection of the linear regression (Fig. 5). Doing this simplified average WSC correction, the application of Eq. (10a) leads to eight unrealistic specific yield values out of the 24 estimates (Table 1), because of the heterogeneous soil distribution over the Crau plain. Note also that the standard deviations, computed using Eq. (10b), are globally too high to characterize the precision of most of the values, especially for piezometers presenting low water table fluctuations between September 2014 and March 2015.

We have tried to perform a pre-physically based correction of ΔS, using unsaturated zone storage data extracted from the Global Land Data Assimilation System (GLDAS). The NOAH model (Rodell and Beaudoing, n.d.) provides monthly soil moistures (up to 2 m depth) at a 0.25° × 0.25° grid resolution. The resolution and the sea proximity only allow extracting 3 meshes covering the north part of the Crau plain (Fig. 1). The mean NOAH soil moisture variation between September 2014 and March 2015 (ΔS) is about 0.2 m. The southern and mostly not irrigated part of the Crau plain is not covered by the simulated NOAH soil moistures. But considering the absence of substantial pedologic layers, the regional variation at this location should be lower than in the northern part of the Crau plain, consistent with the value obtained with hydro-gravimetric data (*i.e.* 0.121 ± 0.025 m; See Section 4.3.1). Using these NOAH unsaturated zone storage data to correct gravity measurements of piezometers within each grid cell (corrections represented by grey dots on Fig. 5) provides new estimates of the specific yield (Table 2) showing seven unrealistic values.

4.2.5. DISCUSSION

Table 2 presents the specific yield values obtained applying the three different methods. The following sections will discuss and compare each approach.

4.2.5.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD

This simple method allows a straightforward estimation of the specific yield using all the piezometers of the Crau aquifer presenting daily piezometric levels data. The hypothesis of an effective infiltration of the entire precipitation may produce overestimated specific yield values, because of possible water retention in the unsaturated zone. But applying the WTF method on several major rainfall events mitigates the impact of this assumption. The results obtained by WTF method (Table 1) appear to be consistent with ranges and locations of the values given by the infiltration model (except for P42B; see Section 5.2) and the literature (Fig. 1).

The specific yield around P42B, computed using the only 3 rainfall events of the studied period, yields a 10.7% value (Table 2), which is very similar to the value computed using all the events recognized on the long term records of this piezometer, *i.e.* 11.0% (Table 3). Both values were calculated with Istres meteorological data. This confirms the reliability of the mean specific yields computed using few WTF interpretations performed on a period presenting major rainfall events. Table 3 also shows that the heterogeneity of the rainfall distribution, and thus the choice of a meteorological station, has an impact on the results (especially for the interpretation of less intense rainfall events). But using various interpretations, this limitation seems to impact the results with a reasonable magnitude (SD by averaging the three meteorological stations much lower than SD created by multiple WTF interpretations per station).

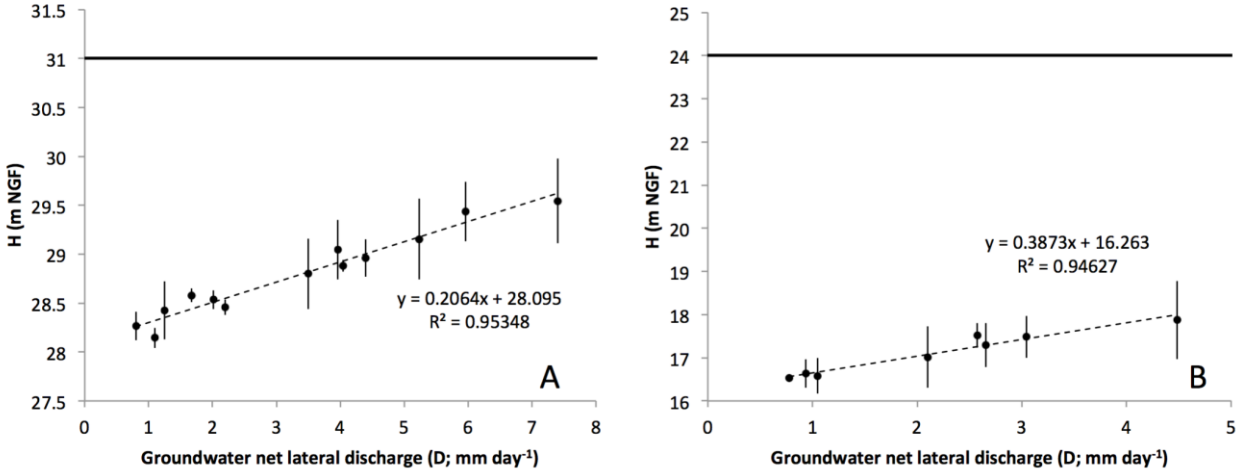


Fig. 6: Groundwater net lateral discharge D as a function of the mean hydraulic head H of each WTF interpretation for piezometer P42B (A) and P29B (B).
Bold lines represent the topographic surface of each piezometer, and error bars represent the amplitude of the water table fluctuations of each infiltration event studied

Finally, these long-term analyses provide a set of estimates for the groundwater net lateral discharge. Commonly assumed constant, Fig. 6-A and 6-B show head-dependencies of the computed net lateral discharges (D) for piezometers P42B and P29B. These clear linear relationships can be explained by noting that, at steady state, the lateral discharge strictly equals the average local recharge (mass balance equation). In transient state, this statement is not totally true for storage variations reasons, but we can assert that the greater the recharge is, the higher the water level and the net lateral discharge whence the observed correlation between this two last terms. Also shown by Crosbie et al. (2005), this relationship illustrates the satisfying accuracy of our groundwater lateral flow estimates.

This head-dependency of the net lateral discharge offers the valuable opportunity to infer mean local recharge values. Therefore, these linear regressions allow converting an average water level, representative of an interannual steady state, into a net lateral discharge, which thus corresponds to the average value of the local recharge. Using the long-term mean water level of P42B (28.89 m asl over 12 years) we obtain a 1296 mm yr^{-1} value for the average recharge in the vicinity of this piezometer influenced both by irrigation return flow and precipitations (Section 4.1). Only subjected to natural recharges, P29B yields a 110 mm yr^{-1} of mean recharge using a 16.38 m asl average water level (over 12 years). The subtraction yields 1186 mm yr^{-1} of recharge by irrigation return flow and 110 mm yr^{-1} of natural recharge consistent with the values obtained by previous studies using geochemical tracers at the aquifer (Seraphin et al., 2016) and local scale (Vallet-Coulomb et al. Submitted). This constitutes another confirmation of the reliability of the use of several WTF interpretations of major rainfall events.

4.2.5.2. INFILTRATION MODEL

This model requires compliance with specific conditions that restrict the number of interpretable events. Indeed, this conceptualization does not allow simulating groundwater lateral flow, and thus can only model pure piezometric level rises corresponding to infiltration. Some rainfall events can also present small precipitated volumes, which do not cause piezometric rise, *i.e.* unsaturated zone water retention. These events do not respect the assumption of effective infiltration of the entire volumes precipitated, and may produce bad estimates of the three parameters. The discrepancy between the mean results of the WTF method and the infiltration model (Table 1) may also be due to the fact that the modeled infiltration event is very different from the various events interpreted by WTF method. Thus applied on a very similar event, these two methods lead to consistent results (*e.g.* 16-17% for P42B; See Section 4.2), but the infiltration model should be applied to more than one event per piezometer to provide relevant estimates like it is done with the WTF method. As previously shown by the WTF method (Section 5.1), the spatial heterogeneity of some rainfall events can also affect the precision of the meteorological data, and thus, the precision of the simulations.

4.2.5.3. GRAVIMETRY

The aquifer scale interpretation of the hydro-gravimetric surveys yields a 12.3 ± 1.9% mean regional specific yield consistent with the 10.1% obtained by averaging the values provided by the WTF approach (Table 1), excluding the three points not accounted for the hydro-gravimetric computation because of local clay beds (*i.e.* Pz20, Pz21, 88F; Section 4.3.1). The difference may come from the different prospecting areas of each method. While methods based on fluctuation of the water table elevation characterize the nearby aquifer material of each piezometer, gravity measurements present lateral extensions increasing 10 times with the water table depth (McCulloh, 1965).

As mentioned previously, rainfall events occurring before and during the hydro-gravimetric surveys reduce the piezometric level variation between the two campaigns (*i.e.* increase errors of resulting specific yields), and increase water storage into the unsaturated zone, which is difficult to ascertain. Nevertheless, using the mean and NOAH soil moisture

corrections (Fig. 5) provides better estimates of the gravity variations only due to water table fluctuations while preserving the same average regional specific yield (*i.e.*, equal regression slopes). Fig. 7-A and 7-B present comparisons of specific yield values obtained using mean or NOAH gravimetric corrections, and the WTF method. Although the NOAH data does not correct every point (13 points with a 5% difference out of 17 realistic specific yields inferred from gravimetry; Fig. 7-B), it provides substantial improvements as compared to the use of a mean soil moisture correction (10 points with a 5% difference out of 16 realistic specific yields inferred from gravimetry; Fig. 7-A). This suggests that relevant estimates of the soil moisture variations with a better resolution would be very helpful in order to improve the interpretation of the gravity field campaign on a less heterogeneous aquifer.

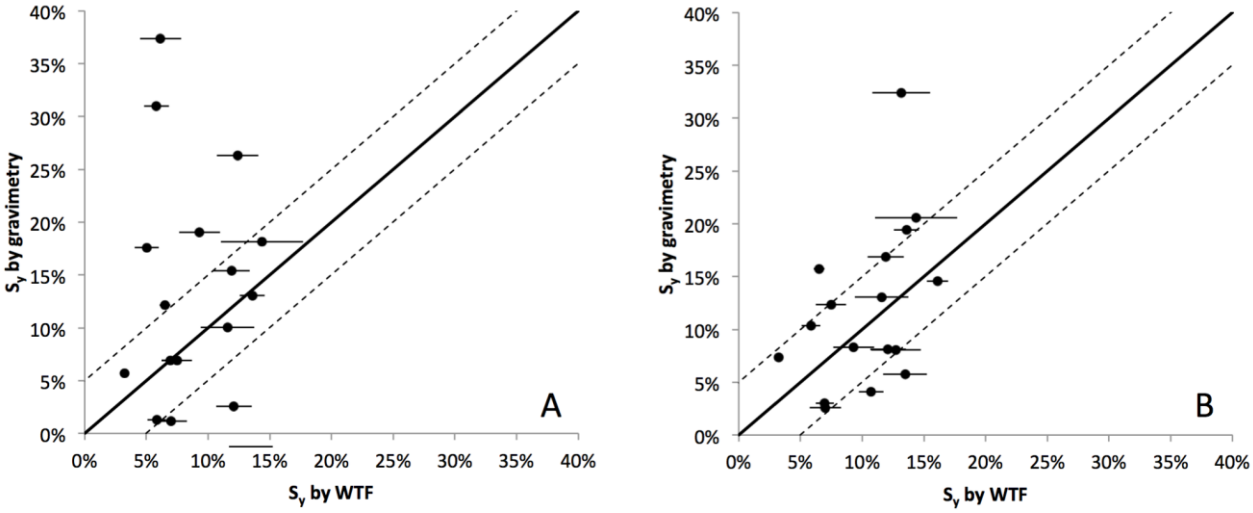


Fig. 7: Comparison of specific yields computed by WTF method as a function of their counterpart from hydro-gravimetry method using average soil moisture data (A); NOAH soil moisture data (B).
Dashed lines represent a 5% interval error (because of their irrelevance, standard deviations of the gravimetric method are not represented)

4.2.5.4. SPECIFIC YIELD SPATIAL DISTRIBUTION AND GLOBAL GROUNDWATER BUDGET

Provided that some unrealistic values are produced by the hydro-gravimetric method, we propose the use of the WTF results to map the specific yield of the Crau aquifer. In addition to the values collected from the literature, these 37 data lead to a spherical type model variogram computed using the "R" geostatistical software (Ihaka and Gentleman, 1996). The interpolation by kriging (500 × 500 m grid spacing) yields a spatial distribution of the specific yield with a satisfying resolution.

The relevance of the specific yield spatial distribution obtained in this study can be verified using the global groundwater mass balance of the Crau aquifer which writes during a given time period:

$$\iint \int_{h_i}^{h_f} S_y(x,y)\, dh\, dx\, dy = \int_{t_i}^{t_f} (R_i + R_n + Q_{in} - Q_{out} - U)\, dt \quad (11)$$

and involves all the groundwater fluxes circulating in the aquifer: the recharge by irrigation return flow (R_i), the natural recharge (R_n), the upstream and downstream groundwater lateral flows (Q_{in} and Q_{out}), and the overall uptakes (U). The masse balance Eq. (11) is written, for an average year, over the March 15th (t_i in Eq. 11) to October 15th (t_f) period, corresponding to

the irrigation period in order to maximize the specific yield effect (maximal water table fluctuations). The right-hand side of Eq. (11) can be computed using the fluxes independently obtained using a stable isotope mixing model (Seraphin et al. Submitted). According to this study, for the 7 months time period considered here, the recharge by irrigation return flow (R_i) and the natural recharge (R_n) are 4.92 ± 0.89 m^3 s^{-1} and 1.17 ± 0.50 m^3 s^{-1}, respectively. Note that assuming a constant infiltration process, R_n was weighted using the average proportion of precipitations during this time period (53.4% of the annual mean rainfall, computed with 1991-2014 meteorological data). The uptakes (U) represent 1.52 ± 0.24 m^3 s^{-1}, the upstream groundwater lateral inflow (Q_{in}), 0.48 m^3 s^{-1}, and the natural discharge (Q_{out}), 3.12 ± 0.20 m^3 s^{-1}. Using these previous independent estimates, the right-hand side of the groundwater budget described in Eq. (11) yields a value of 3.57 ± 0.98 × 10^7 m^3 for the groundwater storage variation in the aquifer between March 15th and October 15th. We can now compute the left-hand side of Eq. (11) using the specific yield spatial distribution obtained here to verify the consistency with the above calculation. Similarly to the specific yield, the average water table variations of 31 piezometers over this period (average variations computed between March 15th and October 15th for years 2013 and 2014, the period allowing obtaining the most piezometers with daily records) were interpolated by kriging. Then, the sum of the specific yield times the water table variation for each 500 × 500 m cell yields the required net overall groundwater storage variation in the aquifer between March 15th and October 15th (left-hand side of Eq. 11). The value obtained by such calculation, 3.20 × 10^7 m^3, is in excellent agreement with the above independent estimate and reinforces the relevance of our analysis.

4.2.6. CONCLUSION

Observed in monitored boreholes, multiple large infiltration processes caused by precipitation events were interpreted in terms of specific yield by means of Water Table Fluctuation (WTF) method and a 1D vertical numerical model solving the Richards' Equations in the unsaturated zone. Both of these methods are sensitive to the assumption of recharge by the entire rainfall volumes and the heterogeneity of the precipitations, but the WTF interpretation of multiple major events on each piezometer yields relevant results and reduces the impacts of these limitations. Assuming that the most reliable S_y estimates are obtained by WTF method, and despite the low signal, the gravimetric method provides a valuable regional specific yield consistent with the results of the WTF method (9.6%). The local bias due to soil water storage can be partially eliminated using largely available GLDAS soil moisture data. However, the range of local specific yields obtained by WTF method (3.3 to 26 %) is in line with the scarce data available so far. Hence, the first regionalized map of the specific yield of this aquifer of a major economic importance is proposed here. This allows building an accurate transient model based on parameter values independent from any prior hydrogeological modeling. Tested by means of a simple mass balance calculation over the Crau plain, the estimates obtained here are consistent with the overall groundwater flow recently calculated using stable isotopes, showing the robustness of these non-destructive methods. Additional parameters can be obtained: infiltration model provides permeability, WTF method offers the opportunity to independently estimate mean recharges, and hydro-gravimetry can estimate an average soil moisture variation. In a context of climate change implying more frequent extreme rainfall events, we believe that our simple WTF approach would produce accurate results for numerous others unconfined aquifers.

	Date of the event	Arles station				Istres station				Salon-de-Provence station			
Hourly resolution		P (mm)	Length (hours)	Maximum intensity (mm h^{-1})	Nb of previous days with P < 2 mm	P (mm)	Length (hours)	Maximum intensity (mm h^{-1})	Nb of previous days with P < 2 mm	P (mm)	Length (hours)	Maximum intensity (mm h^{-1})	Nb of previous days with P < 2 mm
	30/11/03	/	/	/	/	120.2	99	14.4	4	98.4	98	12.6	4
	22/10/09	/	/	/	/	86.8	12	21.8	11	80	13	20	11
	25/11/14	/	/	/	/	129.2	279	6.5	9	113.3	272	12.5	9
Daily resolution	Date of the event	P (mm)	Length (days)	Maximum intensity (mm d^{-1})	Nb of previous days with P < 2mm	P (mm)	Length (days)	Maximum intensity (mm d^{-1})	Nb of previous days with P < 2 mm	P (mm)	Length (days)	Maximum intensity (mm d^{-1})	Nb of previous days with P < 2 mm
	19/12/13	45.6	3	29	29	52.6	3	30.9	29	67.4	3	47.9	27
	13/01/14	70.6	7	33.2	18	56.1	7	22	18	64.4	7	25.6	15
	29/01/14	37.1	4	24.2	9	79.8	4	36.7	8	84.5	4	43.4	8
	03/02/14	55.2	8	25	1	55.7	8	24.5	1	81.2	8	30.9	1
	10/10/14	12.6	1	12.6	10	38.4	1	38.4	9	74.2	1	74.2	9
	09/11/14	71.7	7	26.1	3	76.5	9	43.9	3	125.6	9	79	4
	25/11/14	150.7	13	41.2	9	129.2	13	37.9	9	113.3	13	64.1	9
	16/01/15	50.7	6	21	40	82.7	6	32	40	60.8	6	19.8	41

Table 1: Description of the major rainfall events recorded in the three meteorological stations

Boreholes	Number of events	Mean S_y ± SD per meteorological station			Mean S_y ± SD for the 3 stations
		Arles	Istres	Salon-de-Provence	
P42B	13	9.3 ± 4.4%	10.7 ± 4.6%	10.9 ± 5.9%	10.3 ± 0.9%
P29B	8	9.5 ± 3.6%	10.5 ± 3.5%	9.0 ± 4.0%	9.6 ± 0.8%

Table 3: Results of multiple interpretations of large rainfall events by WTF method performed on P42B and P29B using the longest piezometric time-series with different meteorological stations

Piezometer						Infiltration model	WTF method			Hydro-gravimetry		
BRGM code	ID	Network	X (WGS84)	Y (WGS84)	Meteorological station	S_y	Number of events	S_y	SD	S_y using mean Δv	S_y using NOAH Δv	SD
09933X0088	88F	BRGM	4.93487	43.68011	Salon		2	7.2%	1.6%	1.1%	2.6%	2.3%
10192X0094	94F	BRGM	4.85507	43.4759	Istres		4	18.1%	3.3%			
09934X0087	P18B	BRGM	4.9633	43.65283	Salon	11.5%	2	11.7%	1.2%	18.1%	20.6%	3.9%
09937X0134	P19T	BRGM	4.92382	43.60907	Istres		5	5.0%	1.0%	17.6%	-4.0%	34.4%
10192X0095	P21B	BRGM	4.8114	43.5399	Istres		3	12.9%	0.4%	-5.8%	-13.2%	11.9%
09937X0135	P23B	BRGM	4.87195	43.57819	Istres		4	3.5%	0.6%	-15.5%	-126.4%	178.7%
10193X0151	P29B	BRGM	4.89617	43.55071	Istres		2	8.3%	0.5%	19.0%	8.3%	17.1%
09937X0133	P42B	BRGM	4.86231	43.60812	Istres	17.0%	2	9.2%	1.5%	-4.1%	4.1%	13.0%
09941X0261	PZ1	SYMCRAU	5.05259	43.6546	Istres		3	6.3%	0.6%	12.1%	15.7%	9.4%
10197X0554	PZ10	SYMCRAU	4.92877	43.45508	Istres		5	12.5%	1.5%			
10193X0169	PZ11	SYMCRAU	4.90852	43.50369	Istres		2	12.3%	1.3%	51.1%	32.4%	29.9%
09936X0141	PZ13	SYMCRAU	4.82014	43.5786	Istres		4	8.5%	0.5%			
09936X0138	PZ14	SYMCRAU	4.83842	43.63877	Salon		4	19.9%	2.7%			
09936X0142	PZ15	SYMCRAU	4.78753	43.63581	Istres		5	11.7%	2.5%	26.3%	44.9%	29.6%
09945X0264	PZ16	SYMCRAU	5.05782	43.6305	Salon		4	7.5%	2.1%	6.9%	12.3%	14.2%
09935X0150	PZ17	SYMCRAU	4.73135	43.58632	Arles		3	3.7%	0.5%			
09936X0143	PZ18	SYMCRAU	4.77286	43.57821	Arles		2	8.4%	0.6%	67.7%	8.1%	96.0%
10193X0170	PZ19	SYMCRAU	4.88875	43.52455	Istres		2	9.1%	1.1%	6.9%	3.0%	6.2%
09924X0136	PZ20	SYMCRAU	4.66202	43.66105	Istres	6.0%	3	3.6%	0.6%	-11.9%	-7.4%	5.1%
09931X0263	PZ21	SYMCRAU	4.72954	43.67315	Istres		2	3.3%	0.4%	5.7%	7.3%	1.8%
09934X0091	PZ22	SYMCRAU	5.01796	43.67818	Salon		3	13.1%	4.0%	-6.1%	14.6%	53.9%
09941X0262	PZ23	SYMCRAU	5.08277	43.67305	Salon		5	26.0%	6.2%			
09935X0151	PZ24	SYMCRAU	4.68413	43.59025	Arles	7.5%	4	4.9%	1.1%	37.3%	74.3%	42.1%
09937X0156	PZ3	SYMCRAU	4.87098	43.63864	Salon		4	4.6%	0.3%	1.3%	10.4%	14.5%
09938X0184	PZ5	SYMCRAU	4.99765	43.63866	Salon		2	10.8%	1.3%	15.4%	16.8%	3.8%
09938X0189	PZ6	SYMCRAU	4.9803	43.60608	Salon		2	10.2%	1.9%	10.0%	13.1%	4.8%
10194X0257	PZ8	SYMCRAU	4.9666	43.53273	Istres		2	12.8%	0.7%	-1.3%	5.7%	11.1%
10194X0258	PZ9	SYMCRAU	4.96426	43.49161	Istres		6	5.7%	1.0%	31.0%	44.0%	20.8%
09938X0187	QUANT2	SYMCRAU	5.01988	43.64656	Salon		2	8.0%	0.6%			
09937X0159	QUANT4	SYMCRAU	4.92471	43.64036	Salon		3	10.1%	1.9%	2.5%	8.1%	8.8%
10194X0259	QUANT7	SYMCRAU	4.96884	43.55813	Istres	15.0%	2	8.9%	0.2%	13.1%	19.4%	10.1%

Table 2: Results obtained using the three different approaches to infer specific yields

4.3. ADDENDUM

Observés sur de multiples chroniques piézométriques, plusieurs évènements d'infiltration de pluies ont été interprétés en tant de porosités de drainage par l'application originale de la méthode d'analyse des fluctuations de nappe, ainsi qu'à travers la modélisation des écoulements dans la zone-non-saturée par résolution de l'équation de Richards. Ces deux méthodes sont sensibles à l'hypothèse de recharge par la totalité des volumes précipités, ainsi qu'à l'hétérogénéité des pluies. Toutefois, l'application de la méthode d'analyse des fluctuations de nappe à de nombreux événements pluvieux extrêmes sur chaque piézomètre permet de réduire les impacts de ces hypothèses sur la précision des résultats.

Les valeurs de porosité de drainage obtenues par la méthode d'analyse des fluctuations de nappe sont en accord avec celles obtenus par l'approche hydro-gravimétrique à l'échelle régionale. En supposant que les valeurs locales obtenues par la méthode d'analyse des fluctuations de nappe correspondent à la réalité, les campagnes gravimétriques produisent des estimations locales qui peuvent être partiellement corrigées par une distribution de la variation de stockage de l'eau dans la zone-non-saturée.

Obtenue à l'aide de la méthode d'analyse des fluctuations de nappe, la gamme de valeurs de porosité de drainage (3,3 à 26%) est en accord avec les rares données de la littérature. Ainsi, la première carte de distribution spatiale de ce paramètre issue de données expérimentales a été obtenue (Figure 82). Celle-ci va permettre la construction d'un modèle transitoire précis (Partie 5.4) basé sur des paramètres indépendants de toute modélisation hydrogéologique préalable. Testées par un simple calcul du bilan massique de la nappe de la Crau, les estimations obtenues ici sont conformes aux flux calculés en utilisant des isotopes stables (Chapitre 3), illustrant la robustesse de ces méthodes non destructives.

5. NOUVELLE MODELISATION DE LA NAPPE DE LA CRAU

5.1. INTRODUCTION 105

5.2. ANALYSES ET TRAITEMENTS DES DONNEES 106
5.2.1. PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DE LA CRAU 106
5.2.1.1. CONSTRUCTION DE CARTES PIEZOMETRIQUES ACTUALISEES 106
5.2.1.2. PIEZOMETRIE MOYENNE DE LONG TERME 112
5.2.2. MODELE GEOMETRIQUE DE LA PLAINE DE LA CRAU 115
5.2.2.1. UNE GEOMETRIE REALISTE DE L'HYDRO-SYSTEME DE LA CRAU 115
5.2.2.1.1. HOLOCENE 117
5.2.2.1.2. PLIO-QUATERNAIRE (CAILLOUTIS) 117
5.2.2.1.3. PLIOCENE ARGILEUX 117
5.2.2.1.4. VINDOBONIEN (TORTONIEN ET HELVETIEN) 118
5.2.2.1.5. MIOCENE INFERIEUR (BURDIGALIEN ET AQUITANIEN) 118
5.2.2.2. DISCUSSION SUR LA GEOMETRIE OBTENUE 124
5.2.2.3. IMPLICATION HYDROGEOLOGIQUE DE L'ANALYSE GEOMETRIQUE 126

5.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME PERMANENT 128
5.3.1. INTRODUCTION D'UNE GEOMETRIE BICOUCHE 129
5.3.2. CONDITIONS AUX LIMITES 129
5.3.3. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE 132
5.3.3.1. CHAMPS DE PERMEABILITES 132
5.3.3.2. VALEURS ET DISTRIBUTION DE LA RECHARGE 133
5.3.3.3. PRELEVEMENTS PAR POMPAGES 134
5.3.4. CALIBRATION DU MODELE EN REGIME PERMANENT 135
5.3.4.1. VARIABLES DE CONTROLE 135
5.3.4.2. METHODOLOGIE DE LA CALIBRATION 136
5.3.5. RESULTATS DES DIFFERENTES ETAPES DE CALIBRATION 138
5.3.5.1. RESULTATS DES SIMULATIONS DE REFERENCE (ETAPE 0) 138
5.3.5.2. INVERSION STOCHASTIQUE DES CHAMPS DE PERMEABILITES (ETAPES 1 ET 2) 140
5.3.5.3. INVERSION DE LA PERMEABILITE DE LA COUCHE N°2 PAR LA METHODE DU GRADIENT (ETAPE 5) 142
5.3.5.4. AJUSTEMENT FINAL DE LA RECHARGE (ETAPE 6) 145
5.3.6. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT 146
5.3.6.1. CARTES PIEZOMETRIQUES SIMULEES 146
5.3.6.2. BILAN HYDROLOGIQUE 149
5.3.6.3. VITESSES D'ECOULEMENT 150
5.3.6.4. CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT 152

5.4. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME TRANSITOIRE 153
5.4.1. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE TRANSITOIRE 153
5.4.1.1. PERIODES ET DUREE DE SIMULATIONS 153
5.4.1.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE 153
5.4.1.3. RECHARGES 154
5.4.1.4. SIMULATION DU TRANSPORT DU SIGNAL ISOTOPIQUE 156
5.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS DU MODELE TRANSITOIRE 158
5.4.2.1. PIEZOMETRIE SIMULEE 158
5.4.2.2. TRANSPORT ISOTOPIQUE 161
5.4.2.2.1. SIMULATION A COURT TERME 161
5.4.2.2.2. SIMULATION A LONG TERME 166

5.5. SIMULATIONS PROSPECTIVES 169
5.5.1. MODIFICATION DES CONDITIONS AUX LIMITES 169
5.5.2. POINTS DE SUIVIS DE LA NAPPE 171
5.5.3. SCENARIOS 171
5.5.3.1. REDUCTION DES SURFACES DE PRAIRIES IRRIGUEES 171
5.5.3.2. CHANGEMENT CLIMATIQUE 172
5.5.3.3. REDUCTION DE LA DOTATION EN EAUX D'IRRIGATION 173
5.5.4. RESULTATS 173
5.5.5. CONCLUSION DES SIMULATIONS PROSPECTIVES 176

5.1. INTRODUCTION

L'approche de modélisation suivie au cours de cette thèse se distingue des modélisations antérieures sur la plaine de la Crau, et même d'autres systèmes hydrogéologiques, par une volonté de respecter au mieux la réalité paramétrique et géométrique de l'hydro-système étudié.

Ainsi, l'analyse géométrique et piézométrique réalisée sur la plaine de la Crau conduit à identifier deux horizons hydro-sédimentaires impliqués dans les écoulements d'eaux souterraines. Le modèle proposé est donc un modèle bicouche et non un modèle monocouche « composite » comme les précédents modèles produits (MARTCRAU, A. Baillieux ; Partie 2.3).

D'autre part, les variables et paramètres (recharges, perméabilités, porosités) ne sont pas obtenus par inversions combinées mais sont identifiés par étapes successives en utilisant des méthodes indépendantes, chacune basée sur des mesures et des expérimentations :

- L'estimation des recharges repose sur l'interprétation de données isotopiques à travers un modèle de mélange permettant de résoudre le bilan hydrologique de la nappe dans son ensemble (Chapitre 3)

- Les champs de perméabilités sont obtenus par inversion stochastique du régime permanent hydraulique fondée sur de nombreuses mesures, principalement *in situ* (Partie 2.4.1)

- Les porosités sont estimées par analyses de suivis piézométriques et confirmées par des campagnes gravimétriques (Chapitre 4)

Ces variables et paramètres, une fois introduits dans un modèle en régime transitoire de l'hydro-système de la Crau, conduisent directement à des résultats en remarquable cohérence avec les données observées.

L'implémentation du signal isotopique dans la simulation transitoire vient finalement confirmer cette qualité de modélisation sur le long terme. Il a toutefois été nécessaire de caler un dernier paramètre : la dispersivité. Mais la valeur obtenue est très cohérente avec les valeurs courantes de la littérature pour ces types de matériaux.

5.2. ANALYSES ET TRAITEMENTS DES DONNEES

Cette partie présente les différents traitements géostatistiques, ainsi que les analyses effectuées sur les données piézométriques et géologiques avant de les introduire dans les modèles hydrogéologiques en régime permanent et transitoire.

5.2.1. PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DE LA CRAU

5.2.1.1. CONSTRUCTION DE CARTES PIEZOMETRIQUES ACTUALISEES

Deux importantes campagnes de mesures piézométriques ont été réalisées les 24 et 25 octobre 2013, et les 14 et 15 mai 2014, en collaboration avec le SYMCRAU afin d'obtenir des versions actualisées de la piézométrie à l'échelle de la plaine de la Crau. La synthèse des données obtenues est présentée dans le Tableau 11.

Date	Nombre de points	H min (m NGF)	H moyenne (m NGF)	H max (m NGF)	Variance
Oct. 2013	132	-1.4	22.6	96.9	608.7
Mai 2014	115	-1.4	27.0	97.2	601.0

Tableau 11 : Synthèse des données des campagnes piézométriques 2013-2014

Ces données permettent d'obtenir la piézométrie de la Crau dans deux situations hydrologiques différentes : une phase de réduction de la recharge par arrêt de l'irrigation des prairies, et la phase d'augmentation pendant les périodes d'irrigation. L'avantage est que la première campagne (octobre 2013) permet d'observer la piézométrie d'un état moyen interannuel de la nappe phréatique de la Crau comme le montre la chronique du piézomètre P18B (Figure 37), localisé au centre de l'aquifère, et représentatif des zones influencées par l'irrigation qui représentent la majeure partie de la plaine de la Crau.

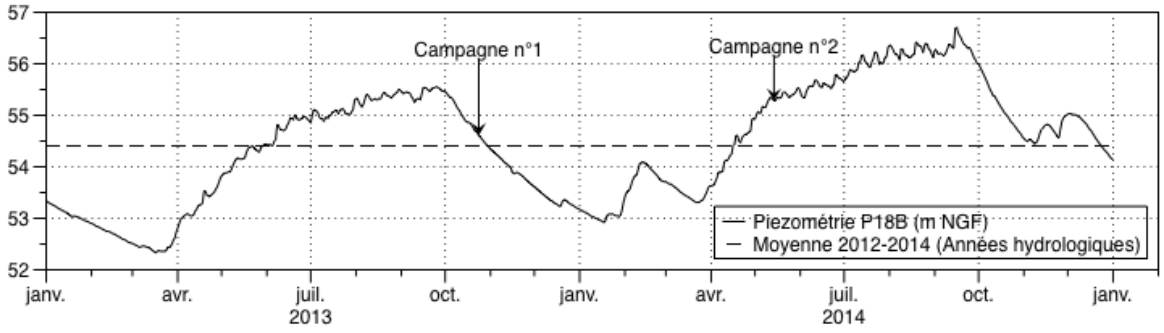


Figure 37 : Variations piézométriques du piézomètre P18B très influencé par l'irrigation des prairies

Précieux pour la réalisation d'interpolations, le logiciel de statistique « R » est utilisé avec le package géostatistique « Gstat » (Pebesma and Wesseling, 1998) pour créer deux nouvelles cartes piézométriques à partir des données recueillies.

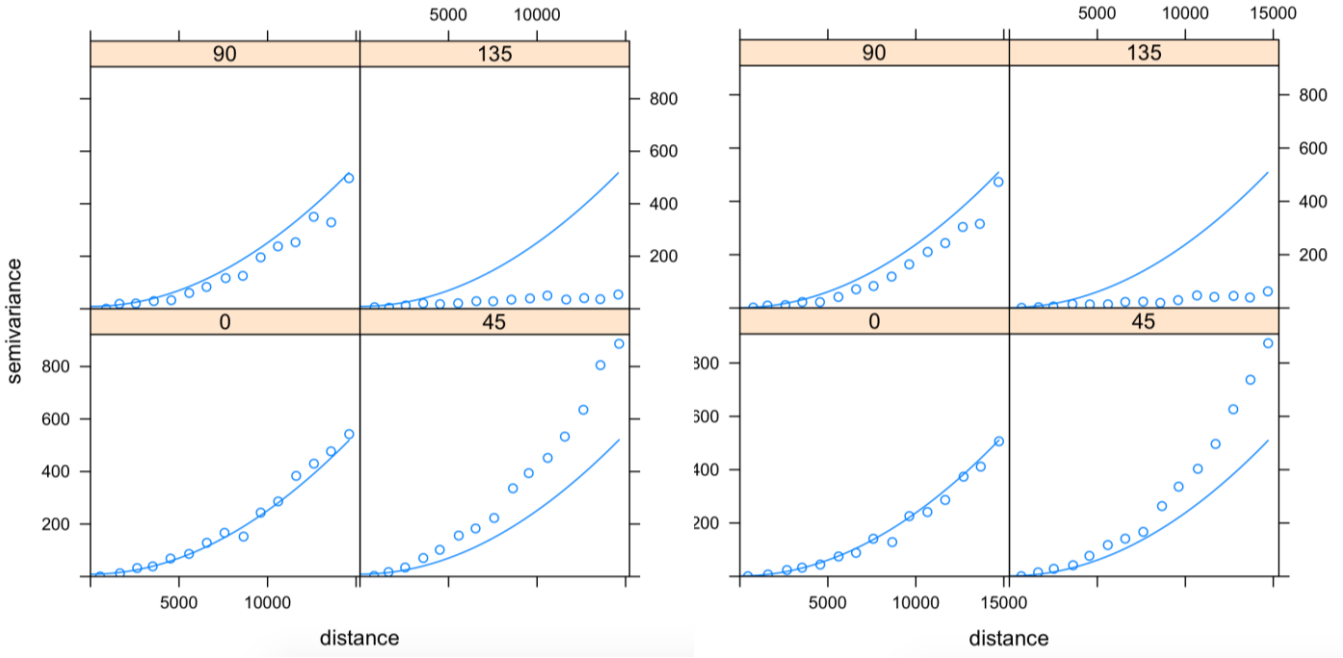


Figure 38 : Semi-variogrammes orientés (N0°, N45°, N90°, N135°) des données des campagnes piézométriques d'octobre 2013 (à gauche) et mai 2014 (à droite)

Les points correspondent aux semi-variogrammes de l'échantillon, les courbes, aux modèles variographiques gaussiens ajustés. Les distances sont données en m

Les étapes de réalisation des interpolations des données piézométriques sont présentées ci-dessous :

Les données brutes utilisées pour construire les semi-variogrammes (Figure 38) ne sont ajustables qu'à l'aide de modèles gaussiens. Le problème de ce type de semi-variogrammes infiniment dérivables est que l'on n'observe aucun palier de variance ce qui peut conduire à l'estimation de valeurs extrêmes.

Lorsqu'aucun palier n'est identifiable, il est recommandé de travailler sur les résidus. Ces derniers représentent l'écart entre la variable et une surface, par exemple plane, déterminée par l'ajustement par moindres carrés des données considérées. Ainsi, cette méthode permet de soustraire la tendance linéaire des données piézométriques, qui résulte des écoulements de Darcy (partie déterministe du signal), pour interpréter uniquement les écarts locaux de la piézométrie.

L'analyse variographique de tels résidus fait apparaitre des paliers permettant ainsi d'ajuster des modèles variographiques classiques (Figure 39). Le Tableau 12 résume les modèles utilisés ainsi que leurs paramètres.

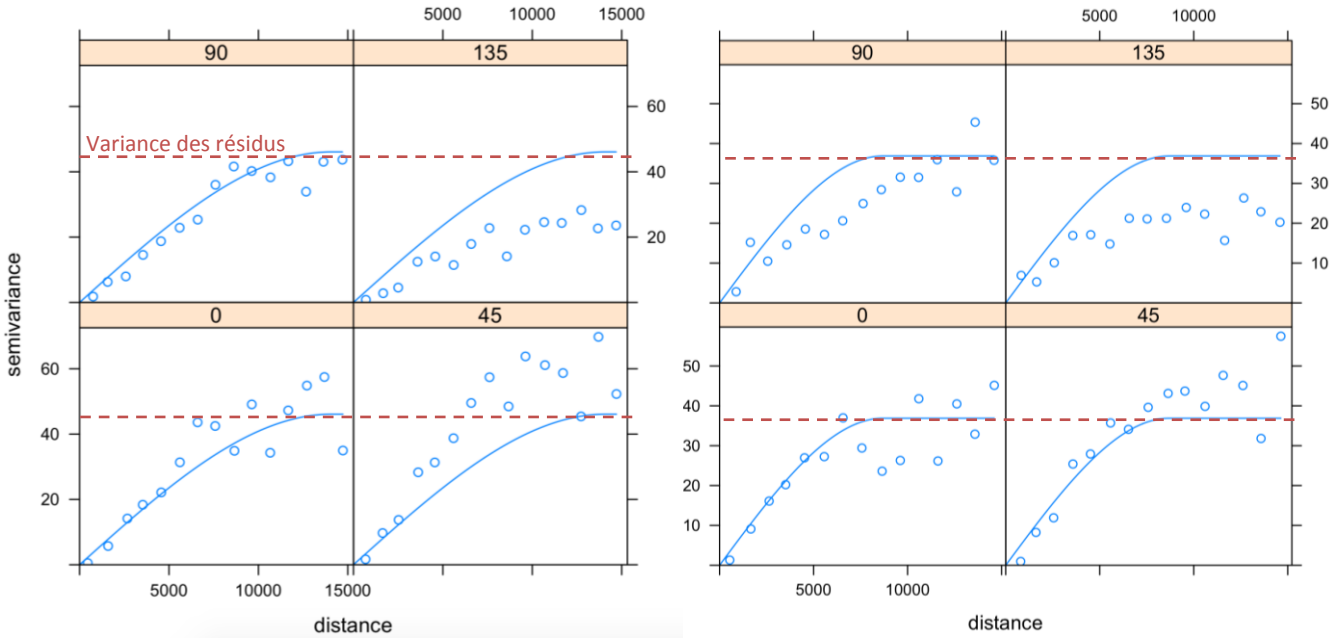


Figure 39 : Semi-variogrammes orientés (N0°, N45°, N90°, N135°) des résidus des données des campagnes piézométriques d'octobre 2013 (à gauche) et mai 2014 (à droite)
Les points correspondent aux semi-variogrammes de l'échantillon, les courbes, aux modèles variographiques sphériques ajustés. Les distances sont données en m

Ces semi-variogrammes orientés permettent de remarquer une anisotropie des données orientée à 45°N et 135°N. Ainsi, ces directions de structurations principales des données piézométriques sont en accord avec le sens d'écoulement général de la nappe qui se fait du nord-est vers le sud-ouest.

Paramètres	Octobre 2013	Mai 2014
Modèle	Sphérique	Sphérique
Seuil	41.5	36.9
Portée	11400	8700
Effet pépite	0	0
Variance d'échantillon	41.45	36.9

Tableau 12 : Paramètres des modèles variographiques utilisés pour l'interpolation des nouvelles cartes piézométriques

Un fois interpolés par krigeage, les résidus sont ajoutés à la surface plane moyenne calée sur les données piézométriques, produisant alors la carte piézométrique recherchée.

L'outil de validation de krigeage (« *Cross validation* ») a été mis en œuvre sous « R ». Des krigeages multiples sont effectués en produisant un échantillon d'apprentissage et des échantillons de test (>60% de l'échantillon). Le modèle variographique, créé à partir de l'échantillon d'apprentissage, est ensuite validé sur plusieurs échantillons de test, et rend possible le calcul d'indices de performance des méthodes utilisées. Les résultats de performance du modèle variographique sont présentés Tableau 13.

Données piézométriques d'octobre 2013	
Indice de corrélation	0.994
Mean Squared Error (MSE)	7.64
Root Mean Square Deviation (RMSD)	2.76
Données piézométriques de mai 2014	
Indice de corrélation	0.992
Mean Squared Error (MSE)	9.44
Root Mean Square Deviation (RMSD)	3.07

Tableau 13 : Résultats des indices de performance des modèles variographiques choisis pour l'interpolation des cartes piézométriques

Afin d'obtenir les cartes piézométriques finales, des points à potentiels imposés donnés par les surfaces d'eaux libres reconnues comme exutoires de la Crau ont été ajoutés, sous forme de résidus par rapport à la régression bilinéaire, aux données avant l'interpolation par krigeage. Les points d'eau ne présentant pas de hauteurs d'eau dans la littérature (Les marais des Chanoines et de Meyranne et la rivière de la Touloubre ; Partie 2.2.3) ont été extraits du modèle numérique de terrain (MNT ; GO-13, 2009). Ces points à potentiels imposés n'ont pas été pris en compte lors de la création des semi-variogrammes car leurs densités de digitalisation, ainsi que la répartition très hétérogène des sources (parfois éloignées des limites de la nappe), auraient représentés un biais pour l'analyse variographique.

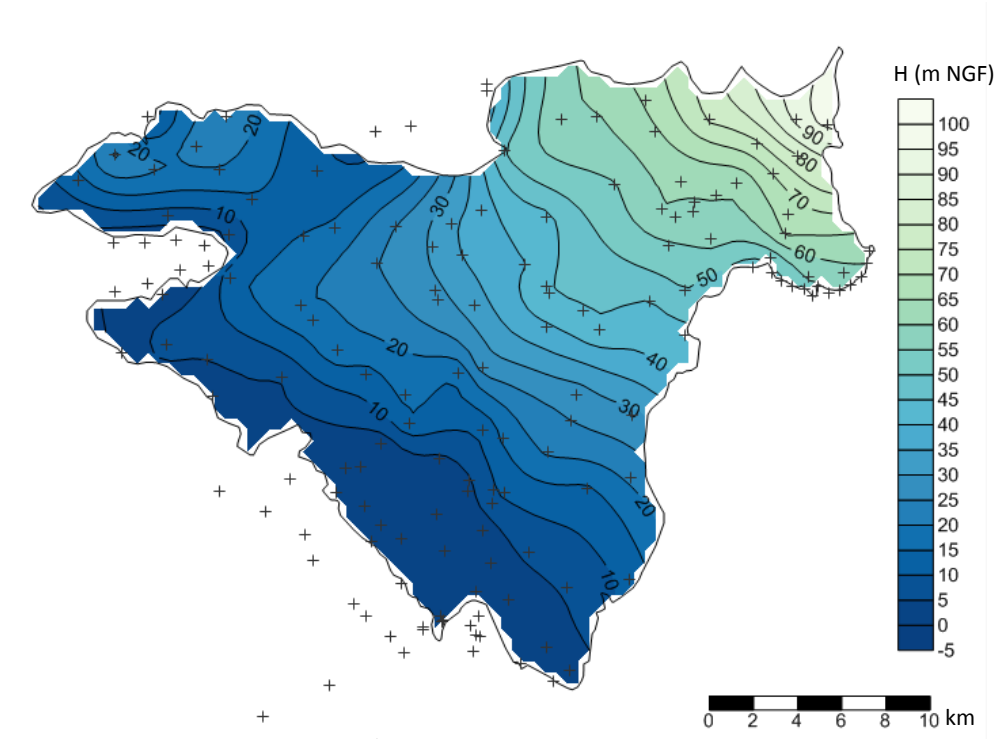


Figure 40 : Carte piézométrique de la nappe de la Crau d'octobre 2013

Les krigeages sont ensuite réalisés pour obtenir les cartes de la piézométrie d'octobre 2013 et de mai 2014 représentées sur les Figure 40 et Figure 41 avec la localisation des données utilisées (données piézométriques et points à potentiels imposés).

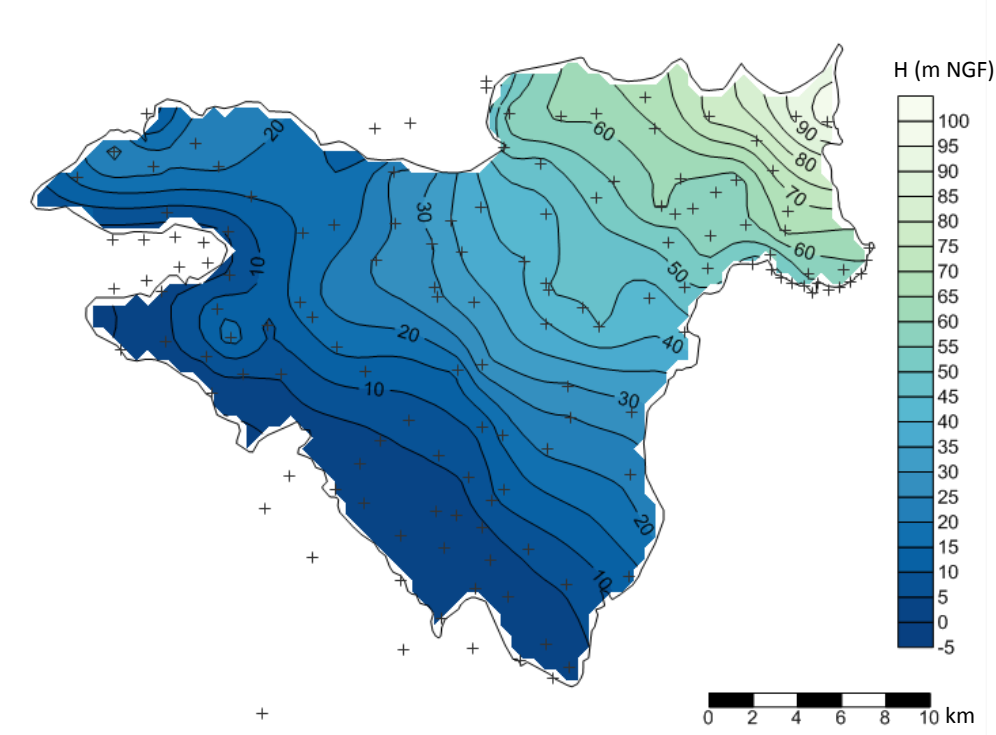


Figure 41 : Carte piézométrique de la nappe de la Crau de mai 2014

Malgré de fortes similitudes sur ces deux cartes piézométriques, des différences remarquables sont observables au nord-ouest de la nappe, à proximité d'Arles, autour des marais de la Meyranne et des Chanoines (Figure 9). Celles-ci sont causées par les faibles épaisseurs de cailloutis combinées à la saisonnalité importante de la nappe créée par l'irrigation des prairies, puisque cette zone au nord est la plus irriguée de la Crau. D'autres zones de forte saisonnalité, moins évidentes, se situent au sud de l'étang d'Entressen, ainsi que dans le centre de la partie amont. Ces secteurs sont situés aux abords des paléo-chenaux de cailloutis, présentant également des amincissements de cailloutis.

En ce qui concerne les gradients hydrauliques, ils semblent être peu variables. Toutefois, il est important de remarquer la faible densité des hauteurs piézométriques mesurées au niveau de la bordure nord. Même si un drainage vers les massifs calcaires de Mouriès semble évident, les débits d'écoulement restent difficilement quantifiables.

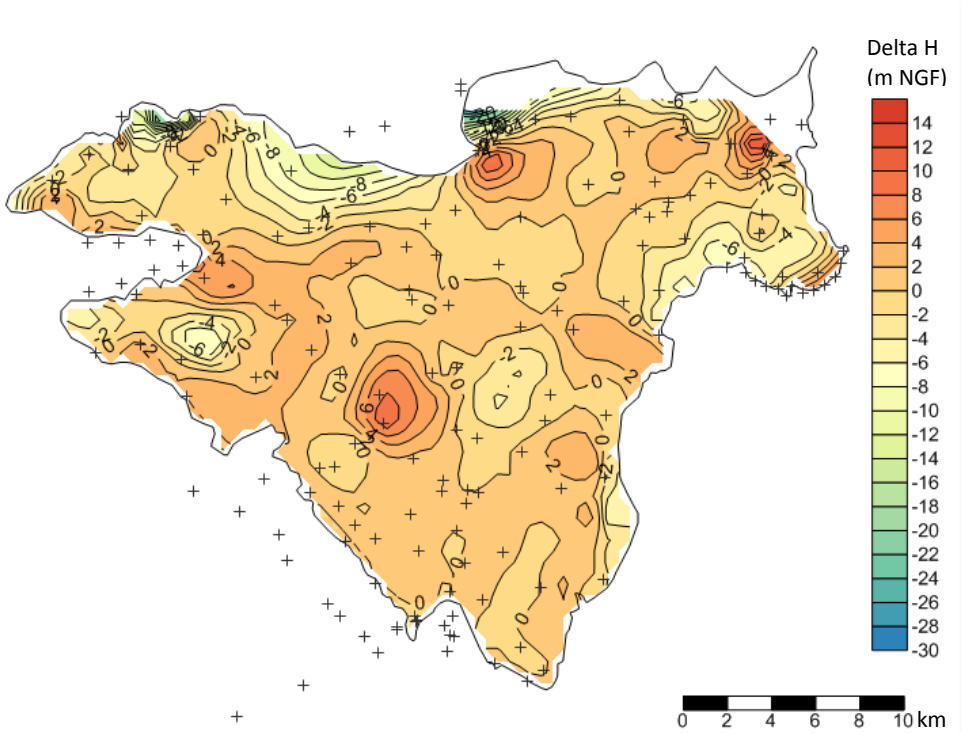


Figure 42 : Comparaison de la carte piézométrique d'octobre 2013 avec celle d'octobre 1967
Etat piézométrique de 1967 soustrait à l'état piézométrique de 2013

Une comparaison avec la carte piézométrique d'octobre 1967 (Albinet et al., 1969) est présentée sur la Figure 42. Les importantes anomalies négatives (piézométrie de 1967 supérieure à celle de 2013) observées au nord s'expliquent par le fait que la carte piézométrique de 1967 ne donne pas d'informations sur ces bordures (zones blanches sur la Figure 42) ce qui exagère la ré-interpolation de la surface piézométrique de cette dernière (interpolation de la digitalisation des isopièzes de la carte de 1967).

Les autres anomalies (±5 m) peuvent s'expliquer par la création ou disparition de grandes zones de prairies irriguées dans les cinquante dernières années (une importante partie sud-ouest a été convertie en maraîchages). De plus, même si les deux cartes correspondent au mois d'octobre, il est possible que les périodes d'irrigation des années 1967 et 2013 soient contrastées, en durée et en volumes. Cette hypothèse est soutenue par le fait que ces importantes différences piézométriques se situent dans les mêmes secteurs que les différences piézométriques observées entre les cartes d'octobre 2013 et mai 2014 (Figure 40 et Figure 41). De nouveaux prélèvements peuvent également être responsables de petites modifications de la surface piézométrique.

Toutefois, il est important de remarquer que si les distributions spatiales de hauteurs d'eau mesurées à deux périodes sont différentes, ce qui est le cas, des structures piézométriques (dômes, dépressions) peuvent sembler apparaître alors qu'elles étaient peut-être déjà présentes (zones centre-ouest des Figure 40 et Figure 41).

La Figure 42 permet toutefois d'identifier une baisse moyenne de 40 cm de la surface piézométrique depuis 1967, pouvant être liées à la réduction des surfaces de prairies irriguées et l'augmentation des prélèvements.

5.2.1.2. PIEZOMETRIE MOYENNE DE LONG TERME

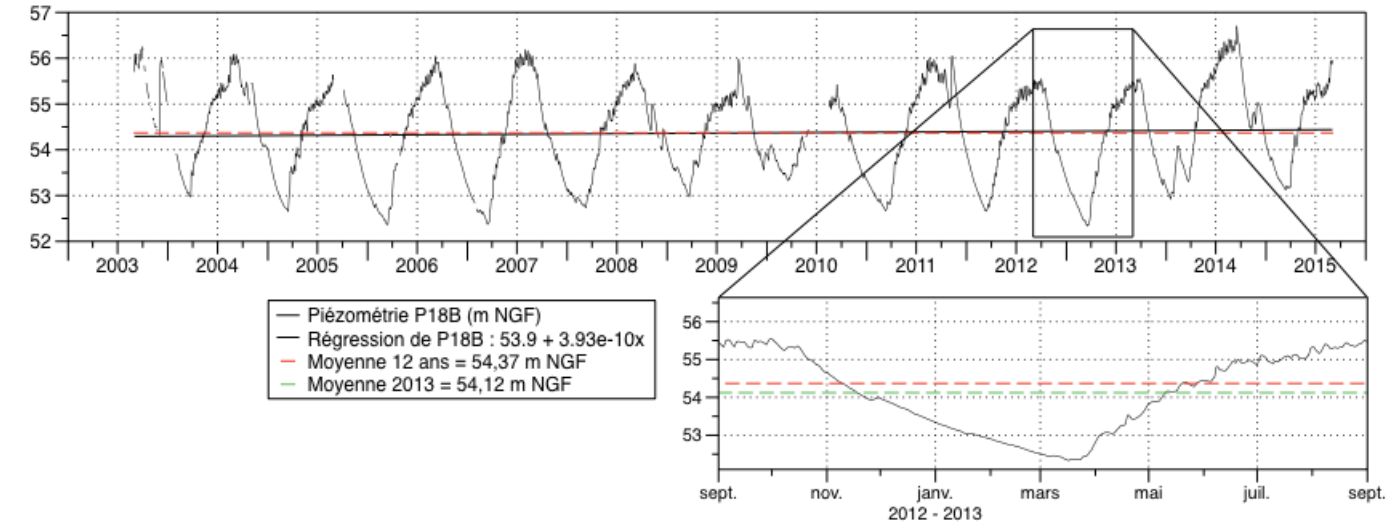
Pour la calibration du modèle hydrogéologique en régime permanent, il est nécessaire de déterminer les valeurs moyennes interannuelles stables sur plusieurs piézomètres qui serviront de points de contrôle. Seuls 7 piézomètres de la base de donnée ADES (BRGM, 2016a) présentent des chroniques piézométriques de long terme avec au moins 10 années hydrologiques de données (du 01/09/2003 au 01/09/2015). Cependant, P21B ne peut pas être pris en compte dans cette analyse car, malgré une chronique de long terme plutôt complète, ce forage présente d'importantes lacunes de données au cours de l'année 2013 (voir ci-dessous). De même pour le forage 88F qui révèle un changement dans les pratiques de recharge depuis l'été 2012 en passant d'un signal dominé par les pluies, qui devient brusquement caractéristique d'irrigations (saisonnalité des périodes d'irrigation). Les moyennes interannuelles des hauteurs d'eau dans ces piézomètres ne pourront donc pas être représentatives d'un régime permanent. Toutefois, le forage 94F (BRGM également), qui ne possède que 6 années de chroniques mais qui est localisé à l'extrême aval de la nappe, avec de faibles variations piézométrique, est ajouté aux piézomètres analysés, et permet de compléter spatialement cette caractérisation des hauteurs piézométriques moyennes à long terme.

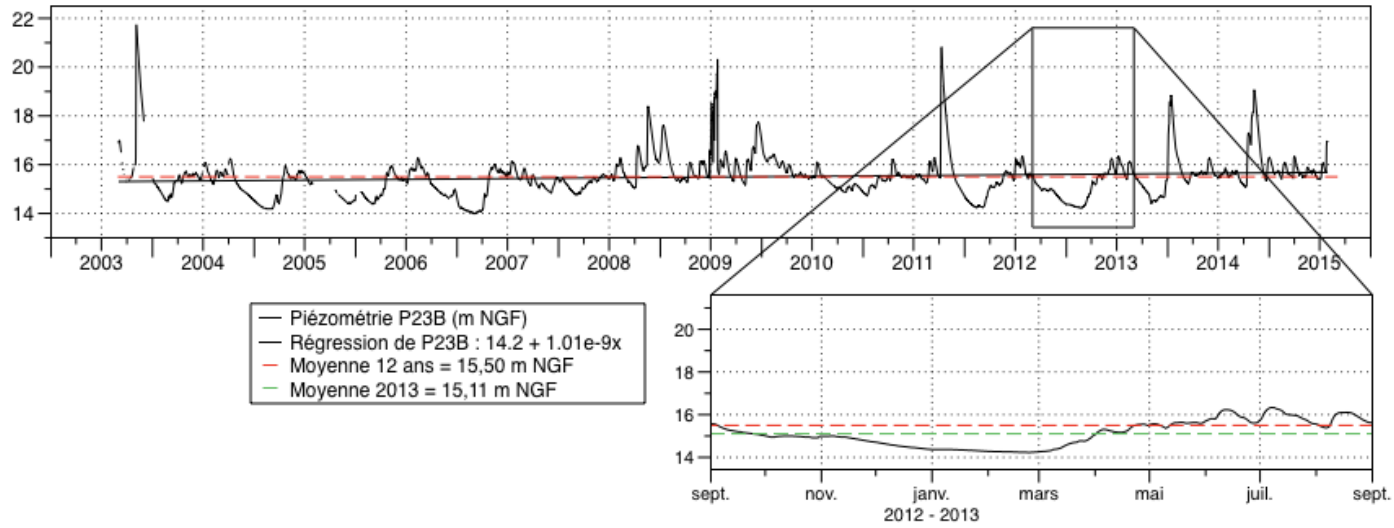
Qu'ils présentent des signaux plus ou moins influencés par l'irrigation (Figure 43), ces 6 piézomètres BRGM analysés sont tous d'une grande stabilité à long terme, caractérisée par de faibles pentes de régressions du comportement interannuel. Bien répartis d'amont à l'aval de la nappe (Figure 44), ces piézomètres montrent que ces hauteurs d'eau moyennes de long terme peuvent être considérées comme caractéristiques d'un régime permanent. Une comparaison entre les moyennes interannuelles et celles de l'année hydrologique 2013 (septembre à septembre) a été réalisée sur ces puits du BRGM présentant des signaux proches du régime permanent. Ceci permet de déterminer si l'année hydrologique de 2013 est proche du régime permanent, et donc s'il est possible d'utiliser également les piézomètres du SYMCRAU, mis en place depuis seulement 2012-2013, comme variable de contrôle d'une modélisation en régime permanent.

Piézomètres		P18B	P29B	P19T	P23B	P42B	94F
H moyen (m NGF)	12 ans	54.37	16.38	44.66	15.50	28.89	1.10 (6 ans)
	année 2013	54.12	16.09	44.50	15.11	28.65	1.09
Delta $H_{12ans-2013}$ moyen (m NGF)		-0.25	-0.29	-0.16	-0.40	-0.25	-0.01
Delta H *vs* épaisseur mouillée (%)		4.6	3.2	21.2	7.8	1.5	0.1

Tableau 14 : Comparaison des moyennes piézométrique à long terme avec l'année 2013

Le Tableau 14 montre que les différences entre les moyennes à long terme (12 ou 6 ans) et celles de l'année hydrologique 2013 restent de l'ordre décimétrique, inférieures à 40 cm. Nous calculons également ces différences reportées à l'épaisseur mouillée moyenne de chaque puits, déterminée avec la charge moyenne à long terme et la cote du substratum (Roure et al., 2004). A l'exception de P19T, ces variations de charge entre les moyennes à long terme et les valeurs de l'année 2013 restent inférieures à 10% de l'épaisseur mouillée moyenne. P19T est situé très proche de l'étang d'Entressen et présente seulement 0,76 m d'épaisseur mouillée moyenne selon la carte du substratum ce qui explique la valeur si élevée de différence de hauteur d'eau rapportée à l'épaisseur mouillée. Ce dernier est tout de même pris en compte comme point de contrôle du modèle, mais avec une réserve quant à la qualité de reproduction de sa piézométrie puisque cette zone présente une géométrie locale complexe.





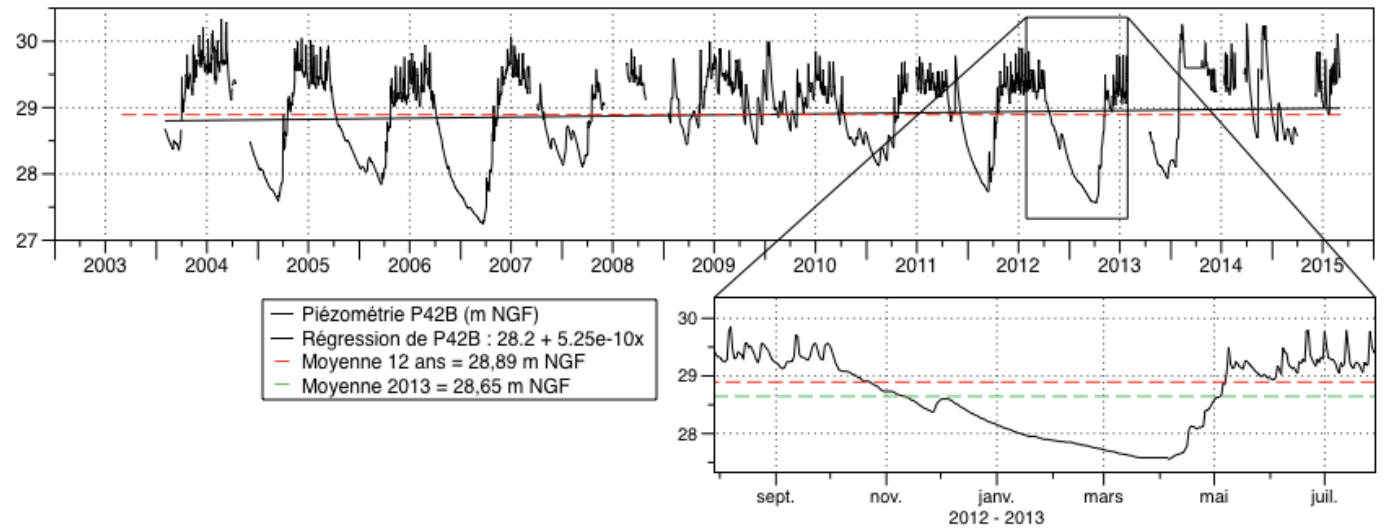


Figure 43 : Exemples d'analyses des chroniques piézométriques à long terme des piézomètres du BRGM

Localisation des points sur la **Figure 44**

La plage temporelle de la moyenne 2013 de P42B est décalée pour éviter l'absence de donnée d'Aout/Septembre 2013

L'année 2013 présente ainsi des niveaux piézométriques globalement plus bas d'une vingtaine de centimètre que la moyenne à long terme au niveau des piézomètres de contrôle. Ces résultats montrent que la piézométrie moyenne de l'année hydrologique 2013 peut être considérée comme proche de celle du régime permanent interannuel. En conséquence, 17 autres piézomètres du SYMCRAU qui possèdent des chroniques remontant jusqu'à Septembre 2012 peuvent être considérés dans le calage du modèle en régime permanent. Leurs hauteurs piézométriques moyennes de l'année hydrologique 2013 (Tableau 15) ont été ajoutées à celles des 6 puits du BRGM aboutissant à un total de 23 points de contrôle (Figure 44) utilisables pour la calibration du modèle en régime permanent. La répartition de ces points est plutôt satisfaisante, excepté pour quelques zones au nord qui risquent de poser des problèmes de calibration.

Piézomètre	H moyen 2013 (m NGF)
Pz17	4.37
Pz15	15.14
Pz18	4.74
Quant4	42.95
Quant2	57.17
Pz1	69.90
Pz16	66.33
Pz11	5.44
Pz9	11.97

Piézomètre	H moyen 2013 (m NGF)
Quant7	27.58
Pz10	1.53
Pz13	12.71
Pz19	7.59
Pz8	20.97
Pz14	25.18
Pz3	33.14
Pz5	55.96

Tableau 15 : Hauteurs piézométriques moyennes de l'année hydrologique 2013 sur les points de contrôle du SYMCRAU

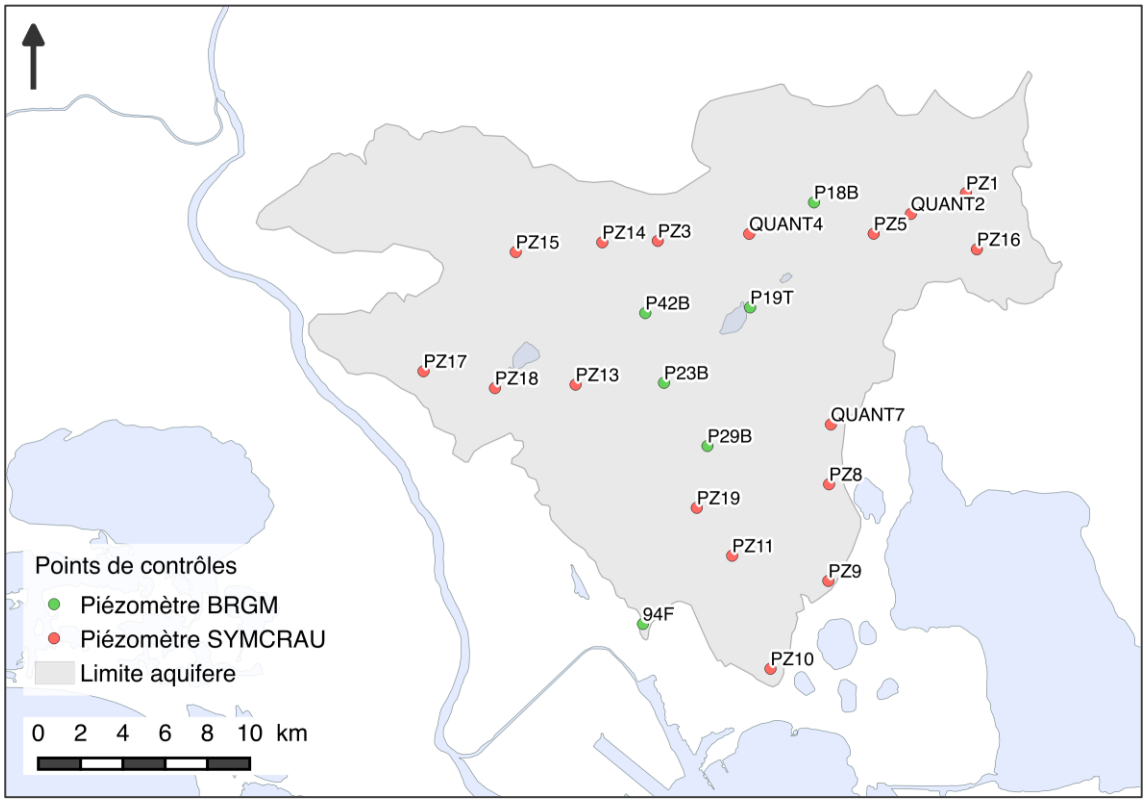


Figure 44 : Répartition des points de contrôle utilisés pour la calibration du modèle en régime permanent du système aquifère de la Crau

5.2.2. MODELE GEOMETRIQUE DE LA PLAINE DE LA CRAU

Cette partie présente le nouveau modèle géométrique à partir duquel seront réalisées les modélisations de l'hydro-système de la plaine de la Crau.

5.2.2.1. UNE GEOMETRIE REALISTE DE L'HYDRO-SYSTEME DE LA CRAU

Les données utilisées sont issues des logs stratigraphiques de la Banque du Sous-Sol (BSS) du BRGM. 2711 points de la BSS ont été étudiés, ainsi que 1895 points de la BSS « Eau ». La répartition spatiale de ces 4606 points est représentée sur la Figure 45.

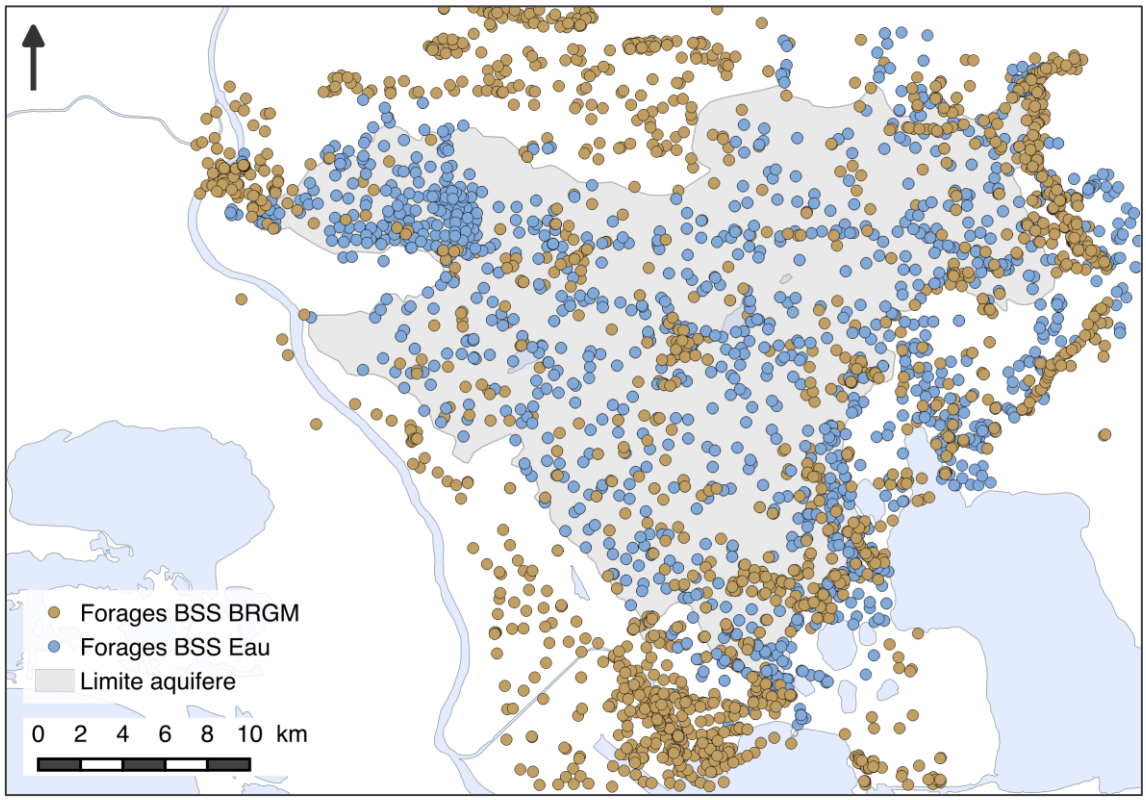


Figure 45 : Carte localisant les logs stratigraphiques utilisés pour définir la nouvelle géométrie de l'hydro-système Craven

De plus, une digitalisation des affleurements à partir des cartes géologiques du BRGM (Colomb et al., 1977; L'Homer, 1975; L'Homer et al., 1987) a été réalisée afin de prendre en compte, dans la base de données, les absences locales d'horizons géologiques tels que les cailloutis.

Tout comme pour la création des nouvelles cartes piézométriques présentées précédemment, le logiciel « R » a été utilisé avec le package « Gstat » (Pebesma and Wesseling, 1998) pour réaliser les interpolations par krigeage de la géométrie de l'hydro-système de la Crau proposé. Les étapes suivies pour la création des cartes interpolées de chaque couche stratigraphique sont les mêmes que celles présentées pour la création des cartes piézométriques actualisées (Partie 5.2.1.1). Toutefois, le choix a été fait d'interpoler les épaisseurs des couches et non les altitudes des surfaces géologiques. Cela permet d'éviter les problèmes d'intersection entre les couches du modèle, créés par les biais d'interpolation des

altitudes. Les surfaces géologiques sont obtenues en soustrayant les épaisseurs interpolées à la topographie données par le modèle numérique de terrain (MNT ; GO-13, 2009)

Enfin, nous avons également ajouté localement aux données interpolées, quelques logs stratigraphiques dont l'épaisseur de la couche d'intérêt est incomplète (fond du forage s'interrompant avant le mur ; Figure 46). Ces données d'épaisseurs incomplètes ont été ajoutées localement uniquement dans les cas où l'interpolation produisait une épaisseur inférieure à celle donnée par un log incomplet. Cela permet d'obtenir des interpolations plus robustes en utilisant le maximum de données disponibles, et surtout de contraindre à minima la géométrie des couches considérées. Ceci constitue une approche similaire à celle suivie par le BRGM pour la mise en place de leur version du substratum des cailloutis (Roure et al., 2004).

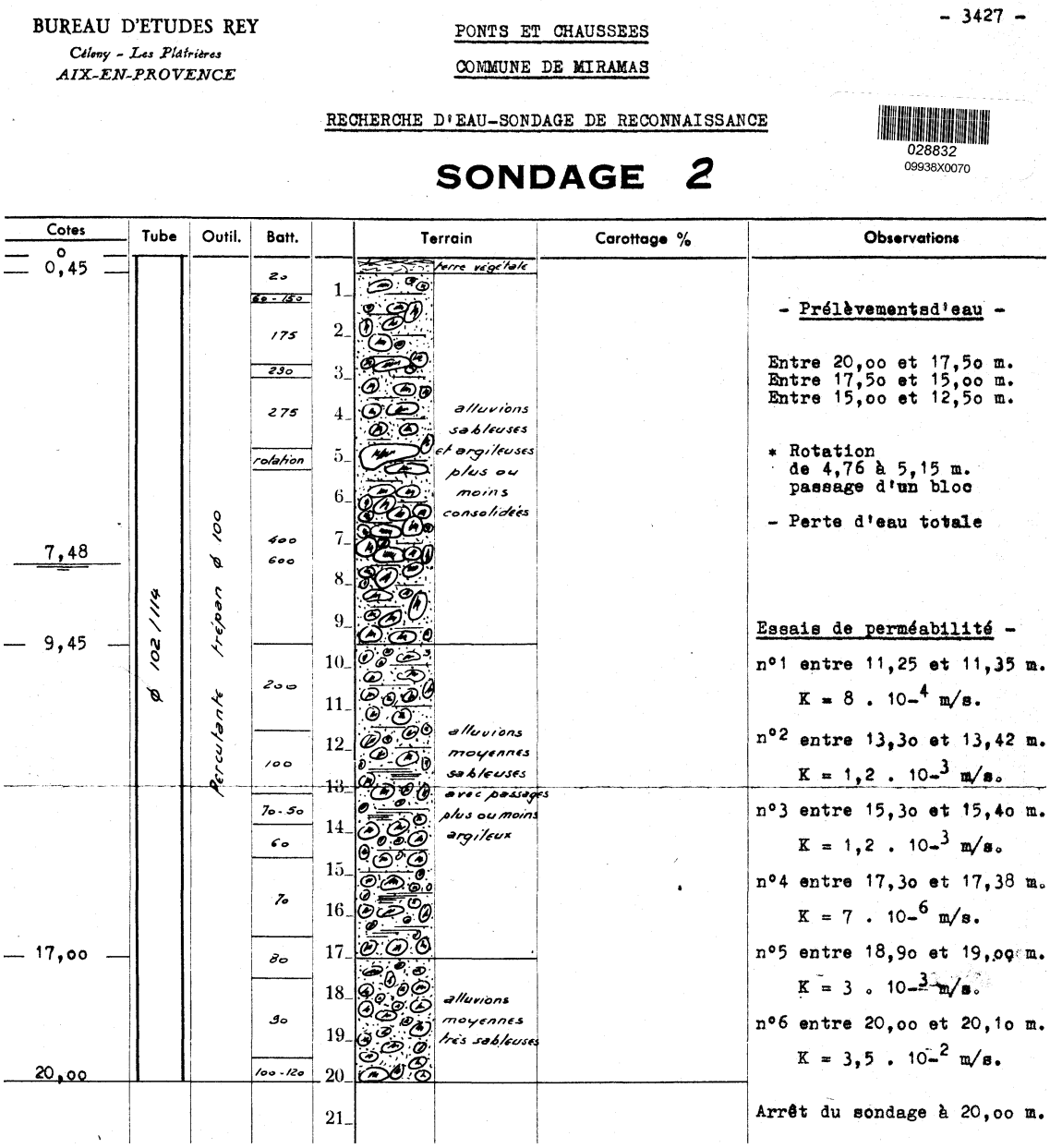


Figure 46 : Exemple de log stratigraphique présentant une épaisseur probablement incomplète des cailloutis mais supérieure aux points de donnée environnant (10 m maximum)

5.2.2.1.1. HOLOCENE

1265 forages ont révélé des informations sur les épaisseurs de cet horizon de surface principalement constitué d'éléments détritiques remaniés, ou de limons transportés par les eaux des canaux et déposés sur les zones de prairies irriguées.

Ces données d'épaisseurs de dépôts holocènes (Figure 47) sont utilisées pour l'interpolation de cette couche. La carte d'isopaques résultante et le semi-variogramme associé sont présentés sur la Figure 48. Nous pouvons observer des épaisseurs de sol plus importantes à l'ouest, créées par les dépôts du Rhône, et une zone proche de Miramas (à l'est) qui est formée par des remblais.

5.2.2.1.2. PLIO-QUATERNAIRE (CAILLOUTIS)

Le matériel alluvial de la nappe des cailloutis de la Crau est constitué de galets très roulés, de dimensions variables (jusqu'à 20 cm de diamètre), le plus souvent aplatis, et comblés par des graviers localement fins et sableux. Ces cailloutis présentent une cimentation carbonatée hétérogène déposée par les eaux interstitielles. Ce poudingue n'empêche en rien l'infiltration des eaux puisqu'en plus d'être présent de manière clairsemée, il est fissuré. Mais ce dernier peut toutefois mettre localement la nappe en charge.

761 forages fournissent des informations sur l'épaisseur de ces dépôts fluviatiles plus ou moins cimentés ayant remplis les trois paléo-chenaux de la Durance. Il a également été ajouté localement 128 points de logs stratigraphiques dont l'épaisseur de la couche est incomplète pour contraindre au mieux les géométries des paléo-chenaux, et ainsi limiter les biais d'interpolation.

Ces données d'épaisseurs de cailloutis plio-quaternaires (Figure 49) sont utilisées pour l'interpolation de cette couche réalisée selon le modèle variographique présenté sur la Figure 50. Ce modèle variographique calculé avec une anisotropie orientée N20° permet d'obtenir une bonne représentation du paléo-chenal de la « Crau de Miramas » qui est reconnu comme étant le plus transmissif (Albinet et al., 1969). La carte d'isopaques résultante est présentée sur la Figure 50.

5.2.2.1.3. PLIOCENE ARGILEUX

705 points de données d'épaisseurs de ces dépôts marins argileux à intercalaires sableux ont été identifiés dans les logs stratigraphiques étudiés (Figure 51). En accord avec la littérature, les épaisseurs non-nulles sont située uniquement dans la partie aval de la plaine de la Crau (Partie 2.1.3.4), correspondant au substratum des cailloutis de la Crau. Comme pour la couche de cailloutis, il a été nécessaire d'ajouter 12 points d'épaisseurs incomplètes pour contraindre au mieux la géométrie de cette couche d'argiles du Pliocène inférieur.

La répartition et la faible quantité de ces points d'épaisseur non-nulle ne conduisent pas clairement à l'identification d'un seuil au niveau du semi-variogramme (Figure 52). Quel que soit l'orientation choisie, la prise en compte, ou non, des valeurs nulles dans le calcul de ce semi-variogramme, l'ajustement d'un modèle variographique est difficile puisque les rares valeurs d'épaisseur prennent trop de poids dans l'échantillon. Nous observons, en effet, une

absence de corrélation entre les paires de point de données ayant des espacements inférieurs à 10 km. Le travail sur les résidus ou l'utilisation d'autres types de modèles variographiques n'améliore pas la corrélation.

Le seuil du modèle variographique a donc été fixé inférieur à la variance de l'échantillon pour éviter l'extrapolation des données. Le modèle utilisé pour l'interpolation de cette couche et la carte d'isopaques résultante sont présentés en Figure 52.

5.2.2.1.4. VINDOBONIEN (TORTONIEN ET HELVETIEN)

439 forages ont révélé des informations sur les épaisseurs de cette couche de dépôts d'âges Tortonien ou Helvétien constituée d'intercalaires de grès tendre glauconieux et de marnes sableuses. Comme pour les précédentes couches, 107 points d'épaisseurs incomplètes ont été localement ajoutés pour améliorer la géométrie de cet horizon. Ces données d'épaisseurs de dépôts vindoboniens (Figure 53) sont utilisées pour l'interpolation de cette couche réalisée selon le modèle variographique présenté dans la Figure 54.

Comme pour la couche de cailloutis plio-quaternaire, on observe une anisotropie des données caractéristique de transgressions marines vers le nord-est de la plaine qui a déposé ces matériaux puis remobilisé ces derniers par l'effet conjoint de l'activité tectonique et de périodes de régression (Partie 2.1.3.3). Ainsi ces dépôts de Miocène supérieurs sont présents de manière hétérogène sur la plaine de la Crau, dans les anciennes dépressions, illustré par la carte d'isopaques résultante présentés Figure 54.

5.2.2.1.5. MIOCENE INFERIEUR (BURDIGALIEN ET AQUITANIEN)

Ces deux âges ont été regroupés en un ensemble appelé « Miocène inférieur » car ces couches profondes sont généralement concordantes (Colomb et al., 1977) et trop peu représentées dans les logs stratigraphiques de la plaine de la Crau. De plus, ces dernières présentent des faciès très similaires, constitués de grès molassiques micacés, avec localement des lentilles de sables, d'argiles et des cailloutis quartzeux à enduits glauconieux.

329 forages ont fournis des informations sur les épaisseurs de cet horizon de Miocène inférieur. Les épaisseurs non-nulles étant très peu présentes au sein de la plaine de la Crau, 20 points d'épaisseur incomplète ont été ajoutés aux données, ainsi que 8 points d'épaisseur complète obtenus via des coupes géologique profondes interprétées lors d'une récente campagne de sismique réflexion (Terrier et al., 2008).

Ces données d'épaisseurs de dépôts d'âge Miocène inférieur (Figure 55) sont utilisées pour l'interpolation de cette couche réalisée selon le modèle variographique présenté avec la carte des isopaques résultante sur la Figure 56.

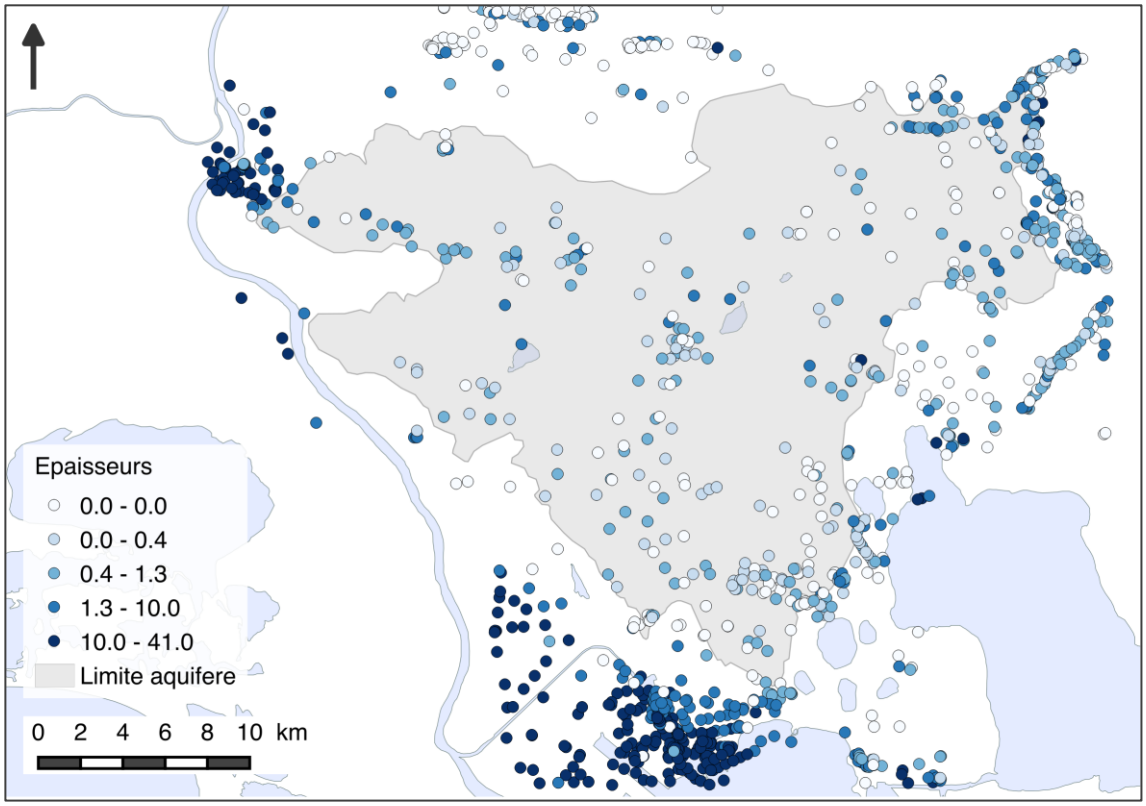


Figure 47 : Carte représentant les épaisseurs d'Holocène extraites de la BSS (BRGM)

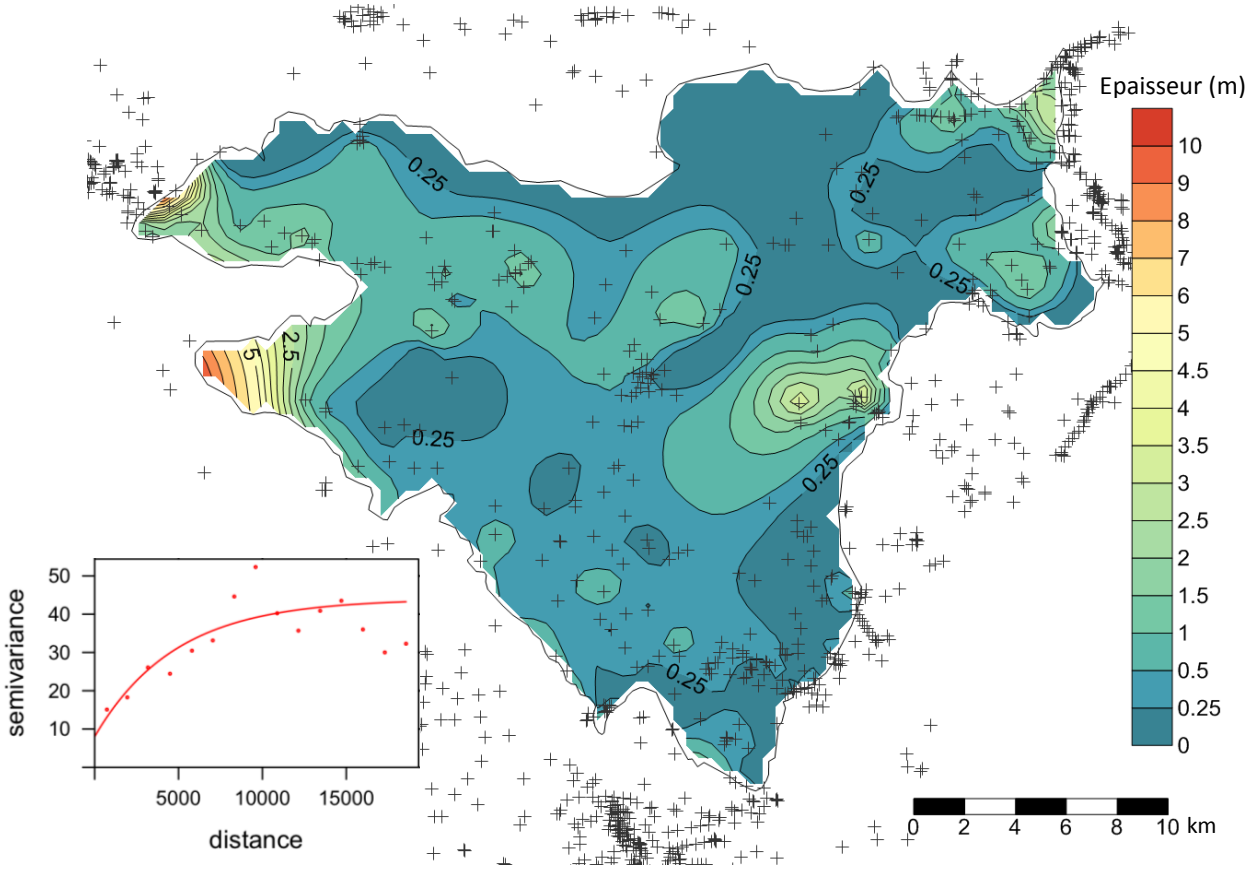


Figure 48 : Carte des épaisseurs d'Holocène interpolées et le variogramme de krigeage associé

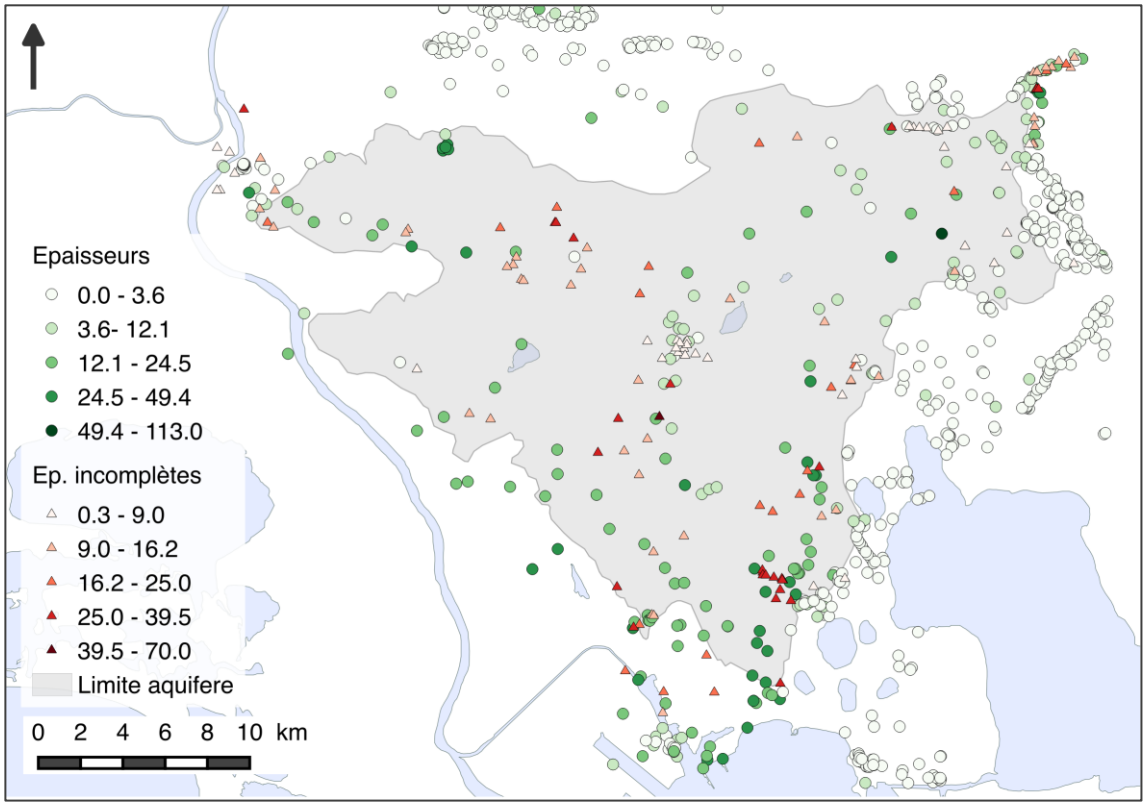


Figure 49 : Carte représentant les épaisseurs de Plio-Quaternaire extraites de la BSS (BRGM)

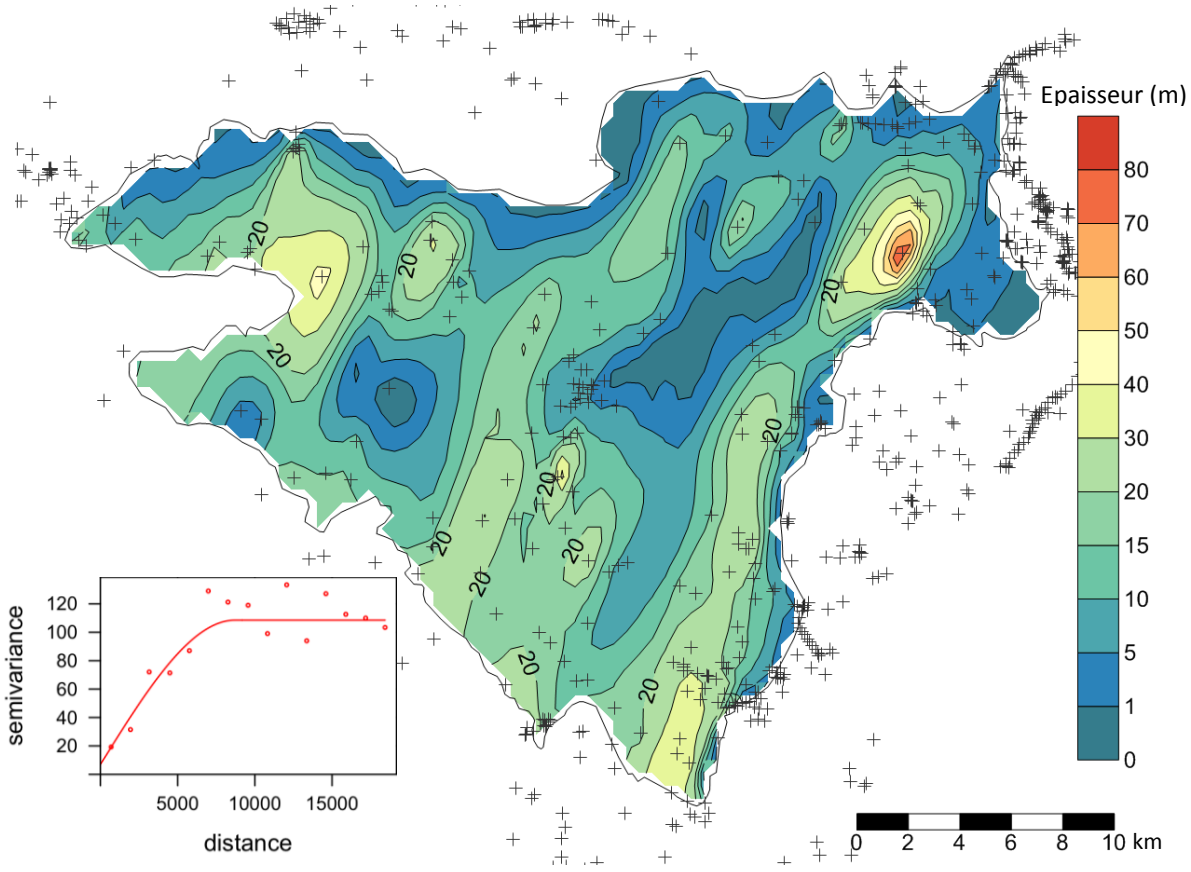


Figure 50 : Carte des épaisseurs de Plio-Quaternaire interpolées et le variogramme de krigeage associé

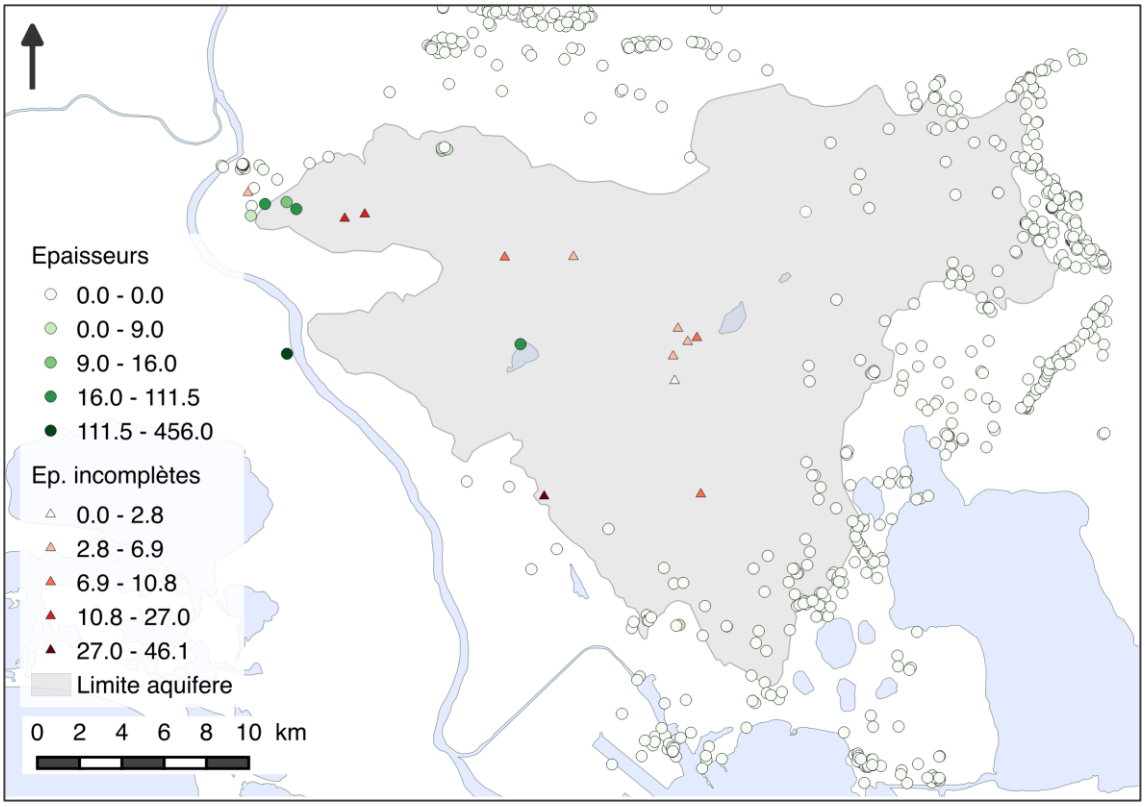


Figure 51 : Carte représentant les épaisseurs de Pliocène argileux extraites de la BSS (BRGM)

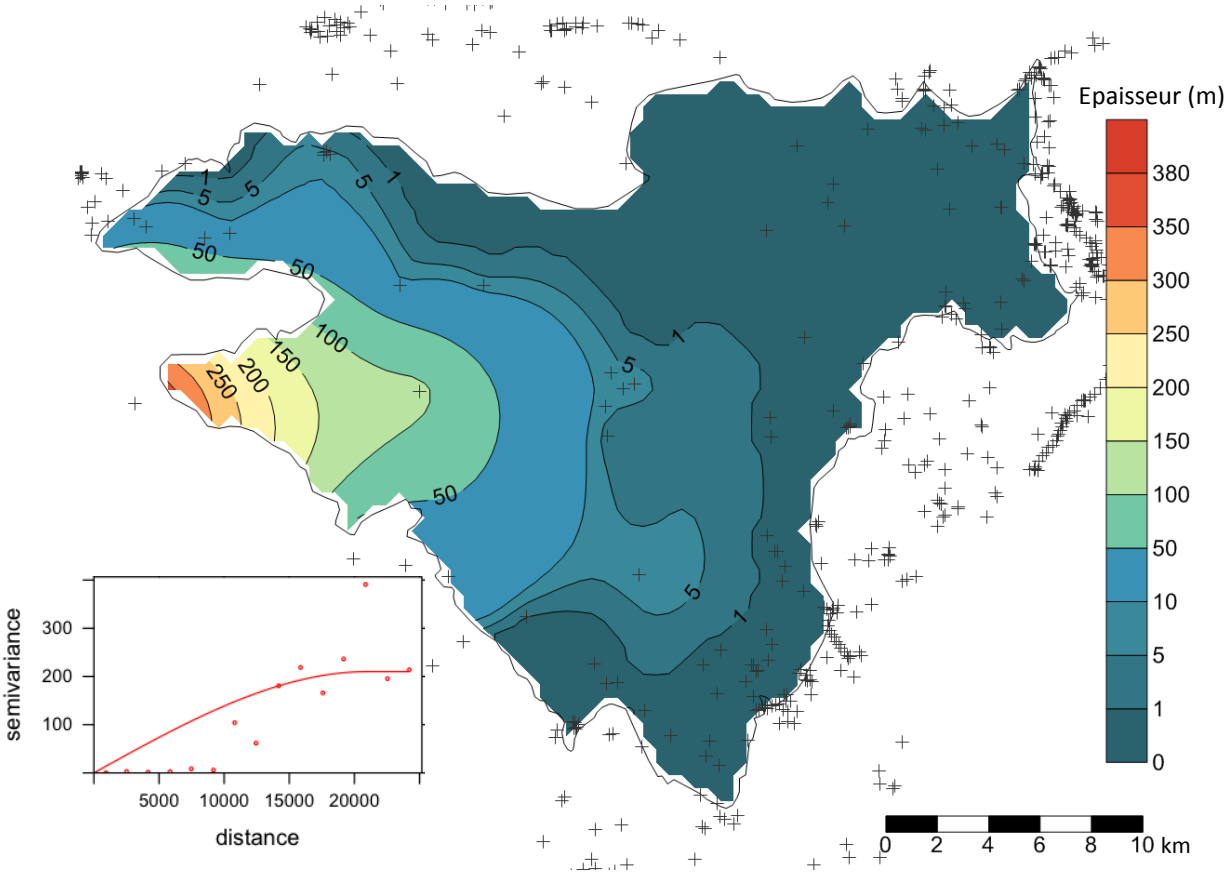


Figure 52 : Carte des épaisseurs de Pliocène argileux interpolées et le variogramme de krigeage associé

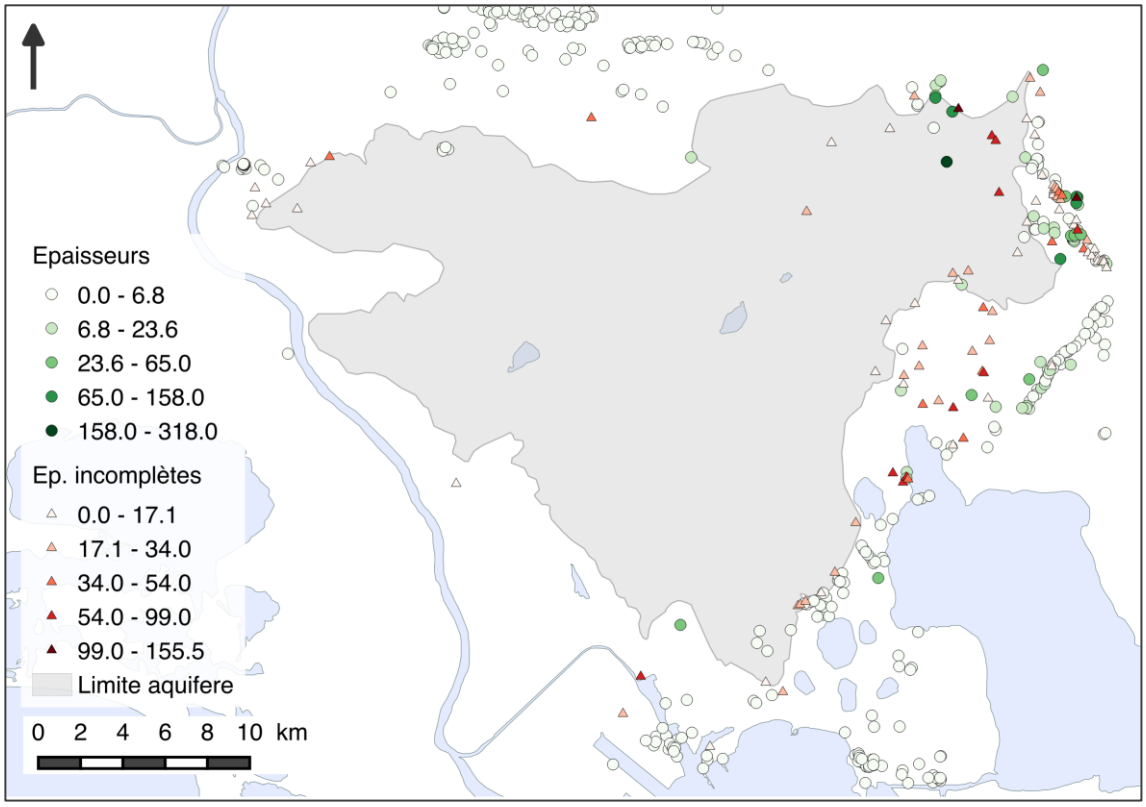


Figure 53 : Carte représentant les épaisseurs de Vindobonien extraites de la BSS (BRGM)

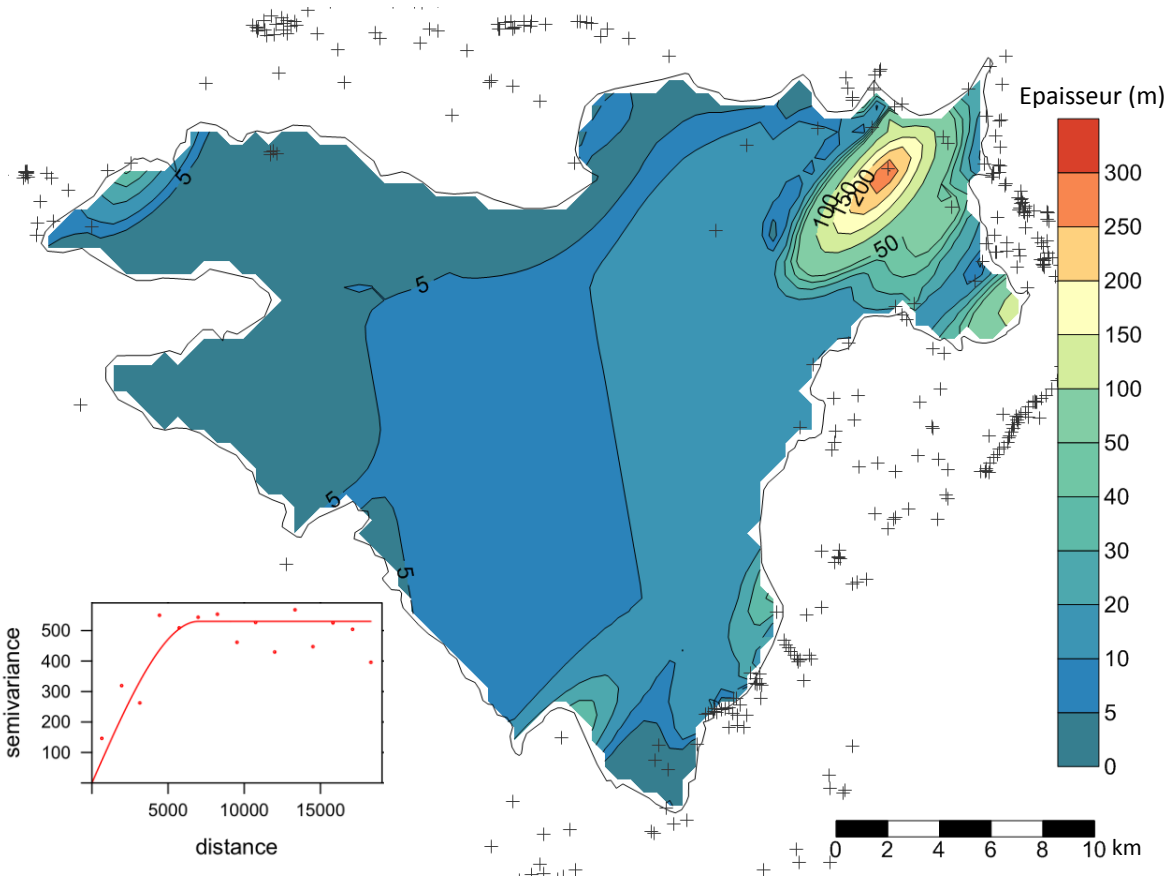


Figure 54 : Carte des épaisseurs de Vindobonien interpolées et le variogramme de krigeage associé

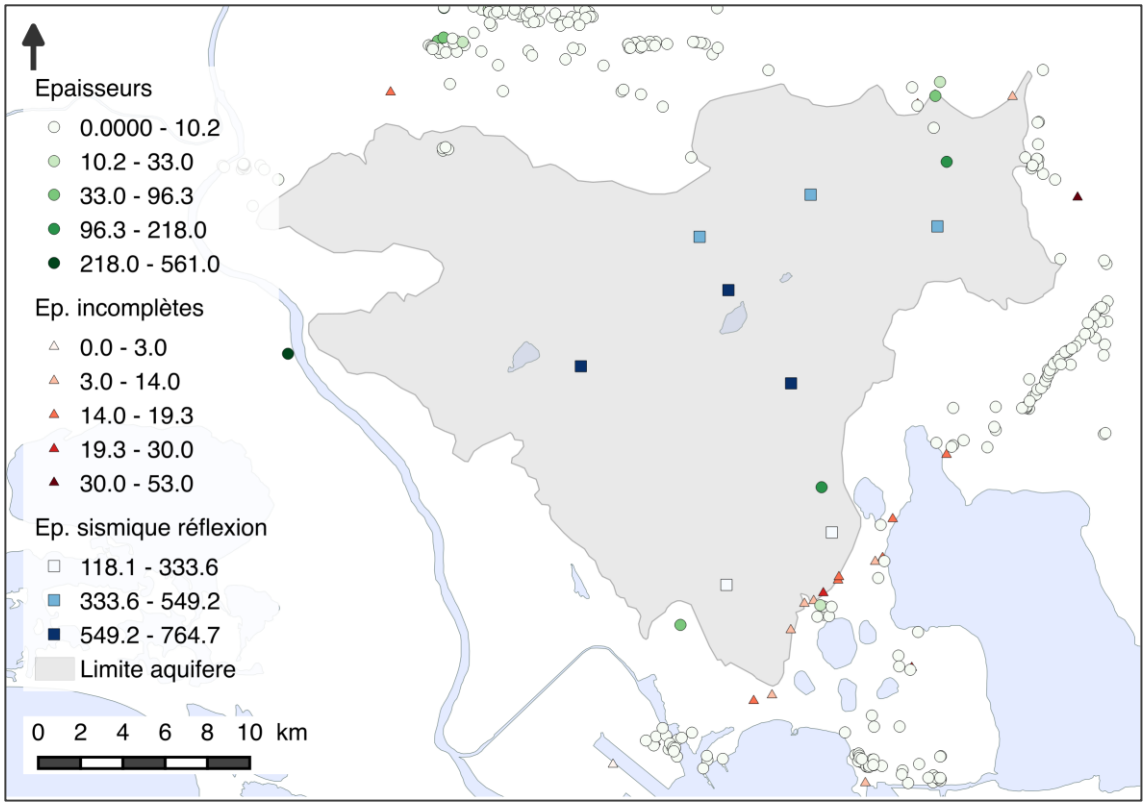


Figure 55 : Carte représentant les épaisseurs de Burdigalien extraites de la BSS (BRGM)

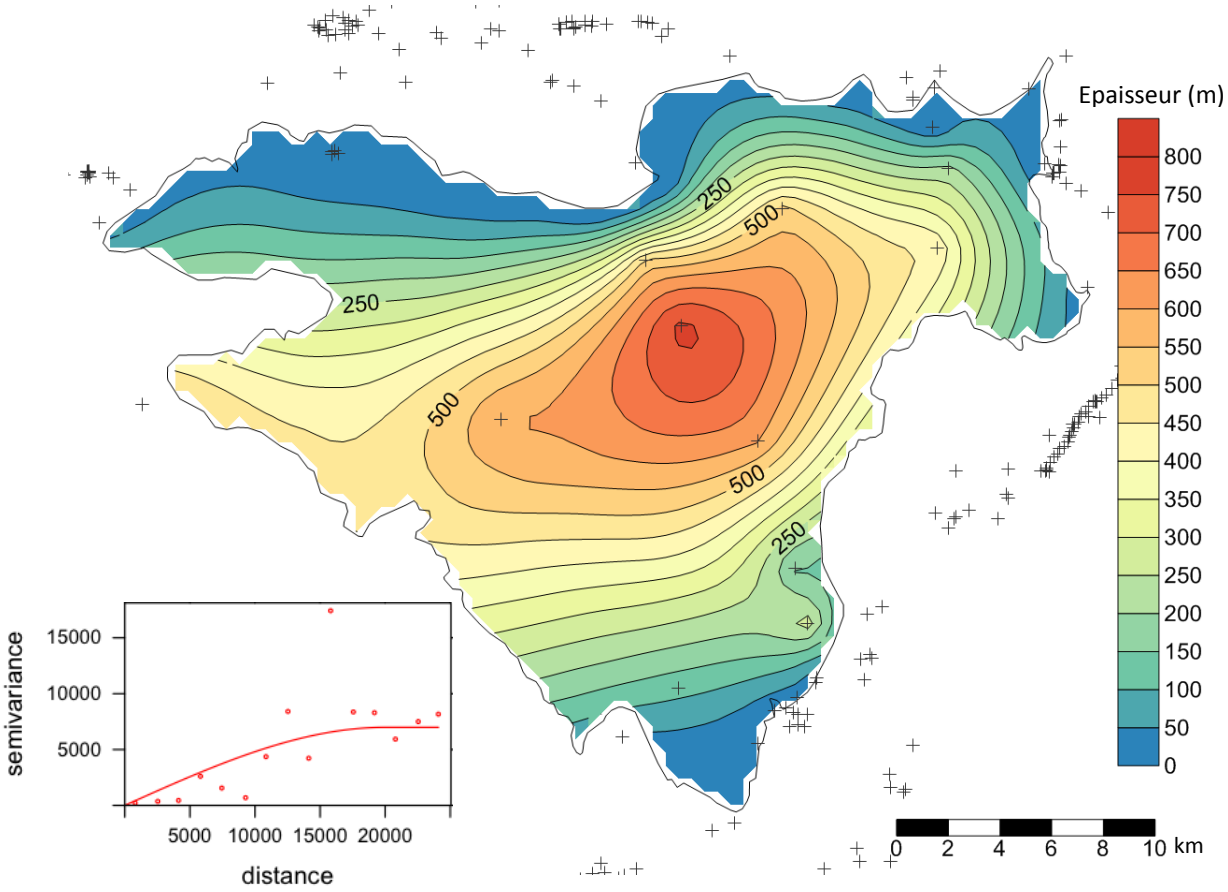


Figure 56 : Carte des épaisseurs de Burdigalien interpolées et le variogramme de krigeage associé

5.2.2.2. DISCUSSION SUR LA GEOMETRIE OBTENUE

Les vues en coupe des horizons géologiques interpolés sont présentées ci-dessous, ainsi que leurs tracés (Figure 57). La nouvelle géométrie est produite par soustraction des épaisseurs interpolées au modèle numérique de terrain (MNT ; GO-13, 2009). Il est ainsi possible de reproduire les altitudes de chacune des surfaces stratigraphiques.

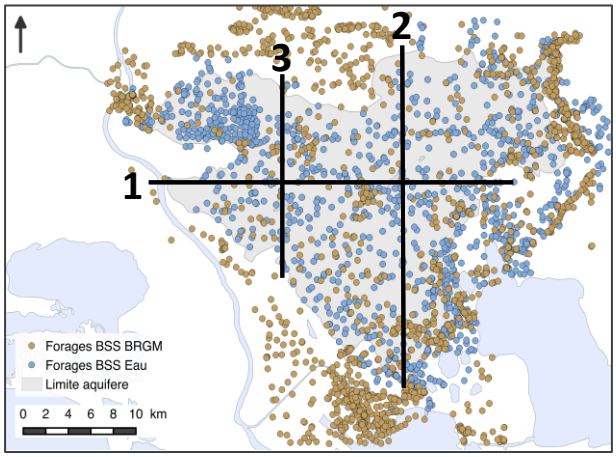


Figure 57 : Carte du tracé des coupes géologiques réalisées à partir des épaisseurs interpolés

Les dépôts de cailloutis illustrés sur la coupe n°1 (Figure 58) offrent une bonne visualisation des trois paléo-chenaux de la Durance. Les coupes n°1 et 3 (Figure 58 et Figure 60) permettent également de confirmer que l'étang des Aulnes, tout comme la moitié aval de la nappe des cailloutis, repose sur une importante épaisseur d'argiles pliocènes (Colomb and Roux, 1986). Comme le montre la carte hydrogéologique de la Crau (Albinet et al., 1969), on retrouve ces dépôts argileux jusqu'au pourtour de l'étang d'Entressen (Figure 59). Ainsi, cet étang ne reposerait pas uniquement sur les dépôts molassiques miocènes comme le mentionnait la littérature (Partie 2.2.3).

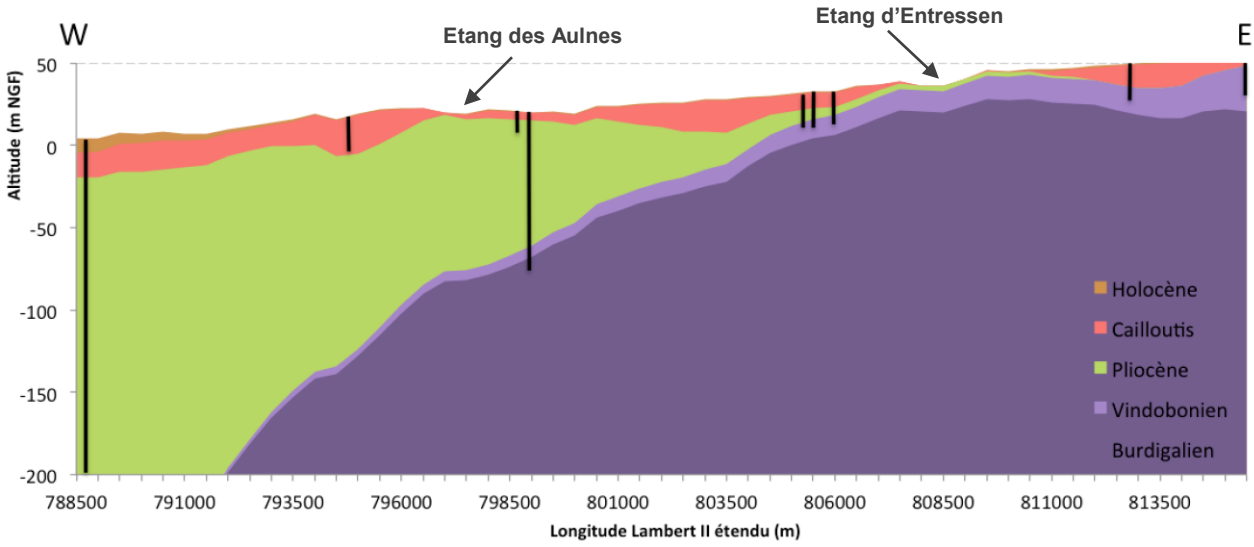


Figure 58 : Coupe géologique n°1 (Est-Ouest)
Les traits noirs représentent la profondeur de quelques forages proches du trait de coupe

La coupe n°1 montre également la flexuration des dépôts anté-pliocènes lié au relâchement de l'activité tectonique au début de l'Oligocène qui a créé une topographie en vallée incisée (Partie 2.1.3.2).

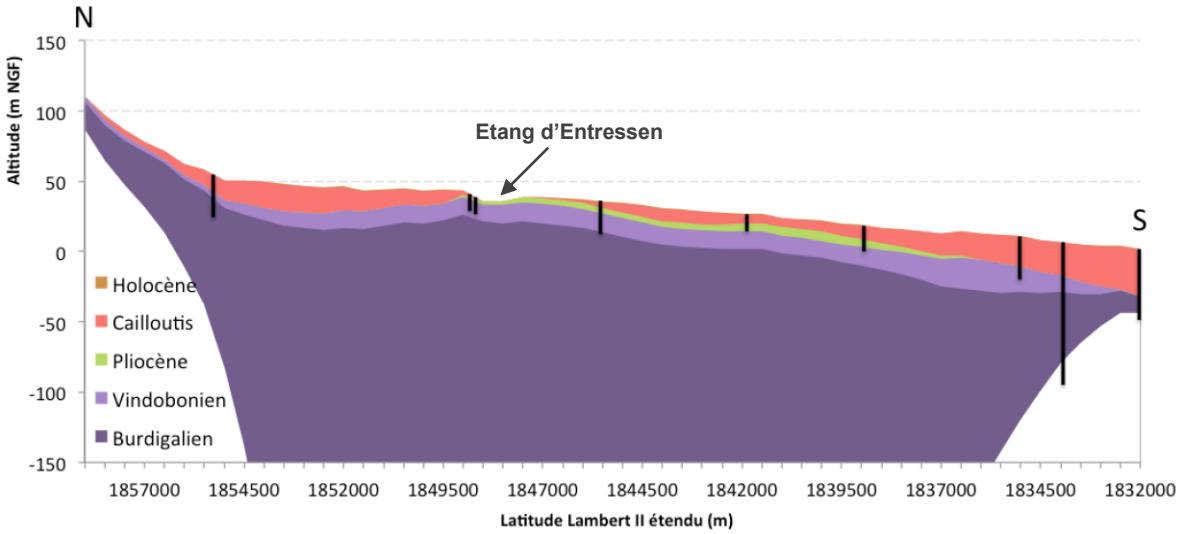


Figure 59 : Coupe géologique n°2 (Nord-Sud)
Les traits noirs représentent la profondeur de quelques forages proches du trait de coupe

La coupe n°3 (Figure 60) peut être directement comparée avec celle réalisée par Colomb and Roux (1986) puisqu'elles sont localisées à la même position (Figure 15 et Figure 18). Nous observons alors de fortes similitudes de l'agencement des strates des deux coupes.

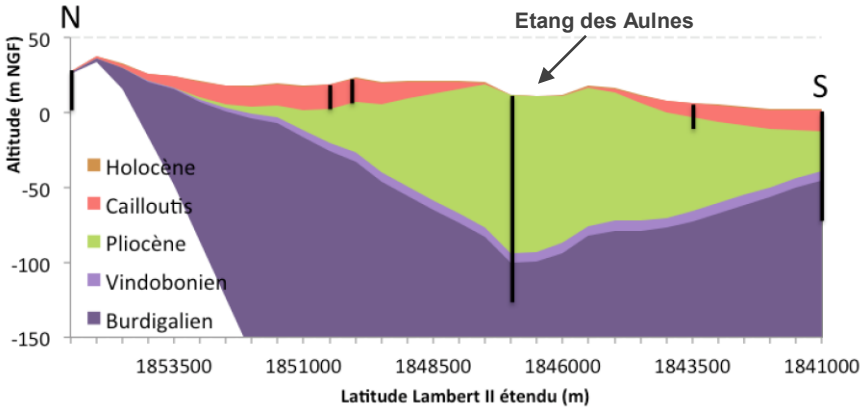


Figure 60 : Coupe géologique n°3 (Nord-Sud)
Les traits noirs représentent la profondeur de quelques forages proches du trait de coupe

5.2.2.3. IMPLICATION HYDROGEOLOGIQUE DE L'ANALYSE GEOMETRIQUE

La nappe des cailloutis de la Crau est une ressource patrimoniale étudiée et exploitée depuis plus d'un siècle. De par la bonne productivité de cette nappe superficielle, les études ne se sont pas intéressées aux eaux des matériaux plus anciens et profonds. Pourtant, il existe bien des masses d'eau sur le pourtour de la nappe de la Crau dans les bancs molassiques miocènes, qui forment, comme dans les secteurs tabulaires de Vernègues (Figure 9 ; Partie 2.1.1), de petites nappes qui alimentent des sources de faible débit (Partie 2.2).

A l'intérieur du domaine de la plaine de la Crau, on retrouve d'autres indications d'un caractère aquifère des horizons miocènes :

Plusieurs agriculteurs du nord de la Crau possèdent des forages profonds utilisés pour l'irrigation de quelques parcelles ainsi que leur alimentation domestique. Aucun document n'a pu être fournis par les foreurs, mais ces forages atteignent parfois plus de 100 m de profondeur, et prélèvent donc dans des horizons sous-jacents aux cailloutis.

Dans la région de Salon-de-Provence, des zones plissées localisés dans les molasses calcaires miocènes sont exploitées par des puits (BRGM, 1971). Plus récemment, le forage de Fontecrau (ouest de Salon-de-Provence), crépiné uniquement au niveau des horizons miocènes, a été mis en place pour la production d'eau en bouteille (Campredon, 2016). Il existe également une source (Mary-Rose à Grans) qui est exploitée depuis longtemps et ressort au niveau de matériaux miocènes. Il est donc indéniable que les eaux souterraines de la plaine de la Crau sont en partie drainées à travers les molasses miocènes, avec un débit non négligeable. Dans le secteur nord-est de la Crau, l'absence du pliocène argileux implique l'existence d'un contact hydraulique direct entre les cailloutis quaternaires et la molasse miocène.

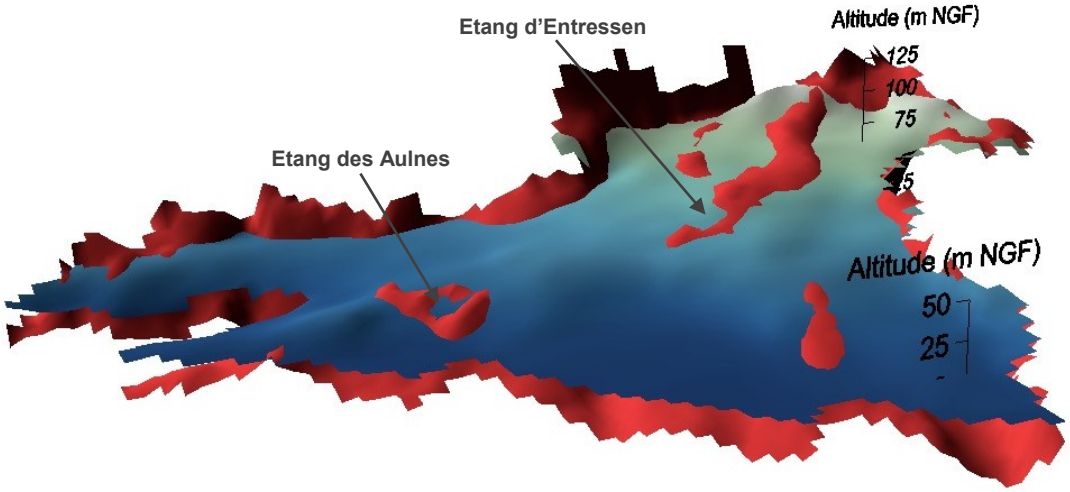


Figure 61 : Surface piézométrique (bleu) extraite de la carte hydrogéologique de 1967 (Albinet et al., 1969) par rapport au mur de la couche de cailloutis plio-quaternaire interpolée dans cette étude (rouge)
Exagération verticale x50

Le réseau de suivis piézométrique de la Crau semble également confirmer la présence de niveaux d'eau dans la molasse calcaire miocène. Par exemple, le piézomètre Pz5 (Réf. BRGM : 09938X0184 ; Figure 22), situé au nord-est de la Crau, proche du domaine du Merle, présente des hauteurs d'eau variant entre 54 et 60 m NGF alors que localement, le toit de la

couche miocène est présent à 60 m NGF selon la dernière version du substratum publié par le BRGM (Roure et al., 2004). De plus, selon la piézométrie fournie par la carte hydrogéologique du BRGM (Albinet et al., 1969), et la version de la carte du substratum du BRGM, 18% de la nappe de la Crau présenterait des niveaux piézométriques qui seraient situés dans des formations autres que les cailloutis (Figure 61). Il en va de même avec la nouvelle version du substratum des cailloutis (détaillée ci-dessus) et la nouvelle carte piézométrique (octobre 2013 ; Figure 40) tracée pour cette thèse, près de 20% de la surface piézométrique présente des niveaux inférieurs au mur des cailloutis.

Enfin, en utilisant la géométrie présentée ici, la Figure 62 permet d'observer dans quelles formations géologiques se situe la piézométrique interpolée (octobre 2013 ; Figure 40).

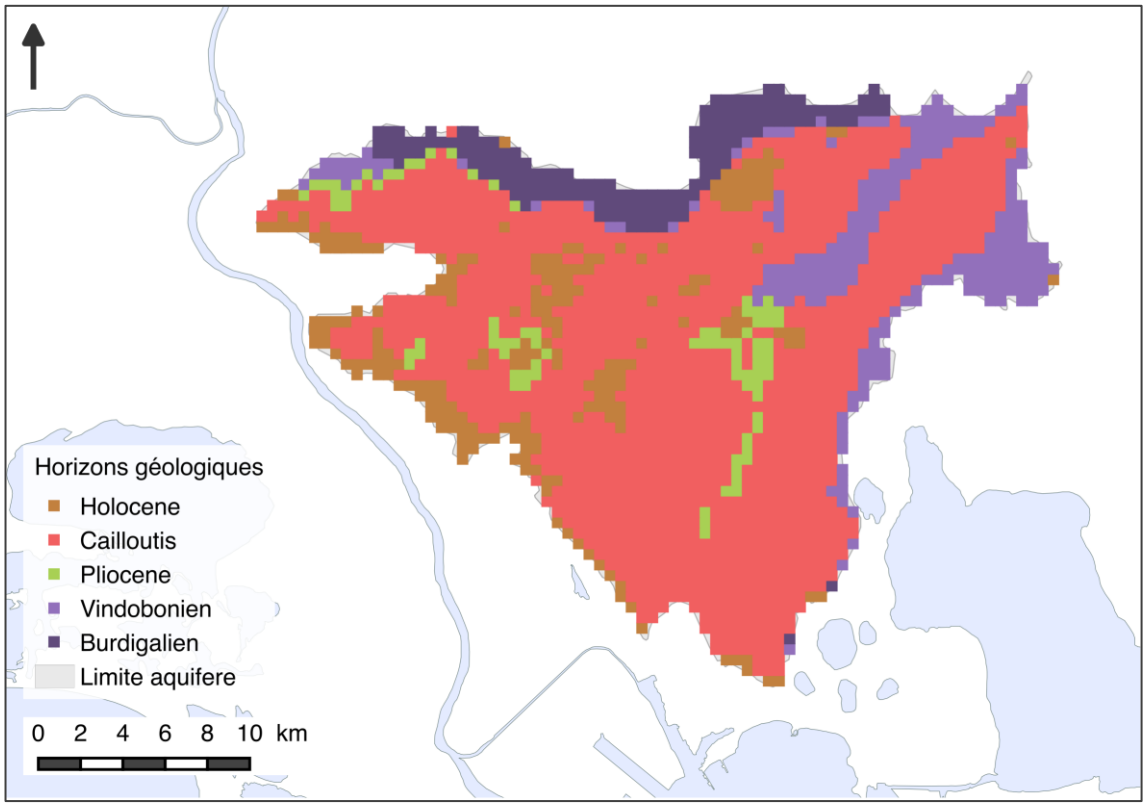


Figure 62 : Horizons géologiques dans lesquels se situe la piézométrie d'octobre 2013 en fonction du nouveau modèle géométrique interpollé

D'après les Figure 58 et Figure 59, aucune séparation hydraulique entre les cailloutis et le Miocène n'est observée dans la partie nord-est de la plaine de la Crau. Dans ce secteur se trouve une seule nappe de la Crau dont la surface piézométrique est tantôt dans les cailloutis, tantôt dans le miocène (Figure 62). Vers le sud-ouest, l'épaississement des argiles pliocènes (à lentilles sableuses) conduit au confinement du Miocène et à la présence de deux nappes : celle superficielle des cailloutis (classiquement appelée nappe de la Crau), et celle plus profonde du Miocène, tout comme l'avait remarqué très tôt Albinet et al. (1969) : *« [...] le substratum profond de la plaine de la Crau serait alors constitué des calcaires crétacés »*. Il apparaît donc pertinent de construire un modèle hydrogéologique bicouche (Figure 67) respectant ces observations hydrogéologiques.

5.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME PERMANENT

Cette partie présente l'implémentation des données présentées précédemment, les étapes de calibration, et les résultats du modèle hydrogéologique du système aquifère de la Crau en régime permanent réalisé avec le logiciel PMWIN (MODFLOW-96), développé par l'US Geological Survey. Celui-ci a l'avantage d'être léger et exploitable hors de l'interface utilisateur, ce qui permet d'automatiser des calculs répétitifs (à l'aide du langage Python par exemple) ; de plus, étant libre de droits dans cette version, il offre donc la possibilité de transmettre le modèle aux gestionnaires de la nappe. L'équation résolue en différences finies par MODFLOW (Chiang and Kinzelbach, 1998), pour simuler les écoulements d'eaux souterraines dans un aquifère confiné, est la suivante :

$$\frac{\partial}{\partial x}\left[T_{xx}\frac{\partial h}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[T_{yy}\frac{\partial}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[T_{zz}\frac{\partial}{\partial z}\right]+W=S\frac{\partial h}{\partial t}$$

avec T_{xx}, T_{yy}, et T_{zz}, les transmissivités le long des axes de coordonnées x, y, et z [$L^2.T^{-1}$], h, le potentiel hydraulique [L], W, le flux volumétrique représentant les apports (positif) ou exports (négatif) d'eau au niveau de la maille [T^{-1}], S, le coefficient d'emmagasinement du matériel poreux [L^{-1}], et t le temps [T]. Notons que la porosité de drainage S_y est utilisée à la place du coefficient d'emmagasinement S pour le calcul des écoulements dans les parties libres du système aquifère.

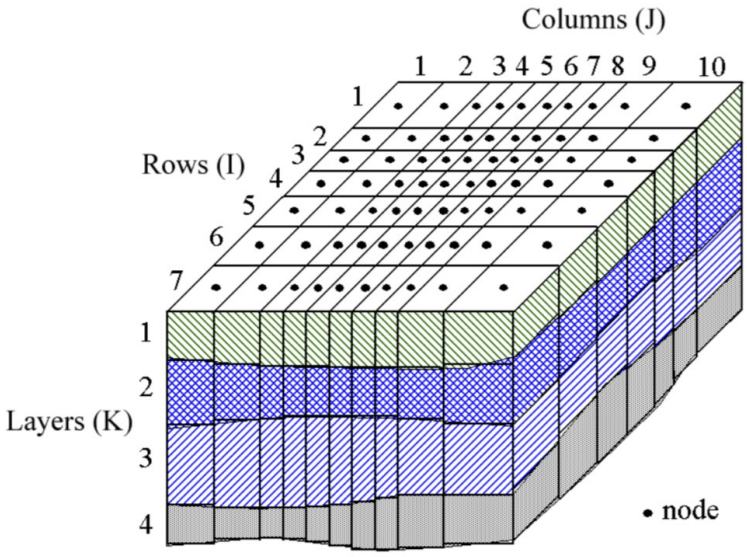


Figure 63 : Discrétisation spatiale d'un système aquifère dans MODFLOW et indices des mailles de calcul (Chiang and Kinzelbach, 1998)

Depuis son développement dans les années 1980, ce code a subi quatre mises à jour majeures qui ont apporté des améliorations et modules supplémentaires tels que les lacs, les intrusions salines, la zone non-saturée, ou encore de nouvelles méthodes de discrétisation. Toutefois, le cœur du programme, n'ayant pas changé depuis sa création, est maintenant considéré comme un incontournable pour la simulation des aquifères que ce soit pour la recherche scientifique, la gestion publique, ou le secteur privé.

5.3.1. INTRODUCTION D'UNE GEOMETRIE BICOUCHE

Nous avons vu (Partie 5.2.2.3) qu'il était essentiel de prendre en compte les couches miocènes profondes potentiellement aquifères dans la modélisation de l'hydro-système Craven. L'absence d'informations de perméabilités mesurées, et la présence de niveaux aquifères observés à la fois dans les horizons tortoniens, helvétiens et burdigaliens nous conduit à regrouper ces horizons dans une seconde couche de la conceptualisation géométrique du modèle. Par soucis de simplification, cette deuxième couche du modèle inclut également les argiles du Pliocène (présentes sur la moitié sud-ouest du domaine). Son caractère aquitard est pris en compte via des perméabilités verticales différentes des perméabilités horizontales. Les perméabilités de cette couche inférieure sont donc calculées sous forme de perméabilités équivalentes verticales et horizontales. Nous proposons ainsi un modèle géométrique sous forme d'un bicouche :

- Une couche supérieure (couche n°1) regroupant l'horizon de sols holocènes et les cailloutis de Crau. Celle-ci constitue le réservoir de la nappe libre des cailloutis de Crau (Type 1 « Unconfined » dans MODFLOW)
- Une couche sous-jacente (couche n°2) contenant les horizons de Pliocène argileux et de molasse calcaires miocènes réunis. Celle-ci constitue le réservoir miocène semi-confiné du système aquifère de la Crau (Type 2 « Confined/Unconfined – Constant transmissivity » dans MODFLOW). Nous avons choisi d'utiliser des transmissivités constantes (temporellement) car cette couche possède des très importantes épaisseurs et est quasi totalement saturée dans notre conceptualisation.

Un maillage régulier de 500 x 500 m a été choisi, suffisant étant donné la densité des points de paramètres et de géométries. De plus, cette grille permet d'effectuer des simulations rapides, ce qui facilite l'application de méthodes telles que l'inversion stochastique.

5.3.2. CONDITIONS AUX LIMITES

Les conditions à potentiel imposé aux bordures du système aquifère de la Crau présentées dans cette partie ont été fixées en utilisant les charges issues de la carte piézométrique d'octobre 2013 puisque celle-ci a été construite avec des points de contraintes imposés aux limites exutoires (Partie 5.2.1.1).

Les conditions aux limites appliquées à la couche n°1 (nappe libre des cailloutis), présentées sur la Figure 64, respectent les principales entrées et sorties reconnues par la carte piézométrique de 1967 (Albinet et al., 1969) :

- Zone exutoire à potentiel imposé le long de la bordure sud-ouest alimentant les zones de marais des Chanoines et de Meyranne, ainsi que celle des marais du Vigueirat et du Coucou.
- Zone de recharge à potentiel imposé par drainage des massifs calcaires (Lamanon) en amont de la nappe (nord-est). La localisation des quatre pixels correspondant (Figure 64) a été contrainte par les épaisseurs interpolées disponibles des cailloutis (> 0 m).
- N'ayant que très peu d'informations sur la nature des interactions entre les étangs d'Entressen et des Aulnes, et le système aquifère de la Crau, ces derniers ont été fixés comme cellules inactives. En effet, les dépôts argileux sur lesquels reposent ces étangs limitent très probablement les échanges d'eau.

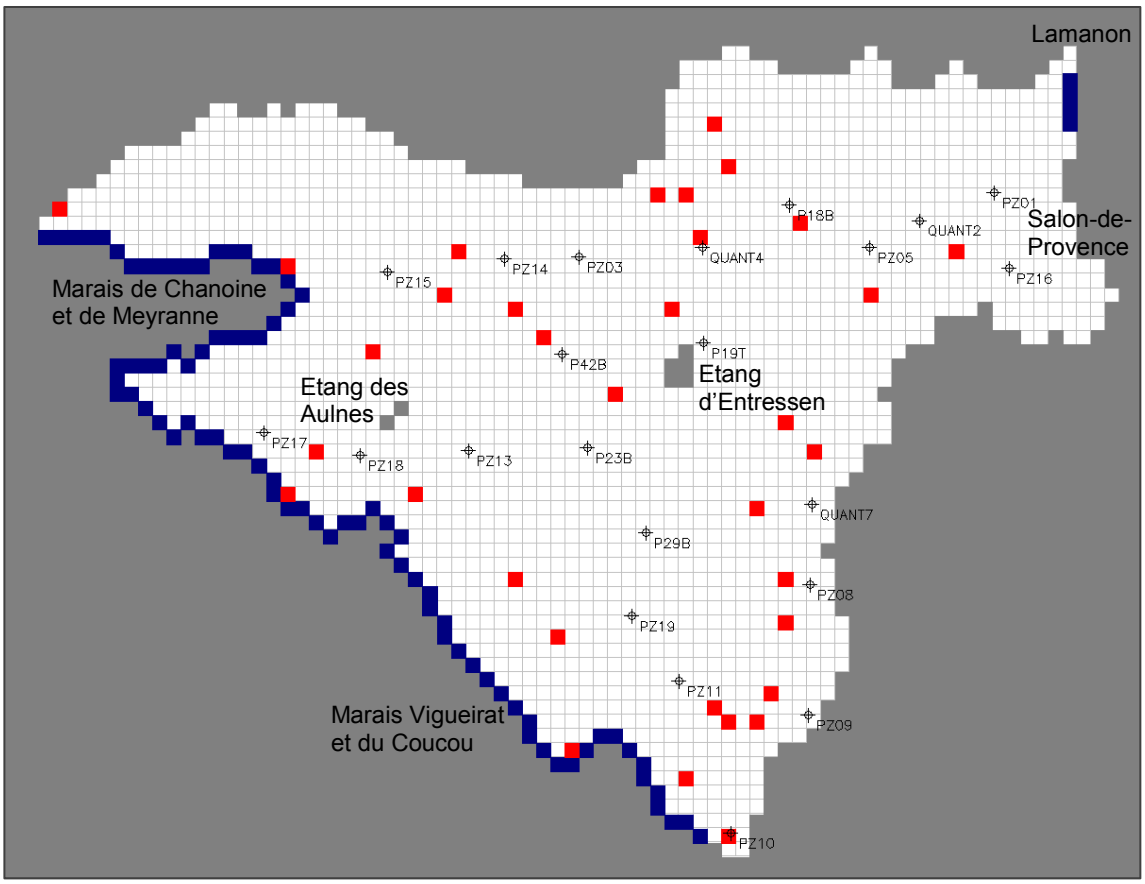


Figure 64 : Conditions aux limites, points de prélèvement, et piézomètres de contrôle de la couche n°1
Cellules inactives : gris ; Potentiel imposé : bleu ; Prélèvements : rouge

En ce qui concerne la couche n°2 (réservoir semi-confiné miocène), des choix de conditions aux limites ont été faits (Figure 65), en fonction des faibles connaissances disponibles sur cette dernière :

- Tout comme la couche n°1, une zone de recharge à potentiel imposé par drainage des massifs calcaires (Lamanon, Salon-de-Provence) en amont de la nappe (nord-est) est considérée. L'extension de cette dernière est plus importante d'après la carte hydrogéologique de 1967 (Albinet et al., 1969).
- Une limite à potentiel imposé est appliquée aux mailles correspondant à la zone de drainage de la nappe des cailloutis à travers le massif miocène, rejoignant le potentiel imposé de la rivière de la Touloubre. Au nord-ouest de cette limite se trouve la source Mary-Rose (en rouge puisque cette source est prélevée) qui correspond également à une maille à potentiel imposée, permet un contrôle de la perméabilité des matériaux miocènes à travers une mesure du débit exutoire. Notons que les deux mailles entre la source et la Touloubre ne sont pas fixées en potentiel imposé puisqu'à cet endroit, la rivière présente une hauteur d'eau inférieure à celle de la source Mary-rose (51 m NGF) localisant le cours de la rivière dans des horizons moins perméables, sous-jacent à la source.
- La zone de drainage vers les massifs calcaires du nord de la plaine de la Crau alimentant les sources de la dépression des Alpilles (zone des marais des Baux et de l'Ilon située au niveau de Mouriès ; Partie 2.2.3) est représentée par une limite à potentiel imposé. Cette limite n'est présente que dans la couche n°2 puisqu'un amincissement des cailloutis est observé aux abords de cette limite. Les eaux de la nappe des cailloutis sont donc drainées à travers les matériaux miocènes comme il est

possible de l'observer au niveau de quelque unes des sources environnantes (Source du Mas Peluque et du Château de Beauregard ; Partie 2.2.3). La source du Mas Peluque est d'ailleurs elle aussi considérée comme un exutoire à potentiel imposé, à l'est d'Arles.

- La condition à appliquer sur la zone exutoire aval de la bordure sud-ouest est plus incertaine. Les eaux peuvent continuer à s'écouler en profondeur, en direction de la mer, suivant les niveaux de miocène reconnus par sismique réflexion (Terrier et al., 2008). Mais, n'ayant aucune information disponible sur les charges hydrauliques ou les flux dans cette partie captive de la nappe miocène, la même limite à potentiel imposé que la couche n°1 est appliquée avec les mêmes charges imposées (proches de 0 m NGF au sud). Ces deux couches sont donc imposées par l'exutoire final commun aux aquifères côtiers : la mer.

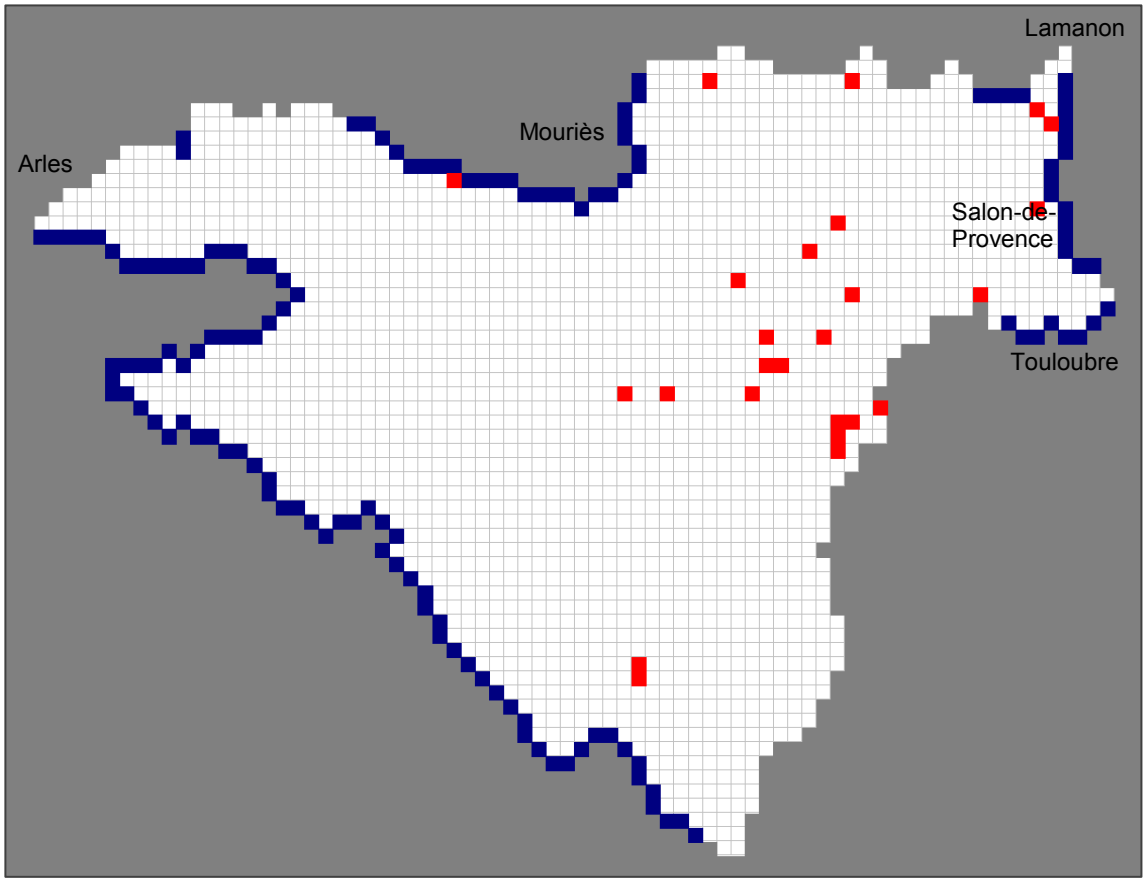


Figure 65 : Conditions aux limites et points de prélèvement de la couche n°2
Cellules inactives : gris ; Potentiel imposé : bleu ; Prélèvements : rouge

5.3.3. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE

5.3.3.1. CHAMPS DE PERMEABILITES

Les perméabilités utilisées dans le modèle pour la couche n°1 (formation des cailloutis) sont celles présentées dans la Partie 2.4.1. Sur les 93 données obtenues, un seul point, situé à l'extrême nord de la plaine de la Crau (à proximité de Mouriès), n'a pas été pris en compte dans le modèle puisque ce dernier présente une perméabilité de 10^{-6} m s^{-1} qui semble trop faible pour correspondre aux cailloutis de la Crau.

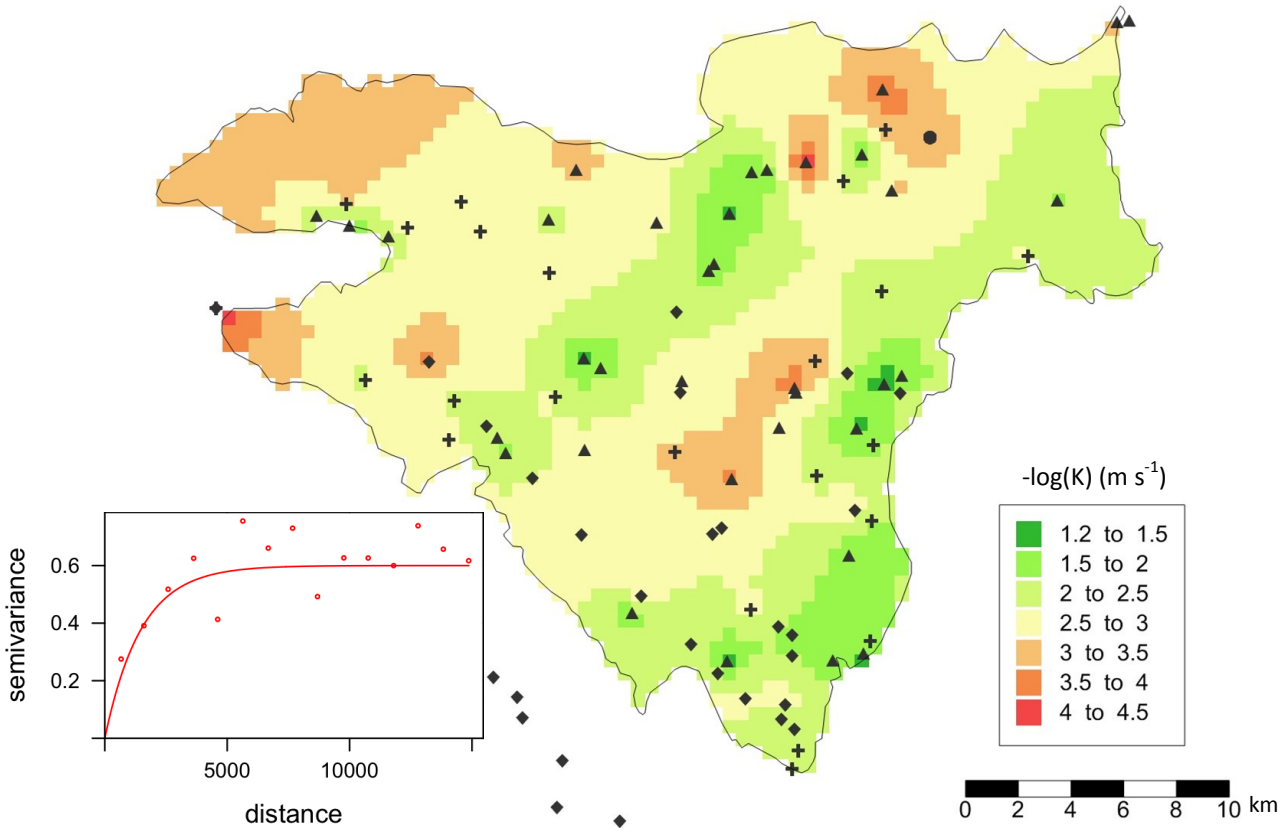


Figure 66 : Carte du logarithme des perméabilités des cailloutis interpolée et son semi-variogramme associé.
Losanges : Mesures in situe ; Croix : Méthode lithologique ; Triangles : Données Porchet (1930)

Nous avons réalisé une interpolation par krigeage de ces données (Figure 66) en suivant le même protocole utilisé pour l'interpolation des cartes piézométriques 2013 et 2014 (Partie 5.2.1.1). Cependant, le logarithme des valeurs de perméabilité a été utilisé pour l'interpolation puisque ce paramètre possède une distribution spatiale qui suit une loi log-normale (De Marsily, 1986 ; Partie 2.4.1). Le semi-variogramme résultant (Figure 66) présente un seuil de variance (0,6) en accord avec la variance d'échantillon (également à 0,6). L'interpolation de ces données produit des valeurs de perméabilité allant de $6{,}4.10^{-5}$ à $5{,}3.10^{-2}$ m s^{-1}, avec une moyenne géométrique (moyenne arithmétique des logarithmes) égale à $2{,}5.10^{-3}$ m s^{-1}, en accord avec les valeurs de perméabilité admises jusqu'alors (Albinet et al., 1969; Dellery et al., 1964). Les perméabilités horizontales et verticales sont considérées comme égales dans cette couche n°1 puisque le mode de dépôt par décalages successifs du cours de la Durance ne crée pas d'anisotropie verticale, mais produit par contre une forte hétérogénéité latérale.

Les perméabilités équivalentes horizontales (K_h) et verticales (K_v) de la couche n°2 sont calculées pour intégrer le caractère semi-perméable de l'horizon pliocène dans la conceptualisation de la couche n°2 (réservoir miocène) :

$$K_h = \frac{K_p E_p + K_m E_m}{E_p + E_m} \qquad K_v = \frac{E_p + E_m}{\frac{E_p}{K_p} + \frac{E_m}{K_m}}$$

avec K_p et K_m, les perméabilités des horizons de pliocène et miocène d'une maille, et E_p et E_m, leurs épaisseurs respectives.

Une perméabilité homogène à 10^{-9} m s^{-1} pour le pliocène de cette couche n°2 sous-jacente a été supposé. Cela permet, à défaut de données, de contraindre le caractère semi-perméable des matériaux argileux reconnus dans les sondages de la moitié aval de la Crau.

Comme pour les horizons pliocènes, il n'existe quasiment pas de données de perméabilité pour les molasses calcaires miocènes de la couche n°2. La seule valeur de la littérature est donnée par les essais de pompages réalisés pour l'analyse du forage Fontecrau, localisé dans la partie amont de la plaine de la Crau (Parc d'activités de la Crau – Salon-de-Provence), et destiné à la production d'eau en bouteille. Seulement une fraction des matériaux helvétiens (plus marneux) a été caractérisée par l'essai de pompage révélant une perméabilité de 2.10^{-6} m s^{-1} (Campredon, 2016). Cependant, l'aquifère du Comtat Venaissin (Bassin de Carpentras, 50 km au Nord de la Crau) a fait l'objet d'études hydrogéologiques (Durozoy, 1973a, 1973b; Lalbat, 2006). Ce dernier possède de fortes similitudes structurales avec les niveaux miocènes de la Crau déposés lors de la même phase de transgression marine qui s'est propagée jusque dans les Alpes (Demarcq, 1964). Réalisée par Lalbat (2006), la synthèse des résultats des essais de pompage effectués sur l'aquifère du Comtat présente des perméabilités allant de 10^{-6} à 10^{-5} m s^{-1}, pour les horizons de « safres » très peu conducteurs, et de 10^{-4} à 10^{-3} m s^{-1}, pour les zones plus perméables (Durozoy, 1973a, 1973b). Lalbat a donc fixé une valeur intermédiaire de 5.10^{-4} m s^{-1} pour la perméabilité dans son modèle. Au vu de ces informations, nous pouvons donc raisonnablement penser que la perméabilité, supposée homogène, du réservoir miocène de la Crau serait comprise entre 10^{-5} et 10^{-3} m s^{-1}.

5.3.3.2. VALEURS ET DISTRIBUTION DE LA RECHARGE

Les proportions des flux de recharge du système aquifère de la Crau (infiltration des précipitation et surplus d'irrigations) ont été estimés à l'aide d'un modèle de mélange hydro-isotopique (Seraphin et al., 2016). Les valeurs obtenues indépendamment de toute modélisation hydrogéologique sont caractéristiques d'un régime permanent et leurs erreurs prennent en compte les variabilités saisonnières et interannuelles de la recharge. Ainsi le bouclage du bilan hydrologique a permis d'estimer une recharge par l'irrigation de 4,92 ± 0,89 m^3 s^{-1}, soit 1109 ± 202 mm an^{-1} (rapporté aux surfaces irriguées actuelles), et une recharge naturelle de 2,19 ± 0,86 m^3 s^{-1}, soit 128 ± 50 mm an^{-1}. La recharge naturelle est distribuée sur toutes les mailles du modèle, tandis que la recharge par irrigation est distribuée uniquement sur les mailles présentant des surfaces de prairies irriguées (Figure 23 ; Partie 2.2.1). Afin d'améliorer la précision, la proportion des surfaces de prairies irriguées au sein d'une maille est utilisée pour pondérer la valeur de recharge par irrigation appliquée à celle-ci.

5.3.3.3. PRELEVEMENTS PAR POMPAGES

Les données sur les prélèvements effectués sur la plaine de la Crau pour l'alimentation en eau potable, industrielle et agricole ont été présentées précédemment (Figure 25 ; Partie 2.2.4). Les débits d'exploitation de ces forages ont été appliqués sur les mailles correspondant à leurs localisations (Sauf rares problèmes de mise à l'échelle avec des forages situés hors des mailles calculées par le modèle et qui ont été déplacés au plus proche). Les couches dans lesquelles prélèvent ces forages ne sont pas données par la littérature. Ainsi, les prélèvements ont été appliqués à la couche n°1 (formation des cailloutis) sauf quand ces derniers sont présents dans une maille où la surface piézométrique est simulée dans la couche sous-jacente n°2 (réservoir miocène), ce qui permet de simuler la totalité des prélèvements observés (Figure 64 et Figure 65).

5.3.4. CALIBRATION DU MODELE EN REGIME PERMANENT

Cette partie présente les étapes suivies pour la calibration du modèle hydrogéologique du système aquifère de la Crau en régime permanent. Nous proposons d'ajuster par inversion stochastique le champ de perméabilité des cailloutis à l'aide de simulations conditionnelles de ce dernier en fixant la recharge. Les variables de contrôle correspondent à la piézométrie moyenne interannuelle observée dans cette couche n°1. Le champ de perméabilité de la couche n°2 (miocène) est calibré par une méthode des gradients, avec pour variables de contrôle, les charges hydrauliques moyennes observées dans partie nord-est de la plaine de la Crau, où la piézométrie des cailloutis s'applique à la couche miocène (absence de séparation hydraulique par les argiles pliocènes). Présenté en annexe (G.), un programme Python a été créé pour permettre la réalisation de cette calibration en bouclant l'exécution du logiciel MODFLOW-96.

5.3.4.1. VARIABLES DE CONTROLE

Nous avons vu précédemment que 23 piézomètres présentent des niveaux d'eau moyens (année hydrologique 2013) proches de ceux du régime permanent interannuel (Partie 5.2.1.2). Ces derniers peuvent donc être utilisés pour quantifier les performances des simulations hydrogéologiques en régime permanent. L'erreur entre les valeurs observées et simulées sur ces points d'observations est calculée de deux manières :

- La racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) : Ce critère d'erreur permet de donner un poids aux variables de contrôles qui présentent de fortes différences entre les valeurs observées et mesurées.
- La moyenne des écarts absolus (ME) : Cette simple erreur moyenne permet, quant à elle, d'obtenir une valeur représentative de l'écart moyen, entre la piézométrie simulée et observée à l'échelle de la nappe.

En plus de ces piézomètres de contrôle de la couche n°1 (Figure 64), un moyen de contraindre la valeur de perméabilité homogène de la partie miocène de la couche inférieure est d'utiliser le débit de sortie simulé au niveau de la source Mary-Rose (Grans). Alimentant un plan d'eau à une altitude de 51 m NGF, le débit de cet exutoire a récemment été mesuré par traçage au sel à environ 0,1 $m^3 s^{-1}$ (Partie 2.2.3). En ajoutant le débit de prélèvement pour l'alimentation les fontaines de la commune de Grans, cette source présente un débit exutoire de 0,114 $m^3 s^{-1}$.

Le débit d'alimentation par la zone de drainage depuis les massifs calcaires à l'amont de la nappe est également calculé automatiquement pour vérifier si ce dernier, lors de la calibration des perméabilités, ne s'éloigne pas trop de la valeur calculée à l'aide de la carte piézométrique d'octobre 2013 et des transmissivités extraites de la carte hydrogéologique de 1967 (Albinet et al., 1969) et mises à jour avec la piézométrie récente. En effet, la simple application de la loi de Darcy à cette limite donne environ 0,83 $m^3 s^{-1}$, en accord avec la valeur de 0,74 $m^3 s^{-1}$ obtenue avec la carte hydrogéologique du seuil de Lamanon (Figure 24 ; Partie 2.2.2). Ces débits d'entrée et de sortie sont suivis tout au long du processus de calibration mais peuvent difficilement prendre part aux calculs d'incertitudes totales des simulations. La nature différente de ces variables de contrôle (hauteurs piézométriques et débits), mais surtout le fait que le débit de la source Mary-Rose, mesuré à un seul instant, puisse être soumis à une forte saisonnalité, nous conduit à utiliser uniquement les critères d'erreurs sur la piézométrie comme variables de contrôle des simulations.

5.3.4.2. METHODOLOGIE DE LA CALIBRATION

Réalisées à l'aide d'un programme codé sous Python (2.7), les étapes de calibration présentées dans la Figure 67 permettent d'ajuster les paramètres et variables du modèle pour reproduire aux mieux les variables de contrôle présentés précédemment. Celles-ci sont détaillées ci-dessous :

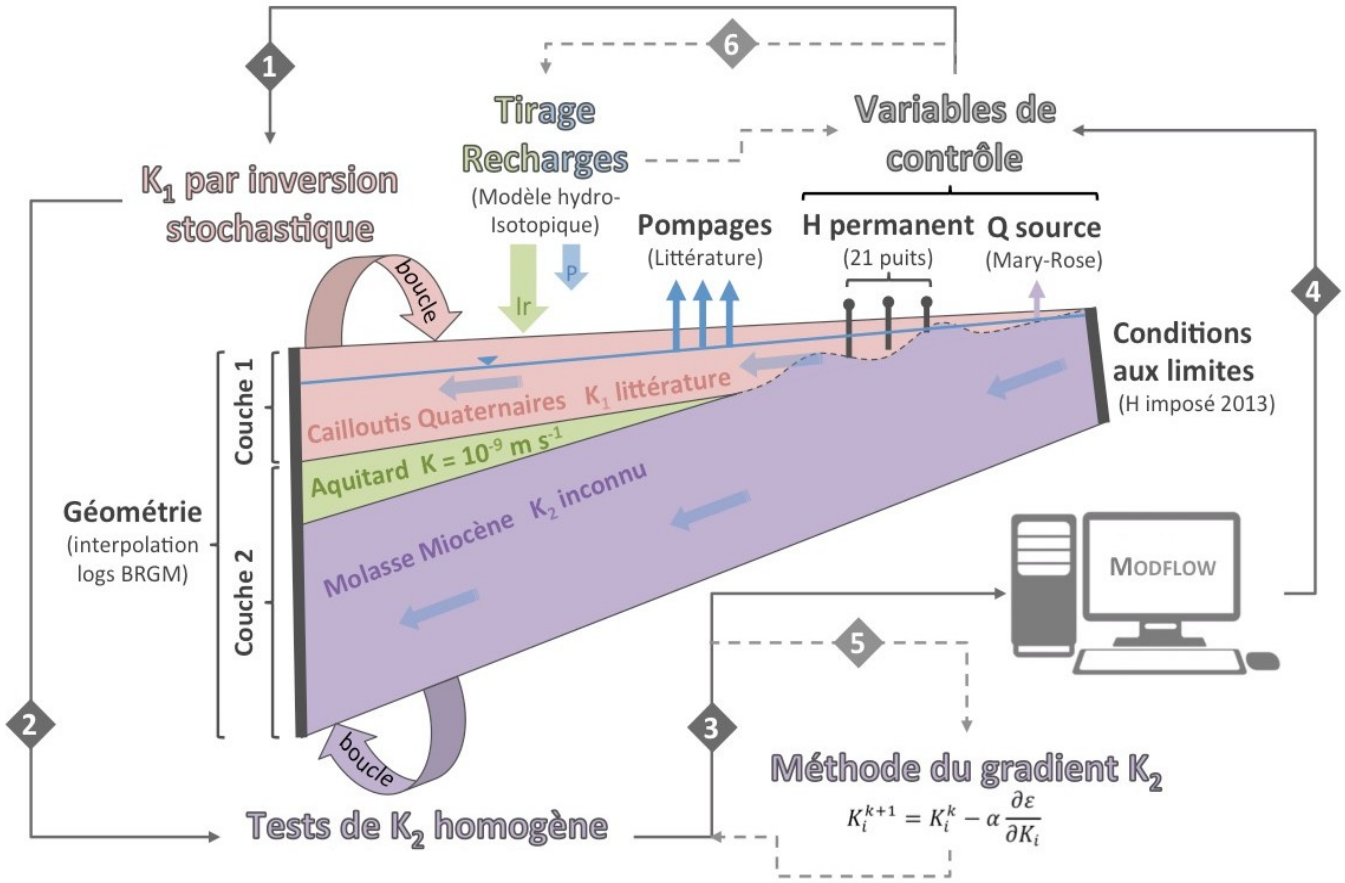


Figure 67 : Schémas conceptuel des étapes suivies pour la calibration du modèle hydrogéologique du système aquifère de la Crau en régime permanent

K_1 = perméabilité de la couche n°1 ; K_2 = perméabilité de la couche n°2

0- Le processus de calibration de ce modèle hydrogéologique en régime permanent commence par la réalisation de simulations de références utilisant les paramètres et variables par défaut présentés dans la partie 5.3.3. En utilisant le champ de perméabilité de la couche n°1 obtenu par krigeage, et en testant plusieurs perméabilités homogènes pour la couche n°2, nous produisons ainsi un état initial des simulations permettant d'observer l'évolution des performances du processus de calibration.

1- Comme pour le modèle de mélange hydro-isotopique qui a permis d'estimer les recharges moyennes de la nappe (Chapitre 3), la mise en place de simulations conditionnelles géostatistiques permet d'obtenir des cartes équiprobables de perméabilité de la couche n°1, tout en respectant la structuration spatiale des données mesurées ou estimées. Le programme commence donc par simuler un champ de perméabilité, avec le logiciel « R », en se basant sur le modèle variographique ajusté

lors de l'interpolation des données de perméabilités (Figure 66 ; Partie 5.3.3.1). Chaque champ de perméabilité simulé fait l'objet d'une analyse (valeur minimum, maximum, et moyenne géométrique) afin de vérifier qu'il n'y ait pas d'extrapolation des données par rapport à la carte interpolée par krigeage, considérée comme l'état moyen.

2- Pour chacun de ces champs de perméabilités simulés de la couche n°1, plusieurs valeurs de perméabilités homogènes des matériaux miocènes de la couche n°2 sont testées (entre 1.10^{-5} et 9.10^{-4} m s^{-1}).

3- Ces données de perméabilités simulées sont alors utilisées en entrée du programme MODFLOW-96 pour modéliser les écoulements avec ces nouveaux paramètres.

4- La piézométrie étant simulée sur une grille constituée de mailles carrées de 500 m de côté, une interpolation bilinéaire automatique entre les 4 mailles encadrant un point de contrôle a été ajoutée au programme pour obtenir la valeur de piézométrie simulée à la localisation exacte du point de piézométrie observé. Les critères de contrôles (RMSE, ME, débits des entrées et sorties connues) sont ensuite calculés, puis nous renouvelons l'étape 1 en simulant un nouveau champ de perméabilité de la couche n°1.

5- A l'issue de cette inversion stochastique des champs de perméabilités du cailloutis (couche n°1) et afin d'affiner le calage de la perméabilité du miocène, une méthode de type « gradient » est appliquée sur les perméabilités de la couche n°2. Nous commençons par modifier la valeur de perméabilité d'une maille (i) puis une simulation du modèle est réalisée pour estimer sur cette maille la variation de l'erreur piézométrique moyenne du modèle ($\partial\varepsilon$) liée à sa variation de perméabilité (∂K_i). Réalisée sur chaque maille du modèle, cette méthode des perturbations permet de produire une carte de sensibilité du champ de perméabilité. Ces variations d'erreurs sont ensuite introduites dans une méthode des gradients pour modifier la perméabilité de chaque maille (K_i) à l'aide d'un paramètre d'ajustement (α) qui permet de contrôler l'intensité de ces ajustements :

$$K_i^{k+1} = K_i^k - \alpha \frac{\partial \varepsilon}{\partial K_i}$$

Ensuite, une nouvelle carte de sensibilité est produite avec le nouveau champ de perméabilité, pour réaliser une nouvelle itération (k) de la méthode des gradients. Notons que cette méthode est uniquement appliquée à la partie amont du système aquifère présentant des épaisseurs nulles de pliocène argileux (absence de confinement des matériaux miocènes) de sorte que le potentiel hydraulique de la couche n°1 s'applique également à la couche n°2. Ainsi, la partie aval des matériaux miocènes conserve la perméabilité homogène calculée à l'issue de l'étape 2.

6- Enfin, à titre de raffinement final du modèle, des tirages aléatoires des recharges sont effectués dans les gammes d'incertitudes saisonnières et interannuelles produites par le modèle de mélange hydro-isotopique (Chapitre 3). Testés également de manière stochastique, les flux totaux des deux modes de recharge (naturelle et irrigation) sont marginalement ajustés uniquement à l'issue de la calibration des champs de perméabilités (utilisant les valeurs de recharges moyennes).

5.3.5. RESULTATS DES DIFFERENTES ETAPES DE CALIBRATION

Cette partie présente les résultats de la calibration du modèle hydrogéologique en régime permanent. Chacune des étapes décrites précédemment dans la méthodologie (Partie 5.3.4.2) permet d'améliorer les résultats de manière significative comme l'illustre la Figure 68.

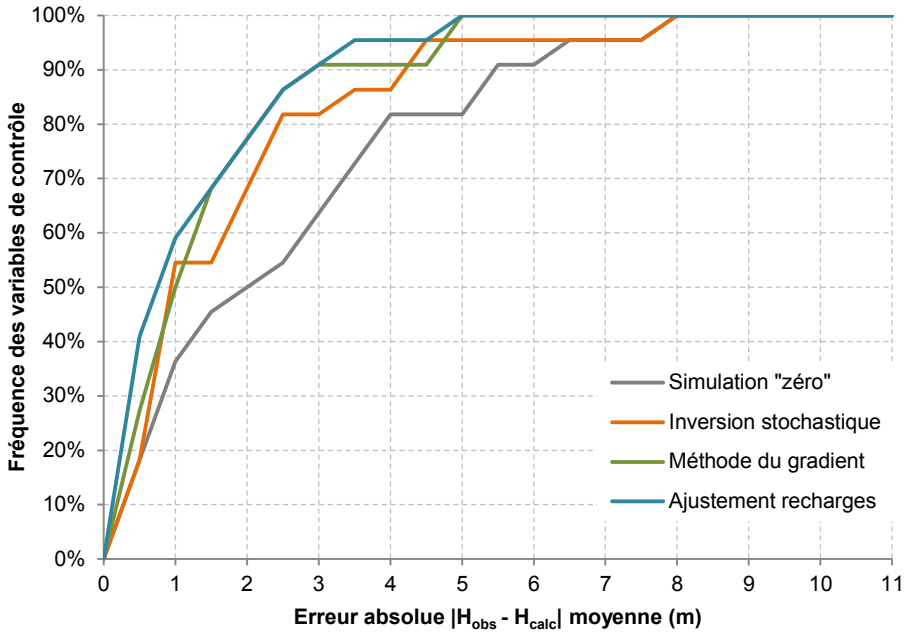


Figure 68 : Fréquences des erreurs piézométriques moyennes sur les variables de contrôle obtenues pour les différentes étapes de la calibration du modèle en régime permanent

5.3.5.1. RESULTATS DES SIMULATIONS DE REFERENCE (ETAPE 0)

Les premières simulations du modèle (simulations de références) ont été réalisées avec les paramètres et variables moyens décrits précédemment (Partie 5.3.3), en testant différentes valeurs de perméabilités pour la couche n°2 avec la carte interpolée des perméabilités de la couche n°1 (Figure 66 ; Partie 5.3.3.1). Ces simulations préliminaires permettent d'observer l'erreur de départ du modèle avant la mise en œuvre des étapes de calibration (Tableau 16).

Nous observons tout d'abord que les meilleures simulations sont obtenues pour des perméabilités de matériaux miocènes comprises entre 3.10^{-5} et 1.10^{-4} m s^{-1}, en accord avec ce qui est observé sur l'aquifère du Comtat, constitué du même type de matériaux aquifères (Partie 5.3.3.1).

Perméabilité Miocène (m s^{-1})	RMSE (m)	ME (m)	Débit d'entrée limite amont (m^3 s^{-1})	Débit de la source Mary-Rose (m^3 s^{-1})
5.10^{-5}	3.25	2.47	0.396	0.226
6.10^{-5}	3.27	2.47	0.527	0.234
7.10^{-5}	3.40	2.55	0.66	0.238
4.10^{-5}	3.36	2.61	0.272	0.212
8.10^{-5}	3.56	2.68	0.795	0.238
3.10^{-5}	3.72	2.79	0.153	0.189
9.10^{-5}	3.76	2.87	0.93	0.234
1.10^{-4}	3.94	3.02	1.069	0.23
2.10^{-5}	4.53	3.43	0.053	0.156
2.10^{-4}	5.43	3.98	2.498	0.132
1.10^{-5}	5.94	4.43	0.005	0.103
3.10^{-4}	6.19	4.65	3.953	0.007
4.10^{-4}	6.66	4.99	5.42	/
5.10^{-4}	6.95	5.19	6.892	/

Tableau 16 : Résultats des simulations « zéros » du modèle en régime permanent
Les deux dernières simulations présentent une inversion du débit de la source Mary-rose qui devient une entrée

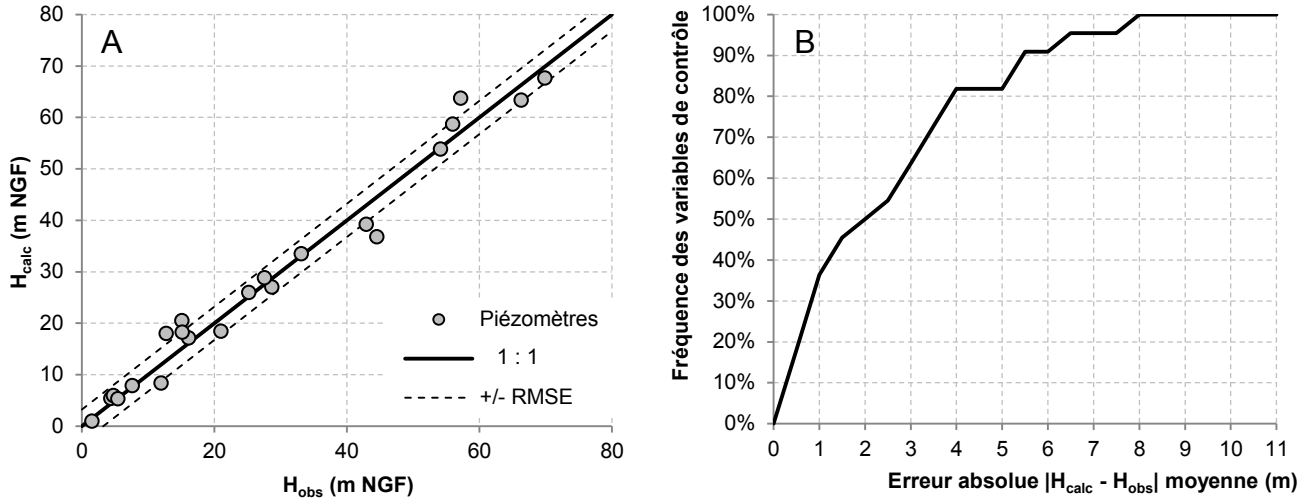


Figure 69 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs piézométriques (B) de la meilleur simulation « zéro »

Pour la simulation reproduisant le mieux les hauteurs d'eau (surlignée en vert ; Tableau 16), les débits d'entrée amont et de la source Mary-Rose sont respectivement sous- et surestimés d'un facteur deux. L'erreur moyenne (ME) de 2,47 m et le RMSE de 3,25 m sont peu satisfaisants (erreurs piézométriques allant jusqu'à 7,8 m sur certains points). En effet, seulement 50% des points de contrôle sont simulés avec une erreur inférieure à 2 m (Figure 69-B).

5.3.5.2. INVERSION STOCHASTIQUE DES CHAMPS DE PERMEABILITES (ETAPES 1 ET 2)

Les étapes d'inversion stochastiques produisent successivement 10 000 champs de perméabilités équiprobables de la couche n°1, dont chacun est testé avec 18 valeurs de perméabilités homogènes de la couche n°2 (de 1.10^{-5} à 9.10^{-4} m s^{-1}). Ainsi, 180 000 simulations des écoulements du système aquifère de la Crau sont réalisées sur environ trois jours de calcul.

Les résultats montrent que seule 3,6% de ces 180 000 simulations par inversion stochastique produisent une erreur moyenne (ME) inférieure à la plus faible erreur moyenne des simulations « zéros » (2,47 m).

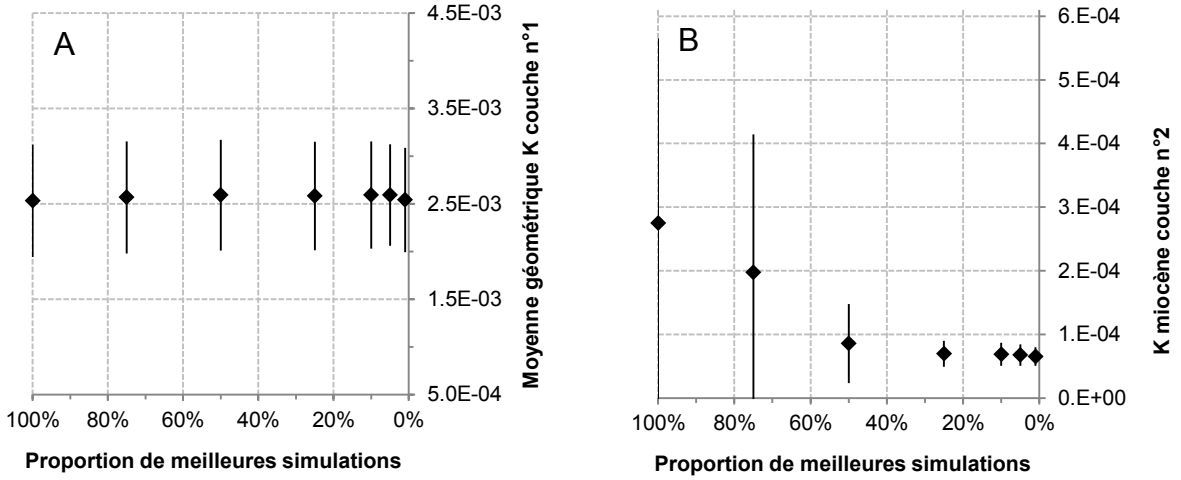


Figure 70 : Perméabilités moyennes et écart-types selon le pourcentage de simulations possédant les erreurs moyennes (ME) les plus faibles
A: Moyenne géométrique de la perméabilité de la couche n°1
B : Perméabilité homogène des matériaux miocènes de la couche n°2

Si la moyenne géométrique (utilisée ici comme « valeur synthétique » des champs de perméabilités simulés) est un bon estimateur de la perméabilité moyenne des cailloutis de la Crau, nous pouvons remarquer que celles simulés pour la couche n°1 reste, en moyenne, constante ($2{,}5.10^{-3}$ m s^{-1} ; Figure 70-A). Toutefois, cette moyenne géométrique varie de $9{,}8.10^{-4}$ à $5{,}5.10^{-3}$ m s^{-1} sur la totalité des 180 000 simulations, et ne présente pas de diminution de son écart-type en considérant des proportions de meilleurs champs de perméabilité de plus en plus faibles (Figure 70-A). Cela démontre que l'inversion stochastique par simulations conditionnelles géostatistiques permet de tester des champs de perméabilités équiprobables très contrastés d'une simulation à l'autre tout en respectant la réalité paramétrique de l'aquifère. Cependant, la perméabilité de la partie miocène de la couche n°2 varie beaucoup plus de simulation en simulation, et converge vers $6{,}5.10^{-5}$ m s^{-1} lorsque que nous considérons des proportions de meilleures simulations inférieures à 40% environ (Figure 70-B). Ceci nous permet ainsi de réduire le problème d'équifinalité, commun à ce genre d'approche, puisque l'inversion stochastique permet bien de déterminer une gamme restreinte de perméabilités homogènes optimales de la partie miocène de la couche n°2 pour les meilleurs champs de perméabilités équiprobables de la couche n°1. Toutefois, l'équifinalité reste présente au niveau du choix du champ de perméabilité de la couche n°1, qui est contraint par les critères de performances.

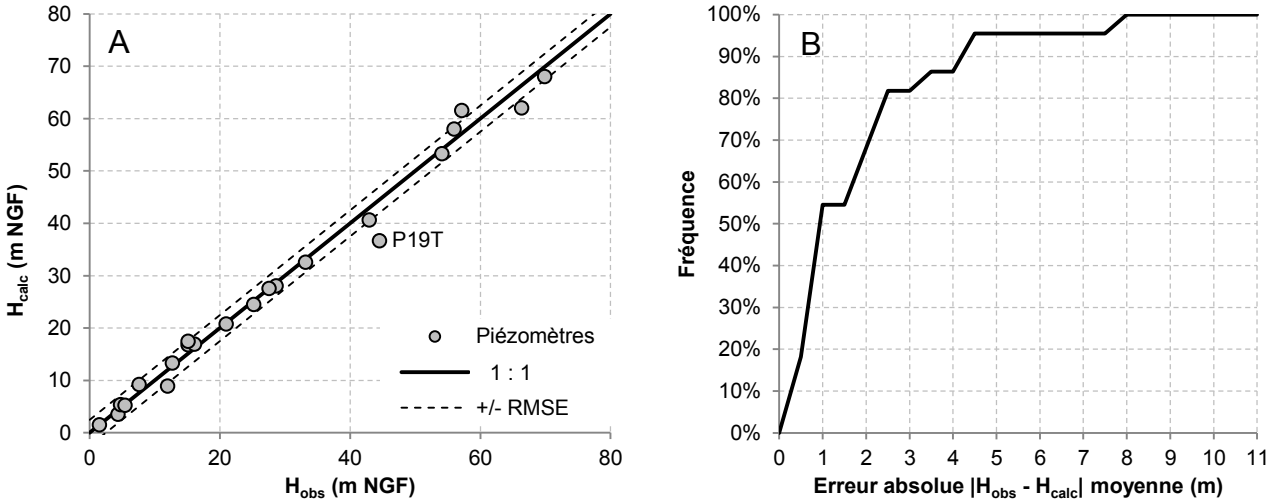


Figure 71 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs (B) de la meilleure simulation par inversion stochastique des champs de perméabilités

Ainsi, la meilleure simulation produite à l'issue de ce processus d'inversion révèle une erreur moyenne (ME) de 1,69 m et un RMSE de 2,49 m. Nous observons donc une nette amélioration par rapport aux simulations de références puisque plus de 50% des points de contrôles présentent une erreur inférieure à 1 m (Figure 71-B). Toutefois, il existe toujours un point, nettement remarquable dans la Figure 71-A, présentant 7,8 m d'erreur entre piézométrie observée et simulée. Correspondant au piézomètre P19T situé à 250 m en amont de l'étang d'Entressen (Figure 64) ce point présente une hauteur observée moyenne 8,5 m au-dessus de celle de l'étang (36 m NGF). Ce très fort gradient observé explique le fait que l'inversion stochastique ne conduise pas à une amélioration pour ce point de contrôle puisque ce dernier répond à un fonctionnement hydrogéologique local complexe à une résolution bien inférieure à celle du modèle.

En ce qui concerne les débits suivis, la source Mary-Rose présente un débit exutoire de 0,21 $m^3 s^{-1}$, se rapprochant un peu des valeurs observées (0,114 $m^3 s^{-1}$; Partie 5.3.4.1). Le débit d'entrée amont par drainage des massifs calcaire augmente (0,52 $m^3 s^{-1}$) et se rapproche également de la valeur estimée par calcul de Darcy (0,83 $m^3 s^{-1}$; Partie 5.3.4.1).

Ces résultats sont obtenus pour une perméabilité homogène de la partie miocène (couche n°2) égale à 6.10^{-5} m s^{-1}. Les perméabilités simulées pour la couche n°1 présentent une moyenne géométrique de $2{,}4.10^{-3}$ m s^{-1}, avec un minimum de $1{,}2.10^{-6}$ et un maximum de $6{,}0.10^{-1}$ m s^{-1}. Les zones de perméabilités particulièrement élevées ($\geq 10^{-1}$ m s^{-1}) peuvent correspondre à des secteurs de poudingue localement fracturé, mais sont plus probablement obtenues par compensation d'une sous-estimation des épaisseurs de la couche n°1. En effet, situées entre des points de données de perméabilité, ces fortes perméabilités simulées sont également localisées dans des secteurs présentant des lacunes d'informations sur l'épaisseur des cailloutis (Partie 5.2.2.1). Toutefois, une zone de perméabilité particulièrement faible (10^{-6} m s^{-1} ; Figure 72) au nord est simulée sans données d'échantillons présentant des valeurs aussi faibles alors que l'épaisseur de la couche n°1 est bien contrainte dans ce secteur par deux points de données proches. Il est intéressant de remarquer que l'inversion stochastique reproduit alors la perméabilité du point de donnée (1.10^{-6} m s^{-1}), situé à 1-2 km à l'ouest de cette zone, que nous avons retiré de l'échantillon puisqu'il semblait trop faible (Partie 2.4.1). Il est donc possible que ce secteur présente bien de faibles perméabilités, probablement en relation avec une cimentation plus importante des cailloutis.

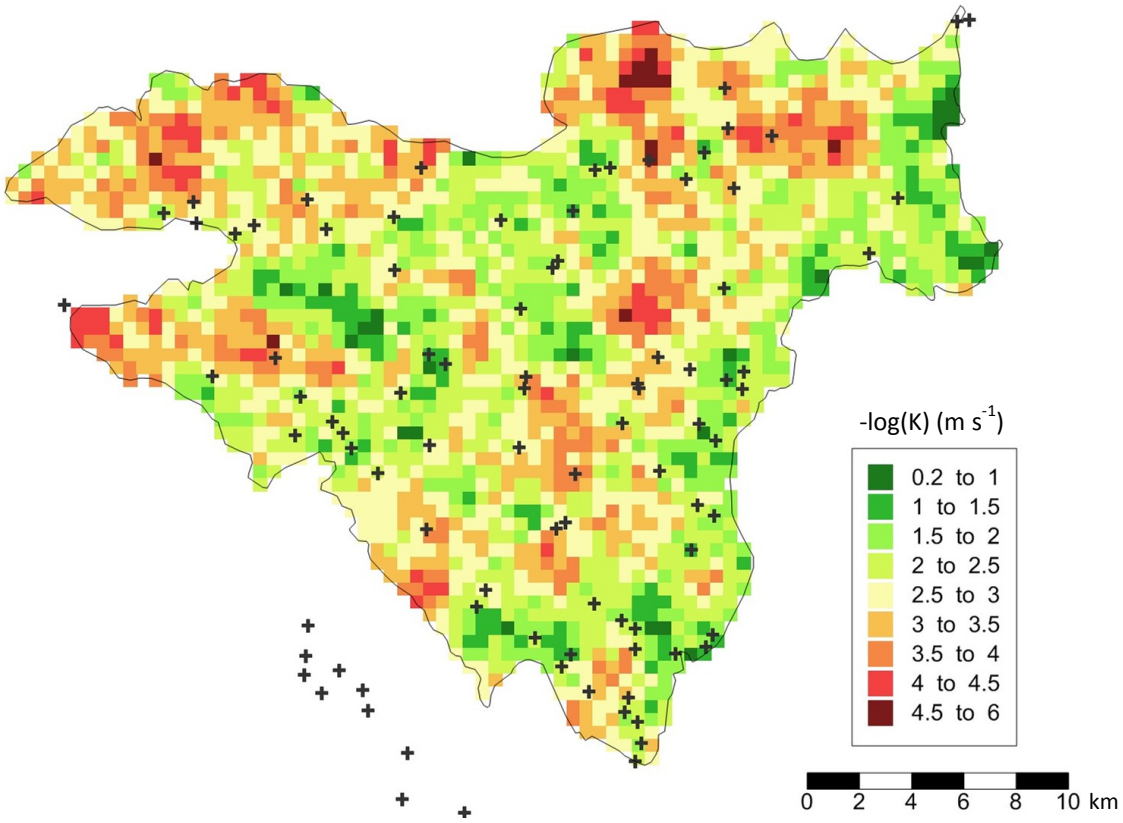


Figure 72 : Champ du logarithme des perméabilités de la couche n°1 obtenue par simulations conditionnelles géostatistiques à l'issue de l'inversion stochastique
Les croix représentent les points de données de perméabilité utilisés par les simulations conditionnelles

5.3.5.3. INVERSION DE LA PERMEABILITE DE LA COUCHE N°2 PAR LA METHODE DU GRADIENT (ETAPE 5)

A l'issue de l'inversion stochastique des champs de perméabilités du cailloutis, une méthode du gradient sur les perméabilités de la couche n°2 a été mise en œuvre. Trois itérations de la méthode ont été nécessaires pour ajuster le champ de perméabilité des matériaux miocènes de la couche n°2. Les variables de contrôle utilisées pour cette approche sont les hauteurs d'eau moyennes des piézomètres ne présentant pas d'interface argileuse entre la couche n°1 et le Miocène de la couche n°2 (P18B, P19T, Pz1, Pz3, Pz5, Pz8, Pz9, Pz10, Pz16, Quant2, Quant4, et Quant7 ; Figure 64). En effet, la partie nord-est de la nappe présente une continuité hydraulique verticale, nous pouvons donc supposer que les valeurs de piézométrie du cailloutis s'appliquent également au miocène. A chaque itération (Tableau 17), une carte de sensibilité du champ de perméabilité est produite par la méthode des perturbations. Ces estimations sont ensuite utilisées dans une méthode des gradients pour ajuster la perméabilité de chaque maille à l'aide d'un paramètre d'ajustement (α).

Itération	Alpha (α)	Moyenne géométrique miocène (m s^{-1})	RMSE (m)	ME (m)	Débit d'entrée limite amont (m^3 s^{-1})	Débit de la source Mary-Rose (m^3 s^{-1})
0	/	$6.0.10^{-5}$	3.19	2.28	0.522	0.210
1	$9{,}5.10^{-8}$	$5.5.10^{-5}$	2.96	2.14	0.490	0.207
2	$2{,}0.10^{-7}$	$5.4.10^{-5}$	2.30	1.72	0.457	0.196
3	$3{,}2.10^{-10}$	$5.4.10^{-5}$	2.19	1.61	0.448	0.193

Tableau 17 : Résultats des itérations de la méthode du gradient sur les perméabilités des matériaux miocènes de la couche n°2

Notons que les erreurs moyennes (ME) et le RMSE sont calculés uniquement sur les variables de contrôle (12 points) ne présentant pas de confinement de la nappe miocène.

Nous pouvons donc observer l'amélioration des erreurs des variables de contrôle considérées au cours des itérations de la méthode du gradient (Tableau 17). Seul le débit d'entrée de la limite amont s'éloigne de la valeur observée (0,83 m^3 s^{-1}), tout en restant dans une gamme acceptable. La moyenne géométrique de la perméabilité des matériaux miocènes évolue mais ne s'éloigne que très peu de la valeur homogène obtenue à l'issue de la calibration par inversion stochastique (6.10^{-5} m s^{-1}).

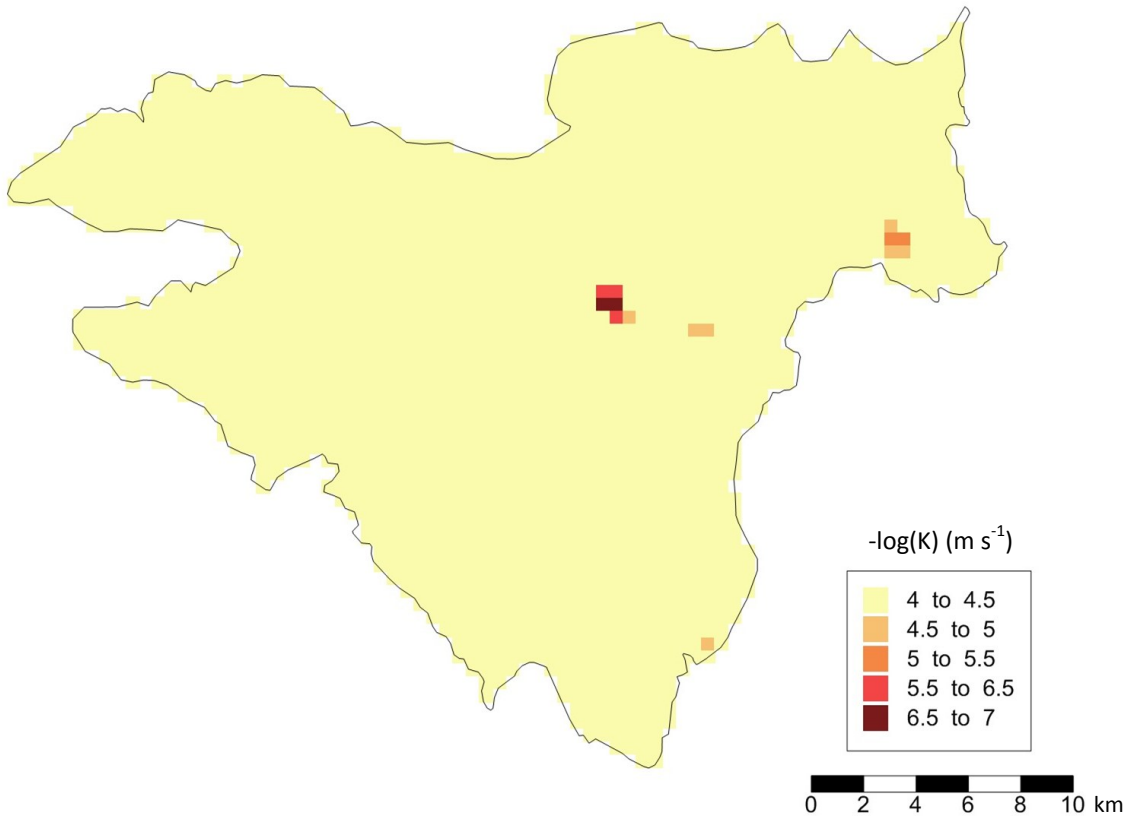


Figure 73 : Champ du logarithme des perméabilités des matériaux miocènes de la couche n°2 à l'issue de la méthode du gradient

Les modifications du champ de perméabilité de la couche n°2 sont donc situées uniquement dans la partie amont de la plaine de la Crau. Localisées au niveau des piézomètres P19T et Pz16 (en jaune/vert sur la Figure 73), d'importantes modifications de la perméabilité ont été apportées par la méthode du gradient corrigeant les hauteurs d'eau de ces-derniers. Toutefois, ces modifications ont été ajustées avec le paramètre α pour rester dans les gammes de perméabilités de ce type de matériaux aquifères (Partie 5.3.3.1). Ainsi, la valeur minimum de perméabilité calibrée par cette approche est de $1{,}9.10^{-7}$ m s^{-1} et le maximum est de $8{,}6.10^{-5}$ m s^{-1}. Une quatrième itération de la méthode des gradients a été tentée. Cette dernière produit des perméabilités plus extrêmes pour une amélioration très mineure des résultats, nous avons donc décidé de conserver les résultats de la 3ème itération.

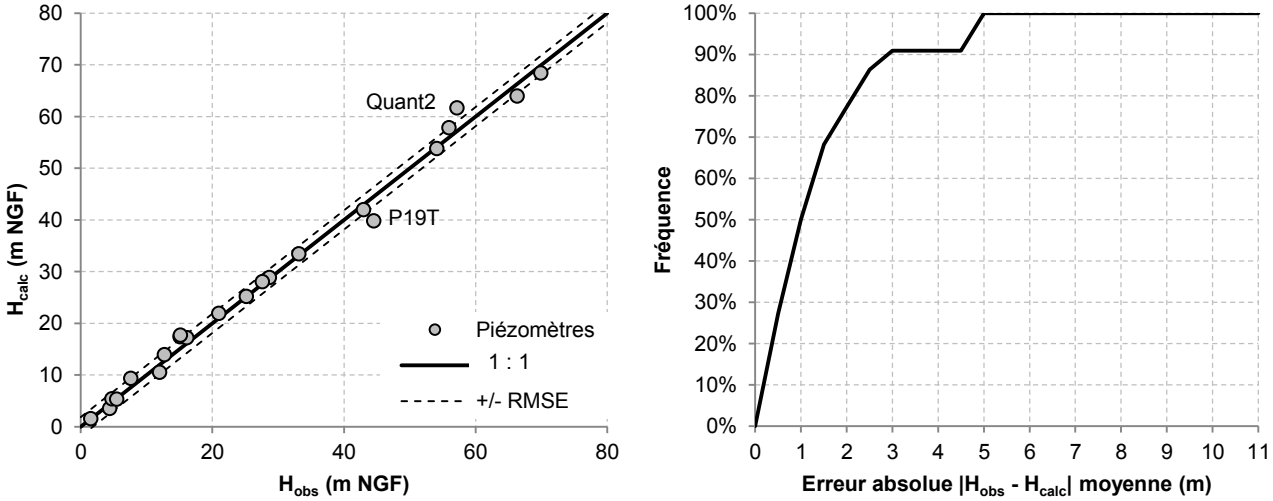


Figure 74 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs (B) à l'issue de l'application de la méthode du gradient

Le nouveau champ de perméabilité de la couche n°2 est ainsi utilisé dans une simulation du modèle en régime permanent. En utilisant également la meilleure carte de perméabilité de la couche n°1 (Figure 72), cette nouvelle simulation produit une erreur moyenne (ME) de 1,37 m avec un RMSE de 1,87 m. Comme l'indique le RMSE, les erreurs extrêmes sont plus faibles qu'aux étapes précédentes avec un maximum de 4,6 m (P19T), et près de 80% des points de contrôles présentent des erreurs inférieures à 2 m.

5.3.5.4. AJUSTEMENT FINAL DE LA RECHARGE (ETAPE 6)

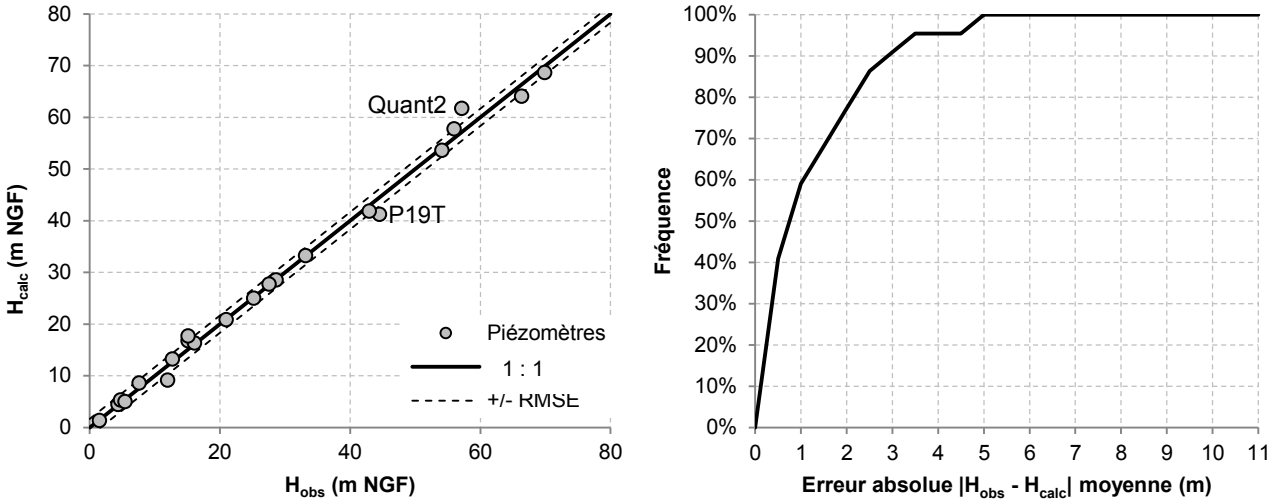


Figure 75 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs (B) à l'issue de l'ajustement des recharges par tirage aléatoire

Une fois les champs de perméabilité du modèle calibrés avec les valeurs moyennes de recharges, il parait intéressant de faire varier marginalement les recharges en accord avec les barres d'erreurs saisonnières et interannuelles fournies par le modèle de mélange hydro-isotopique (Seraphin et al., 2016) pour évaluer les possibles améliorations dans une démarche de raffinement. A partir des valeurs moyennes et de leurs erreurs associées, de nouvelles recharges sont tirées aléatoirement dans des lois normales avec des moyennes et écart-types de 1109 ± 202 mm an^{-1} pour la recharge par l'irrigation et de 128 ± 50 mm an^{-1} pour la recharge naturelle.

Les 1000 recharges testées ont tendance à produire de meilleurs résultats pour une recharge naturelle moyenne plus faible, et une recharge moyenne par excédent d'irrigation plus forte. Le meilleur résultat est obtenu pour une recharge par irrigation de 1212 mm an^{-1}, et une recharge naturelle de 84 mm an^{-1}. L'erreur moyenne (ME) obtenue est de 1,15 m avec un RMSE de 1,67 m. L'erreur maximum est de 4,5 m (Quant2). Le débit simulé de la source Mary-Rose est de 0,194 $m^3 s^{-1}$ (0,114 $m^3 s^{-1}$ en valeur observée), et le débit d'entrée amont est de 0,456 $m^3 s^{-1}$ (0,83 $m^3 s^{-1}$ calculé par une loi de Darcy).

5.3.6. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT

5.3.6.1. CARTES PIEZOMETRIQUES SIMULEES

La Figure 76 présente la surface piézométrique de la couche n°1, obtenue à l'issue de la calibration. Quelques mailles en débordement sont présentes (en rouge ; 20 mailles sur 2165 actives). Les deux mailles de débordement simulées au nord-ouest de l'étang des Aulnes correspondent à une réalité observée : l'étang de la Dynamite (0,06 km^2). De petits plans d'eau sont également reconnus sur le pourtour de l'étang d'Entressen (*e.g.* Etang du Luquier) et pourraient correspondre à ces mailles en débordement. De plus, les débordements adjacents aux mailles inactives représentant les deux principaux étangs pourraient correspondre à une sous-estimation du nombre de pixels à attribuer à ces derniers (remarquable pour l'étang des Aulnes). Il est également reconnu que l'étang des Aulnes présente une alimentation par débordement de la nappe au niveau de fossés d'irrigation, observable même hors période d'irrigation (egis eau, 2007). Les autres débordements correspondent à des biais d'interpolation (épaisseurs aquifères quasiment nulle pour les deux couches) ne permettant pas l'accommodation des flux de recharge du fait des faibles perméabilités de la couche n°2 (notamment la perméabilité verticale).

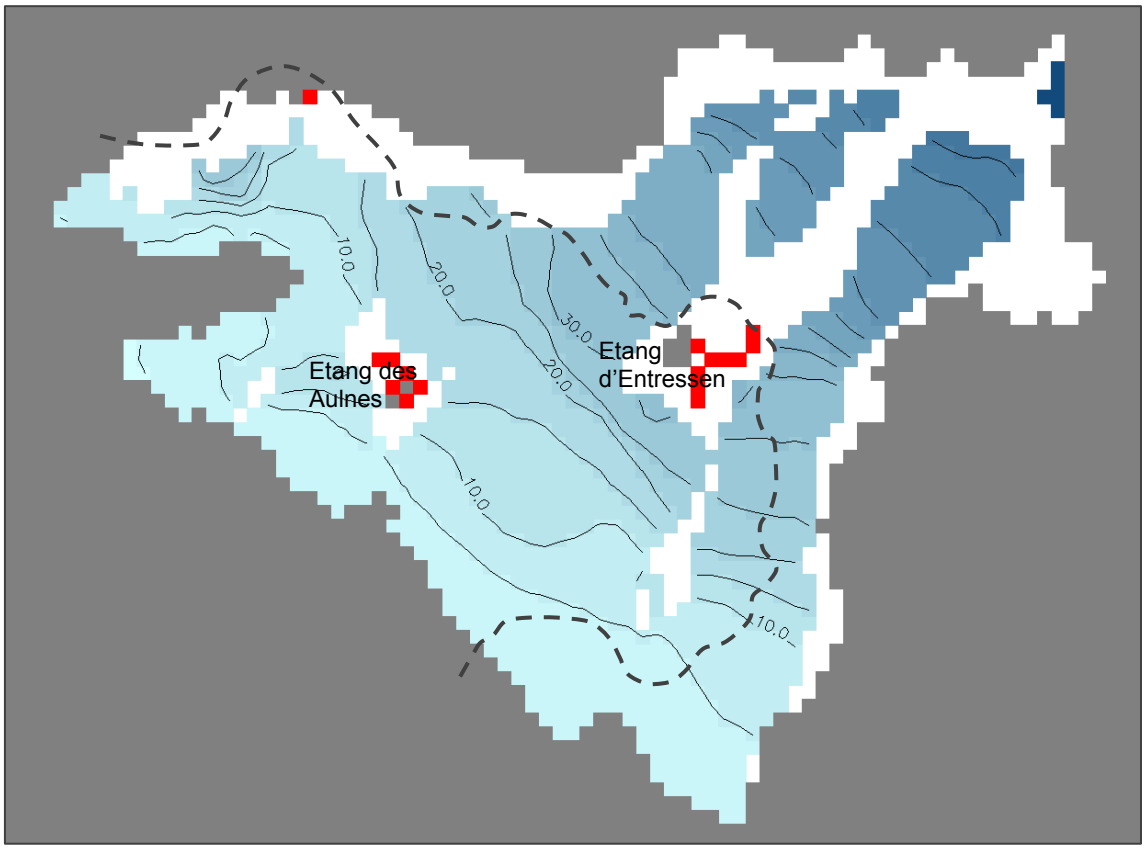


Figure 76 : Carte piézométrie de la couche n°1 (nappe des cailloutis) du modèle en régime permanent
Mailles rouges : débordements ; Mailles blanches : sèches ; Mailles grises : non calculées
Trait en pointillé : Limite de confinement aval de la couche n°2 par les argiles pliocènes

La carte piézométrique de la couche n°1 (Figure 76) présente un grand nombre de mailles sèches (blanche). La plupart de ces mailles sèches correspondent à ce qui est observé à travers les données expérimentales : une surface piézométrique localement présente dans les niveaux miocènes (Figure 62 ; Partie 5.2.2.2). Ces secteurs de faibles épaisseurs mouillées se retrouvent bien plus influencés par la forte saisonnalité crée par les irrigations. Ainsi, ces zones peuvent présenter des niveaux d'eau au sein des cailloutis mais uniquement lors des périodes d'irrigation. Ceci est confirmé par la comparaison faite entre les cartes piézométriques d'octobre 2013 et de mai 2014 (Figure 40 et Figure 41 ; Partie 5.2.1.1) qui présente de forts battement de nappe dans ces secteurs de mailles sèche du modèle en régime permanent.

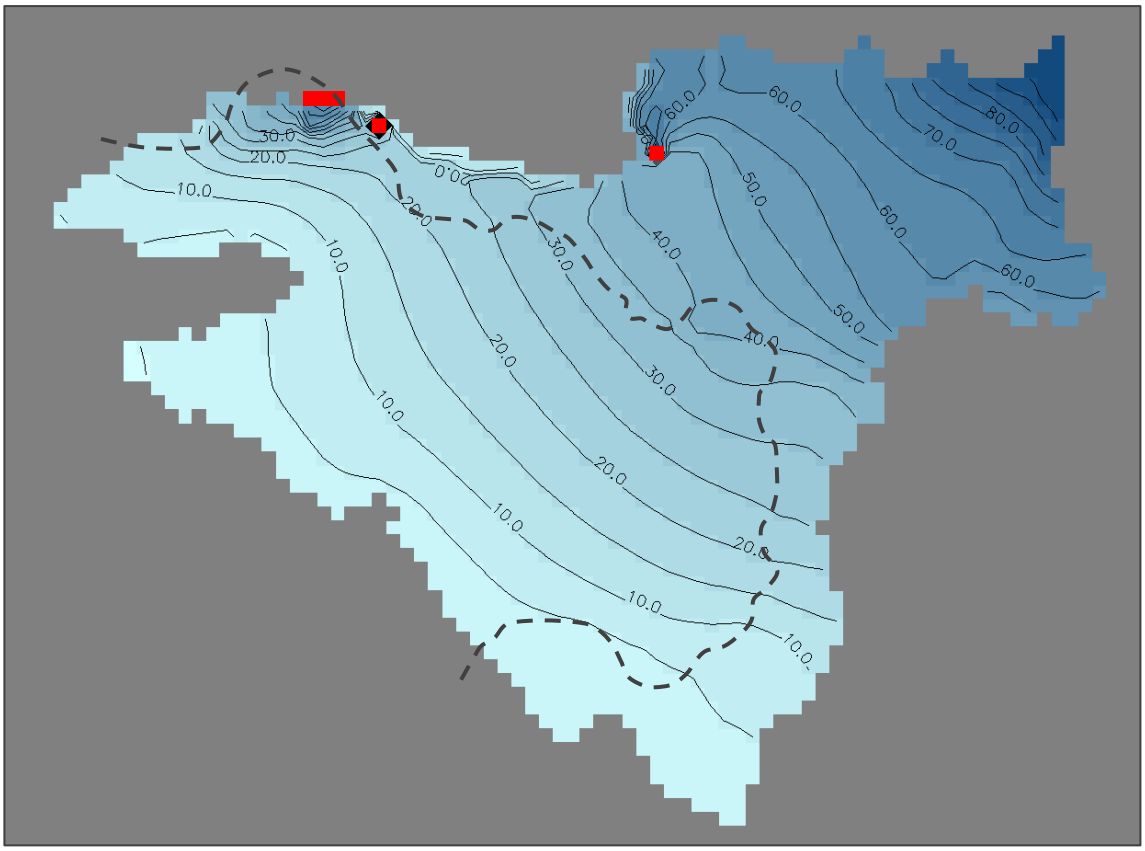


Figure 77 : Carte piézométrie de la couche n°2 (nappe miocène) du modèle en régime permanent
Mailles rouges : débordements ; Mailles grises : non calculées
Trait en pointillé : Limite de confinement aval de la couche n°2 par les argiles pliocènes

La carte piézométrique de la couche n°2 (Figure 77) montre que, malgré un confinement sur une importante partie aval, la surface piézométrique miocène est très similaire à celle de la couche supérieure, principalement à cause du choix de condition à la limite exutoire sud-ouest imposé au niveau des marais (comme pour la couche n°1 ; Figure 64 et Figure 65). L'absence de niveaux d'eau mesurés dans des piézomètres crépinés uniquement au droit des niveaux miocènes confinés ne permet pas de contraindre la piézométrie aval de cette couche. Comme pour la couche n°1, les trois mailles de débordement situées au nord-ouest sont principalement dues à une mauvaise estimation de la géologie locale. En effet, la carte géologique d'Arles (L'Homer et al., 1987) présente des indices d'un pli anticlinal qui aurait causé une flexures locale des cailloutis et des matériaux miocènes, créant une crête hydraulique et déplaçant vers le sud la position de la limite du système aquifère.

Une carte piézométrique synthétique de la « nappe de la Crau », combinant les deux couches du modèle (Figure 78), a été produite en appliquant la piézométrie simulée de la couche n°2 aux mailles sèches de la couche n°1 qui ne sont pas situées dans la zone confinée par les argiles. Cette carte permet de rendre compte de la position de la surface piézométrique, et de la continuité hydraulique observée entre les deux « hydro-faciès » de la partie amont. Notons que les valeurs piézométriques des mailles en débordement, dont la signification est incertaine et localisée dans des zones à cailloutis non saturés, n'ont pas été considérées dans cette carte synthétique.

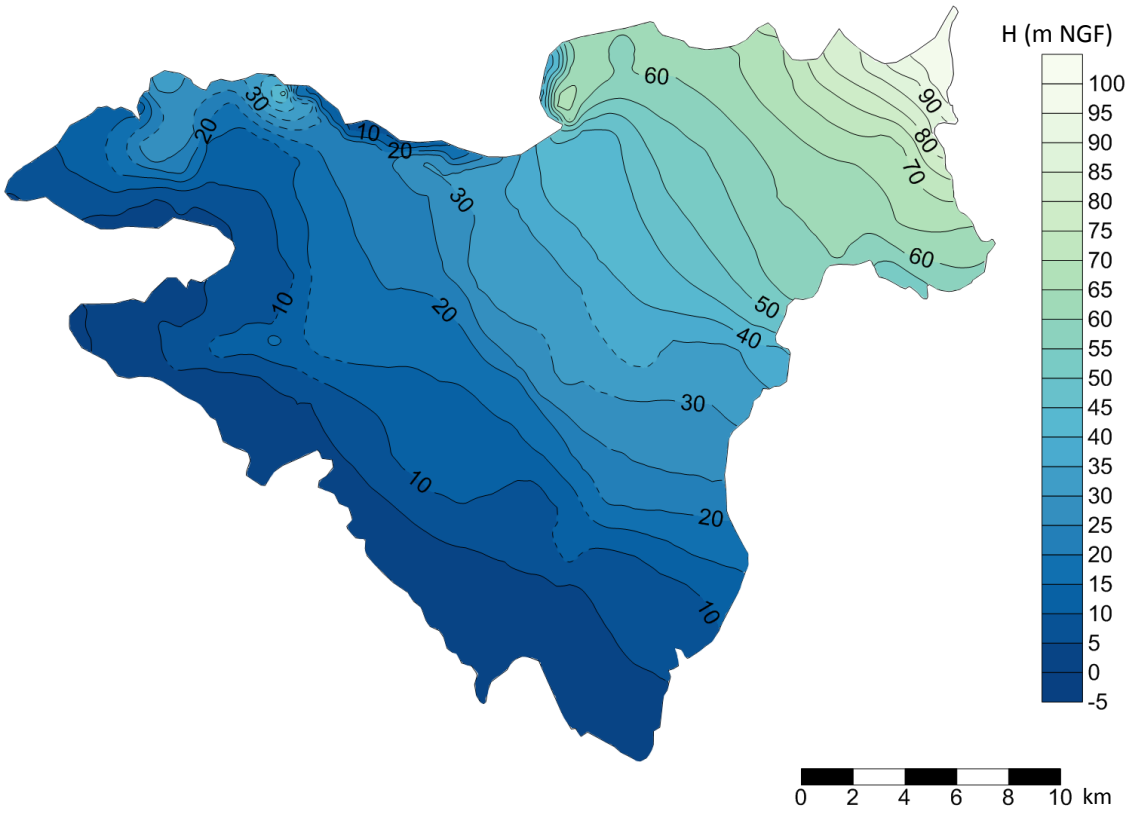


Figure 78 : Carte piézométrique de la nappe phréatique de la Crau simulée par le modèle hydrogéologique en régime permanent
Les isopièzes en pointillés correspondent aux zones d'écoulements incertains des cailloutis reposant sur les argiles pliocènes, soumis à de possibles assèchements saisonniers

Cette carte piézométrique (Figure 78) du système aquifère de la Crau issue du modèle hydrogéologique, calibré en régime permanent avec seulement 23 points de contrôles, révèle donc de fortes similitudes avec les cartes piézométriques construites à partir de plus d'une centaine de données observées : les cartes d'octobre 1967 (Figure 19 ; Partie 2.1.4) et d'octobre 2013 (Figure 40). Malgré des gradients hydrauliques de la carte piézométrique simulée parfois élevés, tout particulièrement au niveau de la bordure nord, les sens d'écoulements sont bien respectés. Notons que ces forts gradients peuvent exister car les données de hauteur d'eau observées ayant permis de construire les cartes piézométriques ne possèdent pas une résolution suffisante pour caractériser l'intensité des écoulements aux limites.

5.3.6.2. BILAN HYDROLOGIQUE

		Couche n°1	Couche n°2	Hydro-système
Entrées ($m^3 s^{-1}$)	Infiltrations irrigations	5,00*		6,34**
	Infiltrations pluies	1,34*		
	Massif de Vernègues (Lamanon)	0,04	0,42	0,46
	Echanges verticaux entre couches	2,19	2,63	/
Sorties ($m^3 s^{-1}$)	Prélèvements	1,53	0,41	1,94
	Touloubre (dont source Mary-Rose)	/	0,45	0,45
	Massifs calcaires Mouriès	/	0,15	0,15
	Sortie sud-ouest	3,10	1,22	4,32
	Echanges verticaux entre couches	2,63	2,19	/

Tableau 18 : Bilan hydrologique par couche du système aquifère de la Crau simulé par le modèle hydrogéologique en régime permanent

* Flux de recharge calculés avec les proportions des recharges du bilan hydro-isotopique (Chapitre 3)

** Flux vertical net = Recharge – flux de débordement

Le bilan hydrologique de la nappe de la Crau issu du modèle est présenté dans le Tableau 18. Il faut tout d'abord noter que le débit de recharge total donné par le bilan hydrologique de MODFLOW correspond en réalité au flux vertical net (6,34 $m^3 s^{-1}$), soit la recharge appliquée en entrée du modèle (6,82 $m^3 s^{-1}$) moins les flux de débordement, correspondant donc à 0,48 $m^3 s^{-1}$. MODFLOW ne permettant pas de séparer les contributions de plusieurs flux de recharge, les débits marqués d'astérisques dans le bilan hydrologique sont donc purement indicatifs, et ont été calculés en utilisant les proportions de recharge résultantes du bilan hydro-isotopique (69% irrigation et 31% précipitations ; Chapitre 3). Toutefois, remarquons que ce flux vertical net simulé, inférieur à la recharge observée, compense la sous-estimation des prélèvements agricoles (plusieurs forages agricoles dont les débits de prélèvement sont inconnus ; Partie 2.2.4.3). Ce bilan est donc d'autant plus robuste que les sorties à potentiels imposées simulées révèlent un total de 4,92 $m^3 s^{-1}$ alors que l'inventaire de ces mêmes sorties, réalisé dans la Partie 2.2.3, donne une valeur totale mesurée de 5,2 $m^3 s^{-1}$.

Les flux de ce bilan hydrologique simulé correspondent également aux flux moyens des précédents bilans de la littérature : les flux de recharge de cette étude sont compris entre ceux des bilans des modèles hydrogéologique du BRGM (MARTCRAU ; Partie 2.3.2) et de l'INRA (Partie 2.3.3), et correspondent aux valeurs estimées par le bilan du BRGM de 1964 (Partie 2.3.1).

Nous avons également vu tout au long du processus de calibration que la source Mary-Rose présente un débit simulé satisfaisant (0,19 $m^3 s^{-1}$) au regard de la seule valeur mesurée sur le terrain (0,11 $m^3 s^{-1}$). Le débit d'entrée amont par drainage des massifs calcaires de Vernègues est quant à lui sous-estimé de près d'un facteur deux. Mais la valeur calculée par une loi de Darcy (0,83 $m^3 s^{-1}$) est utilisée à titre de comparaison, et est elle-même incertaine de par le peu de données de perméabilité, géométrie, et piézométrie au niveau de ce secteur. De plus, les flux à cette limite sont probablement très variables et dépendent du régime des précipitations à l'aplomb d'un système karstique à l'hydrodynamique inconnue (Massif de Vernègue et Défens de Lamanon).

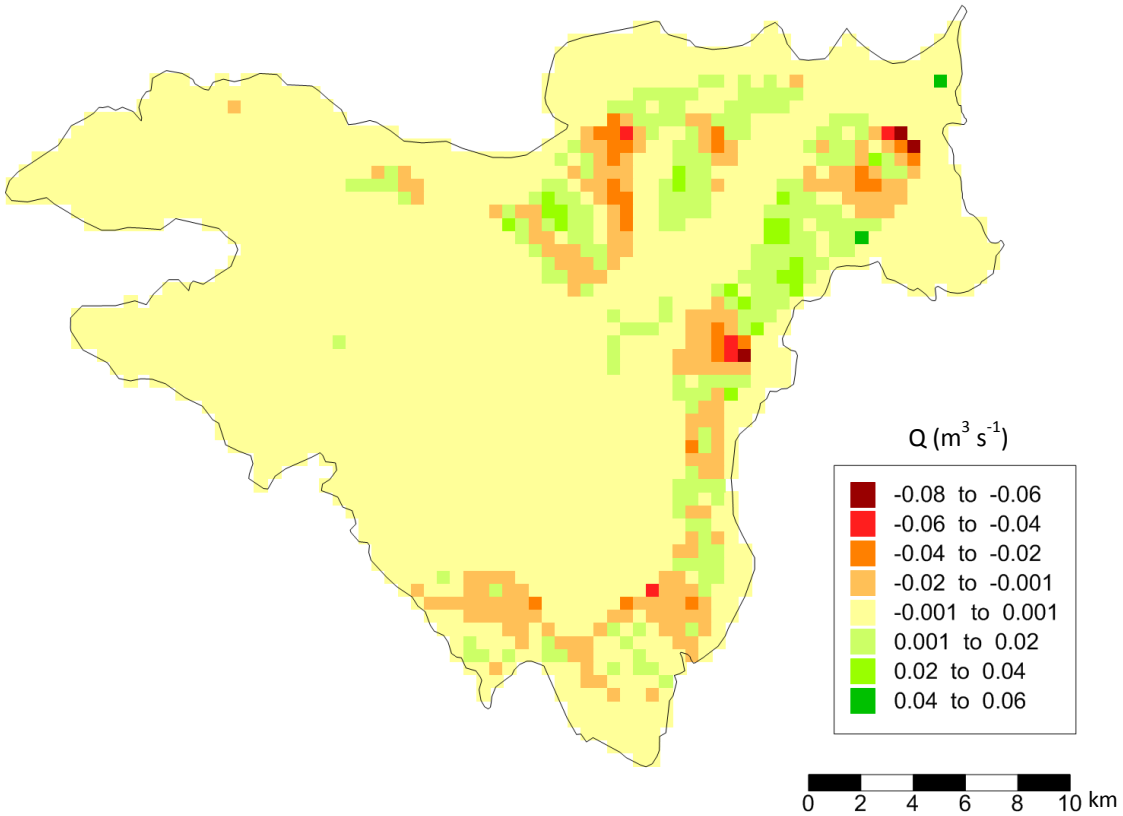


Figure 79 : Carte des flux verticaux par maille (500 x 500 m) à l'interface entre les deux couches de la simulation en régime permanent

Les débits positifs sont des apports de la couche n°2 (inférieur) à la couche n°1 (supérieure), et inversement

Des échanges verticaux entre les deux couches se produisent dans les deux sens avec au total 2,19 $m^3 s^{-1}$ de la couche n°2 vers la couche n°1, et 2,63 $m^3 s^{-1}$ de la couche n°1 vers la couche n°2. Avec un débit net global de 0,44 $m^3 s^{-1}$, la nappe des cailloutis est donc celle qui apporte de l'eau à la nappe miocène sous-jacente, principalement dans le secteur amont. Dans ce secteur de fortes connectivités hydrauliques verticales, les débits d'échanges peuvent aller jusqu'à 10^{-2} $m^3 s^{-1}$ par maille (500 x 500 m), et 10^{-5} à 10^{-4} $m^3 s^{-1}$ dans les secteurs confinés.

5.3.6.3. VITESSES D'ECOULEMENT

Intégré à MODFLOW, le logiciel PMPATH permet de simuler le transport de particules, et donc de calculer et spatialiser les directions et vitesses d'écoulements.

En ce qui concerne la couche n°1, la Figure 80 permet d'apprécier les zones de fortes vitesses d'écoulement, et ainsi de remarquer le tracé des trois paléo-chenaux drainant la majorité des eaux de la nappe des cailloutis. Les vitesses d'écoulements peuvent aller jusqu'à 27 km an^{-1} pour le couloir de Miramas (à l'est), avec une moyenne de 2,7 km an^{-1}.

Quant à la couche n°2 sous-jacente, elle présente des vitesses beaucoup plus faibles (Figure 81) allant tout de même jusqu'à 750 m an^{-1} pour certaines zones, mais avec une moyenne de 50 m an^{-1}.

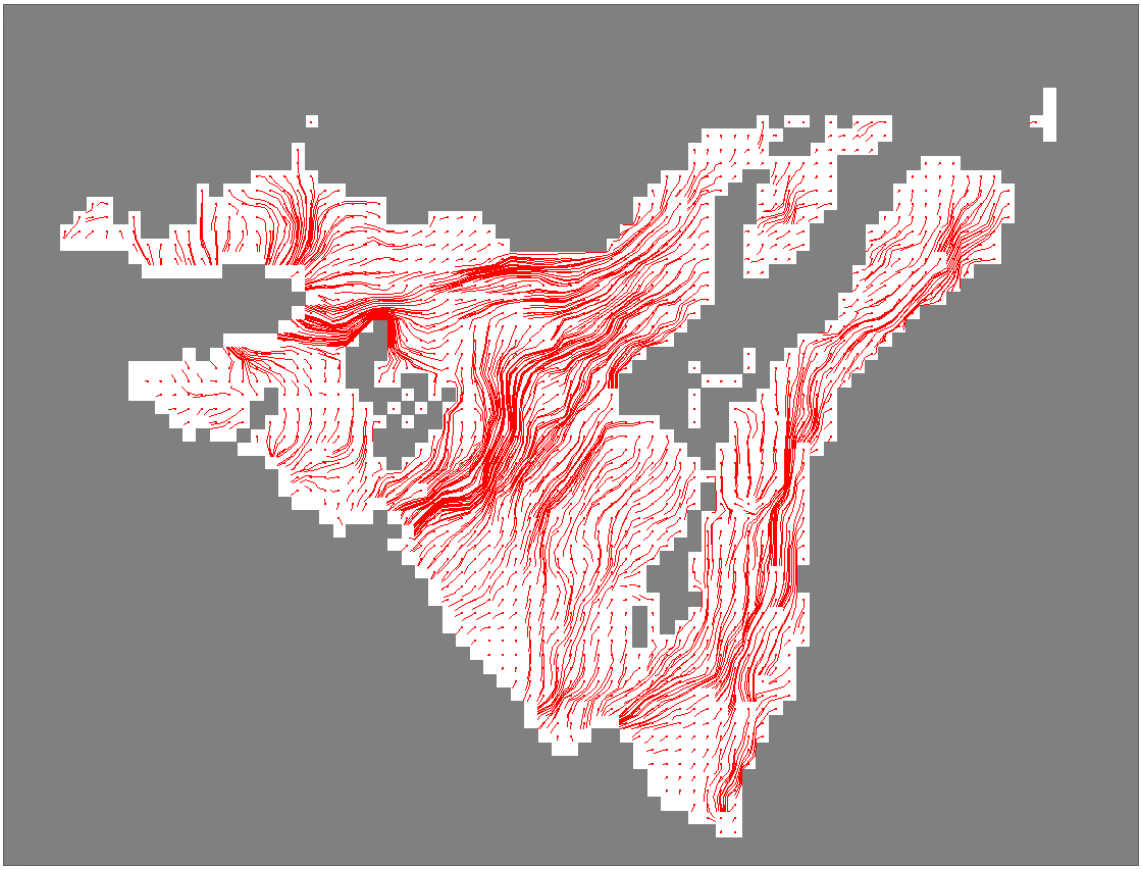


Figure 80 : Carte des vitesses d'écoulement de la nappe des cailloutis (couche n°1)
Chaque segment représente la distance parcourue après une année d'écoulement

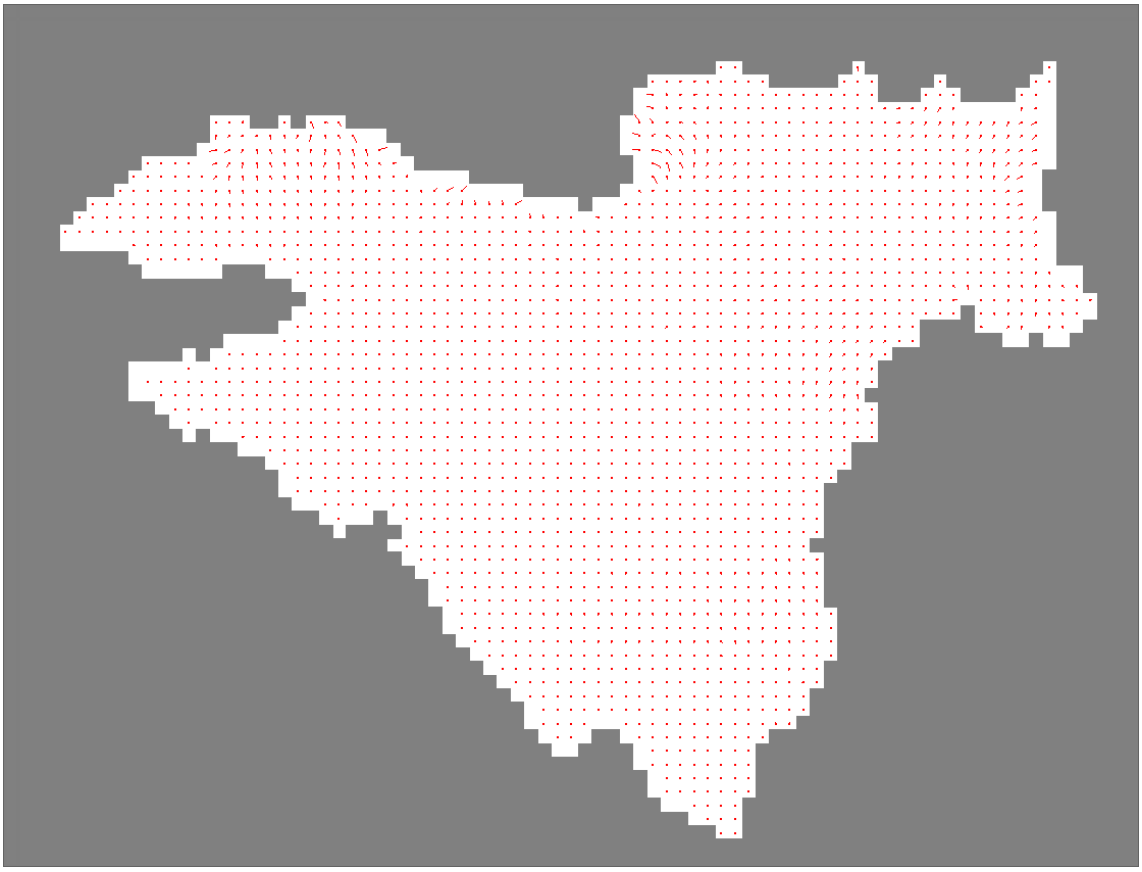


Figure 81 : Carte des vitesses d'écoulement du réservoir miocène (couche n°2)
Chaque segment représente la distance parcourue après une année d'écoulement

5.3.6.4. CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT

Cette modélisation en régime permanent produit des résultats satisfaisants avec une erreur moyenne de 1,15 m sur les 23 piézomètres de contrôle bien répartis. En respectant un maximum de données issues, pour l'essentiel, de mesures expérimentales, la calibration purement géostatistique de notre approche produit une erreur moyenne équivalente à celles des précédentes modélisations (Partie 2.3). L'outil géostatistique se révèle donc parfaitement adapté à ce cas d'étude présentant un grand nombre de données spatialisées.

Vingt mailles présentent des débordements pour un total de 2165 mailles actives. Hormis les affleurements de nappe observés sur le terrain, ces débordements sont principalement expliqués par des biais d'interpolation de géométries locales complexes (abords des étangs et limite nord).

Conceptualisé pour la première fois sous forme d'un multicouche, le système aquifère de la Crau présente un bilan hydrologique simulé respectant l'inventaire d'entrées et sorties de nappe, ainsi que les précédents bilans de masse réalisés jusqu'alors. La piézométrie simulée est également très similaire à ce qui est observé sur le terrain, avec des directions d'écoulement très bien reproduites même à des échelles très locales.

Ce modèle permet ainsi d'établir une base solide à la modélisation en régime transitoire du système aquifère de la plaine de la Crau.

5.4. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME TRANSITOIRE

Cette partie présente la mise en œuvre et les résultats du modèle hydrogéologique en régime transitoire. Ce modèle sera testé sur la forte saisonnalité du système aquifère de la Crau, notamment due aux périodes d'irrigation. La validation de ce dernier sera réalisée à travers le transport d'isotopes stables de l'eau qui sera simulé et comparé aux nombreuses données mesurées.

5.4.1. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE TRANSITOIRE

Le passage d'un modèle en régime permanent à un modèle en régime transitoire ne requière que très peu de nouveaux paramètres. La piézométrie initiale utilisée est celle simulée par le modèle en régime permanent, *i.e.* le régime interannuel. Les perméabilités étant déjà calibrées par les simulations en régime permanent, les seuls paramètres à implémenter sont les porosités de drainage de la couche n°1, et la partie libre de la couche n°2, et le coefficient d'emmagasinement spécifique de la partie confinée de la couche n°2. Il est également nécessaire d'appliquer la saisonnalité aux flux de recharge moyens (naturelle et par irrigation), introduits en régime permanent.

5.4.1.1. PERIODES ET DUREE DE SIMULATIONS

La modélisation en régime transitoire, d'une durée de 3 ans et demi, est réalisée sur 193 périodes hebdomadaires, du 15 octobre 2011 au 20 juin 2015. Ces dates permettent d'utiliser un grand nombre de piézomètres d'observation, tout en incluant les données isotopiques des cinq campagnes biannuelles réalisées d'octobre 2011 à mars 2013 (Chapitre 3). Cela permet une validation supplémentaire du modèle par des simulations de transport géochimique.

5.4.1.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE

Calculées indépendamment de toute modélisation hydrogéologique, les porosités de drainage de la couche n°1 (nappe libre des cailloutis) ont été obtenues par une combinaison de modélisation des écoulements en zone non-saturée, d'analyse des fluctuations de nappe, et d'une approche hydro-gravimétrique (Chapitre 4).

La méthode des fluctuations de nappe (« Water Table Fluctuation ») a ainsi permis de produire le champ de porosités efficaces dont l'interpolation par krigeage est présentée sur la Figure 82. Les valeurs s'étendent de 3,3 à 26% avec une moyenne de 9,6%, en accord avec les quelques valeurs de la littérature (Partie 2.4.2). Toutefois, comme cela a été discuté dans le Chapitre 4, l'hypothèse majeure considérée pour l'application de la méthode (recharge par la totalité des événements pluvieux extrêmes étudiés) peut produire des valeurs de porosité légèrement surestimées dans les zones présentant d'importantes épaisseurs de zone non-saturée et de sol.

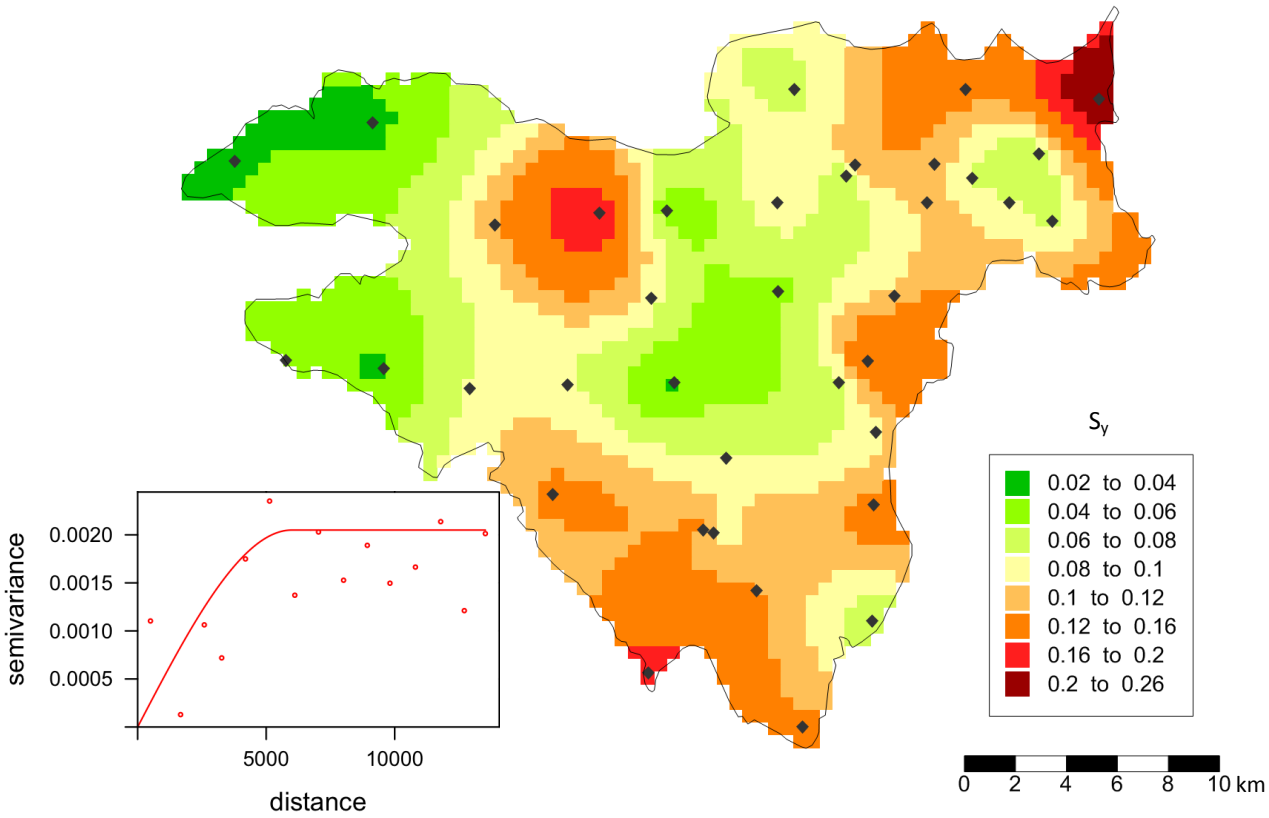


Figure 82 : Carte interpolée des porosités de drainage estimées par la méthode des fluctuations de nappe et son semi-variogramme de krigeage associé

En ce qui concerne la couche n°2 (réservoir miocène), aucune donnée n'est disponible. Toutefois, étant saturée sur une majeure partie de la Crau, la valeur de coefficient d'emmagasinement choisie n'a que très peu d'influence sur les fluctuations piézométriques de la couche supérieure. Une porosité de drainage homogène de 10% a donc été fixée pour les secteurs libre du miocène (en connexion hydraulique directe avec les cailloutis), une valeur classique pour ce type de matériaux constitué de grès molassique (Johnson, 1967). Cependant, un coefficient d'emmagasinement spécifique a été fixé à 2.10^{-5} m^{-1} pour la partie confinée du miocène (limite visible sur la Figure 77) sur la base des valeurs données par Domenico and Mifflin (1965) pour ce type de matériaux. Ce choix produit des coefficients d'emmagasinements allant de 0,2 à 1,5% selon les épaisseurs ce secteur miocène confiné (Figure 54 et Figure 56).

5.4.1.3. RECHARGES

Une phase importante de la construction du modèle transitoire consiste à distribuer temporellement les recharges moyennes annuelles, utilisées dans le modèle en régime permanent, sur les 193 périodes hebdomadaires de simulation. Nous ne disposons malheureusement pas de données sur les variations spatiales (d'une prairie à l'autre) et temporelles (au sein d'une saison) des flux d'irrigations qui sont connus pour être variables. Une valeur moyenne hebdomadaire de la recharge par surplus d'irrigation est donc calculée et appliquée sur toute la durée d'une période d'irrigation simulée. Les dates des périodes d'irrigation (Tableau 19) ont été déterminées en se basant sur l'observation des chroniques piézométriques des points les plus influencées par ce mode de recharge.

Période d'irrigation	Début	Fin
2012	17/03/12 – 23/03/12	29/09/12 – 05/10/12
2013	30/03/13 – 05/04/13	28/09/13 – 04/10/13
2014	22/03/14 – 28/03/14	20/09/14 – 26/09/14
2015	04/04/15 – 10/04/15	29/09/15 – 05/10/15

Tableau 19 : Périodes d'irrigation déduites des chroniques piézométriques

La recharge naturelle est plus délicate à caractériser de manière périodique. Nous ne disposons que d'une valeur moyenne de la recharge naturelle, représentative d'un régime permanent (Seraphin et al., 2016), ainsi que des chroniques de précipitations à long terme (de 1991 à 2015) sur trois stations météorologiques (Arles – Tour du Valat, Istres, et Salon – Aérodrome ; Figure 9 ; Partie 2.1.1). Nous proposons ainsi de nous inspirer de la méthode du GRADEX (Guillot and Duband, 1967), classiquement utilisée par les hydrologues pour le calcul de probabilités de crues à partir des données de pluies. En utilisant les moyennes journalières de ces trois chroniques de pluies, il est possible de déterminer une valeur seuil de précipitation au-delà de laquelle les pluies ne sont plus stockées dans la zone non saturée (ou ruisselée, même si ce processus est négligeable sur la plaine de la Crau ; Dellery et al., 1964), et commencent à recharger la nappe. Ainsi, nous pouvons déterminer la valeur seuil des pluies journalière au-delà de laquelle la somme des volumes résiduels pour les années 1991 à 2015 sera en moyenne égale à 128 mm an^{-1}, la valeur de recharge naturelle moyenne interannuelle estimée par le bilan hydro-isotopique (Seraphin et al., 2016).

La mise en œuvre de cette méthode permet de déduire une valeur seuil de pluies efficaces de 15 mm j^{-1}. Ainsi, les pluies journalières, supérieures à cette valeur seuil, contribuent, en moyenne, à la recharge de la nappe. Il est intéressant d'observer que les recharges moyennes annuelles de 1991 à 2015 calculées avec cette valeur seuil présentent un écart-type de 64 mm. Ceci prouve une nouvelle fois la robustesse de l'estimation des recharges et de leurs variabilités saisonnières et interannuelles, puisque la valeur obtenue par le modèle de mélange hydro-isotopique est de 128 ± 50 mm an^{-1}. Ainsi, il est possible d'utiliser ce seuil de pluies efficaces sur les chroniques de pluies de la période simulée pour en déduire des recharges naturelles hebdomadaires. La période simulée (2012-2015) présente une recharge naturelle moyenne de 145 mm an^{-1}, très proche de la valeur moyenne du régime permanent.

Ce sont donc 193 cartes de recharges hebdomadaires qui sont produites pour être utilisées en entrée du modèle transitoire. Ce dernier simulera la recharge par surplus d'irrigation sur la base d'une moyenne spatiale héritée du modèle en régime permanent. Cela risque de provoquer des erreurs locales d'amplitudes mais permettra de conserver le bilan hydrologique global. La recharge naturelle sera, quant à elle, simulée avec une résolution hebdomadaire, sur la base des pluies moyennes mesurées aux trois stations météorologiques disponibles (moyenne des volumes hebdomadaires précipités à Arles – Tour du Valat, Istres, et Salon – Aérodrome).

5.4.1.4. SIMULATION DU TRANSPORT DU SIGNAL ISOTOPIQUE

Les paramètres de stockage du modèle en transitoire (coefficient d'emmagasinement et porosité de drainage) présentés ci-dessus sont également utilisés pour simuler le transport des traceurs isotopiques permettant ainsi une validation globale de l'approche de modélisation. Cette simulation transitoire, indépendante de celle simulant la piézométrie, est réalisée sur 5 périodes de recharges semestrielles (Tableau 20) en raison de la faible résolution temporelle des données isotopiques utilisables en entrée des simulations. En effet, il n'existe pas de suivis du signal isotopique des eaux d'irrigation sur la période simulée ; de plus, le signal isotopique des pluies est fourni avec une résolution mensuelle (IAEA/WMO, 2016). Des recharges moyennes de chaque période sont calculées et appliquées à chaque maille en se basant toujours sur les valeurs moyennes obtenues avec le modèle de mélange hydro-isotopique (Chapitre 3) : 128 mm an^{-1} pour la recharge naturelle et 1109 mm an^{-1} pour la recharge par les excédents d'irrigation.

Période	Début	Fin	Type de recharge	Nombre de jours	Nombre d'étapes de calcul
1	15/10/2011	14/03/2012	Naturelle	151	22
2	15/03/2012	04/10/2012	Irriguée	203	29
3	05/10/2012	04/04/2013	Naturelle	181	26
4	05/04/2013	02/10/2013	Irriguée	180	26
5	03/10/2013	24/03/2014	Naturelle	172	25

Tableau 20 : Périodes de recharges simulées pour le modèle de transport isotopique en régime transitoire

Les données isotopiques ($\delta^{18}O$) des campagnes d'échantillonnage biannuelles menées en collaboration avec le SYMCRAU, ainsi que les autres données disponibles (voir Appendix-A Partie 3.2), couvrant les périodes simulées, sont utilisées en tant que variables de contrôle. Le signal isotopique initial utilisé pour la nappe des cailloutis est celui présenté sur la carte interpolée (Fig.6 ; Chapitre 3), considérée comme distribution spatiale quasi stationnaire. N'ayant aucune spatialisation du signal isotopique du réservoir miocène (couche n°2), et sachant qu'il existe d'importants flux d'échange entre les deux couches sur près de 500 ans (Figure 79 ; Partie 5.3.6.2), nous avons choisi d'imposer le même signal isotopique initial que dans la nappe des cailloutis (couche n°1). La plausibilité d'une telle hypothèse est testée au moyen de simulations longues durée (Partie 5.4.2.2.2).

Pour la simulation du transport géochimique, le module MT3D (Zheng, 1992), largement accepté par la communauté des modélisateurs, et qui possède une interface directement connectée avec MODFLOW, a été utilisé. Le schéma de résolution choisi est la méthode des caractéristiques (MOC ; Konikow and Bredehoeft, 1978). Cette méthode de calcul du transport advectif à l'avantage de ne pas être entachée de dispersion numérique.

En ce qui concerne la dispersion cinématique, pour les deux couches nous avons choisi une valeur classique de 0.1 pour les rapports de dispersivité transversale horizontale et verticale sur la dispersivité longitudinale. Des matériaux fluvioglaciaires constitués de sables et galets, similaires à ceux de la plaine de la Crau, présentent des valeurs de dispersivité longitudinale mesuré comprises entre 1 et 15 m (Gelhar et al., 1992). En effet, les aquifères, formés de sables et graviers très perméables (10^{-4} à 10^{-3} m s^{-1}) sont soumis à un processus de diffusion moléculaire très limité et à un processus advectif dominant.

Après un test de sensibilité, nous avons obtenus les meilleures performances de reproduction des signaux isotopiques observées en appliquant une dispersivité longitudinale de 11 m, et donc une dispersivité transversale de 1,1 m.

Tous les modules de réactions chimiques ont été désactivés puisque les isotopes stables de l'eau sont des traceurs conservatifs. Cinq cartes de signaux isotopiques des recharges ont été créées. Les pôles de recharge utilisés sont ceux mis en œuvre dans le modèle de mélange isotopique (Chapitre 3 ; Seraphin et al., 2016), avec un $\delta^{18}O$ de -6,00‰ pour la recharge naturelle moyenne, et de -10,72‰ pour la recharge par irrigation. Le signal isotopique de recharge est alors pondéré par les surfaces de prairies, et par les proportions des modes de recharge de chaque maille. Une limite de signal isotopique imposée à -6,00‰ (signal moyen à long terme des précipitations) a été créée au niveau de la zone d'alimentation par les massif calcaire à l'amont de la nappe (au niveau de Lamanon au nord-est ; Figure 64 et Figure 65).

5.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS DU MODELE TRANSITOIRE

5.4.2.1. PIEZOMETRIE SIMULEE

La Figure 84 présente les chroniques piézométriques hebdomadaire simulées (rouge) et observées (noir), ainsi que les valeurs moyennes interannuelles respectives (pointillé) issues du modèle en régime permanent. Notons que certaines de ces moyennes interannuelles ne moyennent pas correctement le signal piézométrique transitoire (rouge) puisque la recharge naturelle de la période simulée en transitoire est légèrement supérieure à la recharge moyenne interannuelle utilisée dans le régime permanent (Partie 5.4.1.3). De plus, la variabilité temporelle des périodes d'irrigation a été prise en compte dans le modèle (Tableau 20).

Tout d'abord, il est possible d'observer des décalages verticaux sur une moitié des chroniques piézométriques simulées. Ces derniers sont principalement expliqués par les erreurs héritées du modèle en régime permanent (droites pointillées ; *e.g.* P19T, Pz15, Pz16). Mais ces décalages proviennent également du fait que certains piézomètres sont situés dans des secteurs qui ne présentaient pas de variables de contrôle en régime permanent, empêchant la calibration locale des perméabilités (*e.g.* P21B, Pz22, Pz23). Ainsi, le secteur nord-ouest est problématique, notamment avec Pz20 qui présente un important décalage vertical et une absence de saisonnalité dans les simulations, malgré sa proximité avec les prairies irriguées. Ceci s'explique par des simulations de directions d'écoulement inversées très localement qui ne sont d'ailleurs observables sur aucunes des cartes piézométriques expérimentales. Le point Pz11, au sud de la nappe, présente le même type de problème, mais dans une moindre mesure. Les données observées sur ce point montrent une légère saisonnalité liée à l'irrigation que le modèle ne parvient pas à reproduire. Le morcellement et l'éloignement des prairies irriguées à l'amont de ce point de contrôle, et l'interruption par une zone de mailles sèches des lignes de courant atteignant ce piézomètre (Figure 76) expliquent cette absence de saisonnalité.

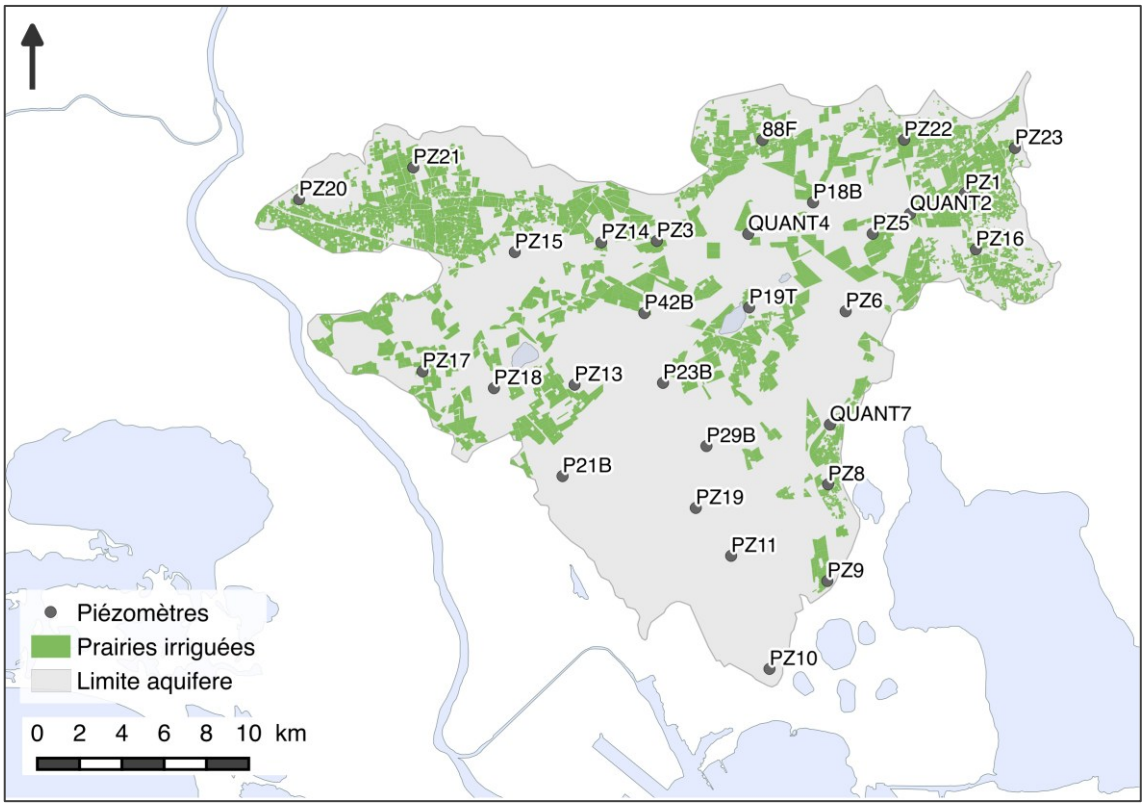


Figure 83 : Localisation des 29 points de contrôle du modèle hydrogéologique en régime transitoire

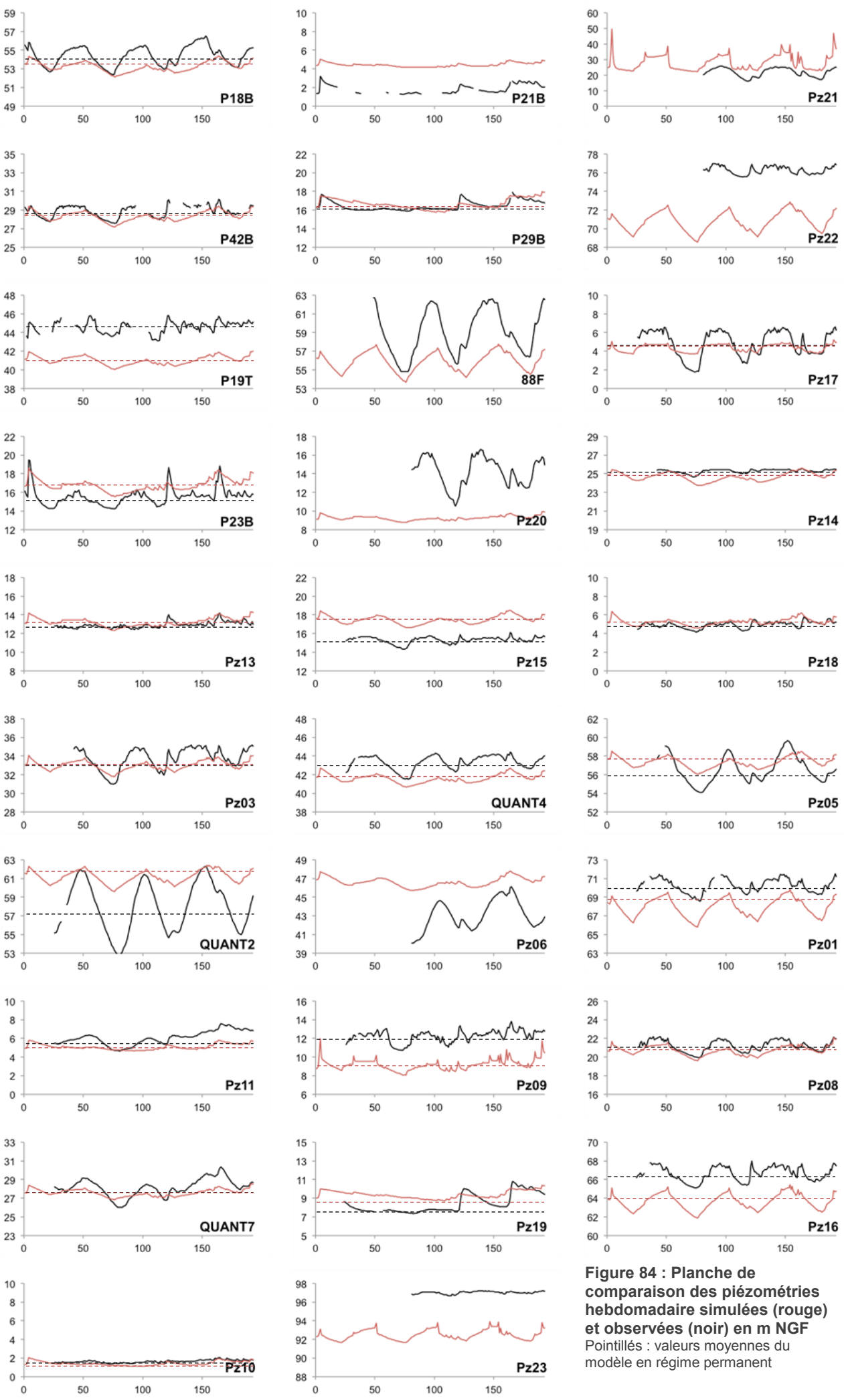


Figure 84 : Planche de comparaison des piézométries hebdomadaire simulées (rouge) et observées (noir) en m NGF
Pointillés : valeurs moyennes du modèle en régime permanent

Toutefois, à l'exception de ces deux points de contrôles (Pz20 et Pz11), le modèle parvient à simuler correctement les saisonnalités. Les influences des différents modes de recharge simulés (naturel ou par les irrigations) correspondent à ceux observés, démontrant que les sens d'écoulements sont globalement bien reproduits. Nous pouvons même observer que pour certains secteurs du modèle, qui ne présentaient pas de variables de contrôle pour calibrer la perméabilité locale (régime permanent), parviennent tout de même à reproduire des chroniques piézométriques proches de ce qui est observé (*e.g.* Pz21 et 88F).

Cependant, une majorité de ces points d'observation présentent des amplitudes piézométriques que le modèle ne parvient pas à reproduire avec précision. En effet, la Figure 85 montre une faible corrélation des amplitudes de l'année 2014, avec 11 points simulant des amplitudes sous-estimées de plus d'un mètre, et 3 surestimées de plus d'un mètre. Ceci confirmerait donc les surestimations possibles des porosités de drainage des horizons de cailloutis (Chapitre 4). Nous avons alors tenté d'ajuster les porosités de drainage par des coefficients calculés à partir de ces écarts d'amplitudes. Un grand nombre de valeurs de porosité de drainage ont été très fortement modifiées, jusqu'à dépasser les bornes des valeurs types (3,3 à 26% ; Chapitre 4), pour produire des améliorations mineures d'amplitudes simulées (Figure 85). Cela indique que la porosité de drainage ne permet pas à elle seule d'expliquer ces erreurs d'amplitudes. En effet, le problème vient sans doute de l'utilisation d'une moyenne régionale de recharge par excès d'irrigations alors que certains secteurs de la nappe sont connus pour être plus ou moins irrigués que d'autres (Chapitre 3). Les prairies plus récentes, comme dans le secteur d'Istres, n'ont pas encore développé assez de sol (créé par les apports de limons des eaux d'irrigation) et requièrent ainsi de plus importants flux irrigués pour répondre aux demandes des cultures (pouvant aller jusqu'au double). La pente est également un facteur important puisque les prairies correctement nivelées nécessitent moins d'eau pour parvenir à irriguer la totalité d'une parcelle.

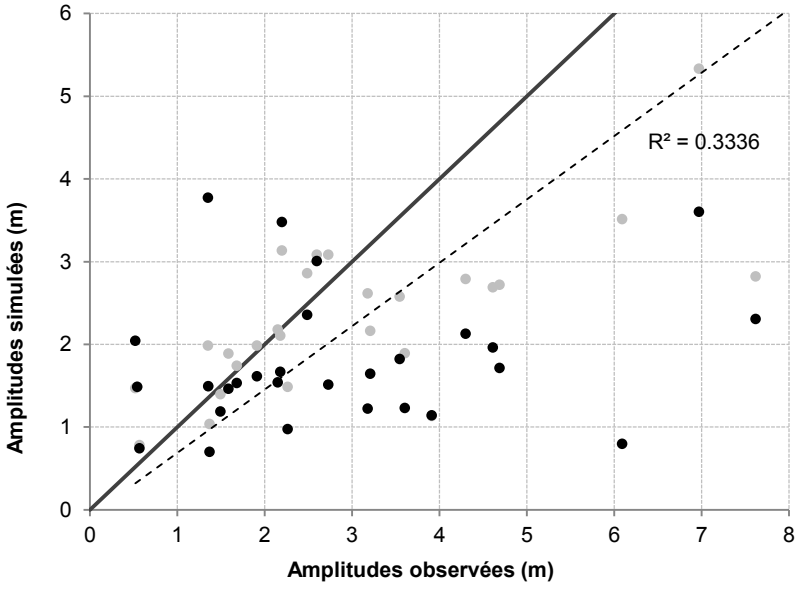


Figure 85 : Comparaisons des amplitudes simulées et observées calculées pour l'année 2014
La droite en gras correspond à la droite 1 : 1, et celle en pointillés à la régression linéaire sur les amplitudes par défaut
Les points grisés correspondent aux amplitudes simulées avec les porosités de drainage ajustées

Finalement, nous pouvons remarquer que tous les piézomètres simulés (Figure 84) montrent de très bon temps de réponses aux différents évènements de recharge. Cette absence de décalages latéraux des chroniques confirme la très forte capacité d'infiltration de la zone non saturée, mentionnée dans la littérature (Dellery et al., 1964) et qui représentait une hypothèse majeure pour la détermination des porosités de drainage par la méthode des fluctuations de nappe (Chapitre 4).

5.4.2.2. TRANSPORT ISOTOPIQUE

5.4.2.2.1. SIMULATION A COURT TERME

Les Figure 86 et Figure 87 présentent des cartes de signal isotopique ($\delta^{18}O$) des deux couches du modèle à différentes étapes de la simulation du modèle transitoire. L'état isotopique initial de la nappe des cailloutis a été obtenu expérimentalement dans le cadre de l'étude de la recharge de la nappe (Chapitre 3). La simulation confirme la qualité de cette distribution puisque la Figure 86-A présente très peu de variations après 6 mois de simulation (Figure 86-B). En effet, nous observons même qu'au cours des deux ans et demi de modélisation, le signal isotopique des deux couches conserve la même configuration. Cela confirme que cette hétérogénéité spatiale du signal isotopique constitue un état très proche de l'équilibre. Les fortes perméabilités des cailloutis (couche n°1) permettent toutefois de simuler de petites variations locales, alors que les matériaux miocènes moins perméables (couche n°2), ne produisent pas de variations saisonnières du signal isotopique. Seules une petite zone au nord-ouest de cette couche présente un enrichissement progressif engendré par une maille en débordement héritées du modèle en régime permanent (Figure 77 ; Partie 5.3.6.1).

Que ce soit à la suite d'une saison d'irrigation (Figure 86-C et Figure 87-E), ou après une saison de recharge naturelle (Figure 86-B et Figure 87-D), une importante partie aval de la nappe présente un signal isotopique enrichi, caractéristique d'une recharge dominée par les précipitations locales, alors que le reste de la Crau présente un signal appauvri contrôlé par l'irrigation des prairies avec les eaux de la Durance (d'origine alpine). Cette zone de signal enrichi (bleue) est créée par la présence de l'étang d'Entressen, qui interrompt les lignes de flux appauvries de la partie amont de la couche n°1. De plus, encadrée par deux paléo-chenaux, très transmissifs, drainant rapidement les eaux vers la bordure occidentale, cette zone présente de faibles épaisseurs mouillées et des vitesses d'écoulement beaucoup plus faibles (Figure 80). Ainsi, les prairies à l'aval direct de l'étang d'Entressen n'apportent pas assez d'eau pour « repousser » ce front enrichit avant que la période de recharge naturelle apporte à nouveau des eaux de pluie appauvries. Nous observons donc un équilibre se créer entre la faible transmissivité horizontale de cette zone et la forte capacité d'infiltration verticale des cailloutis.

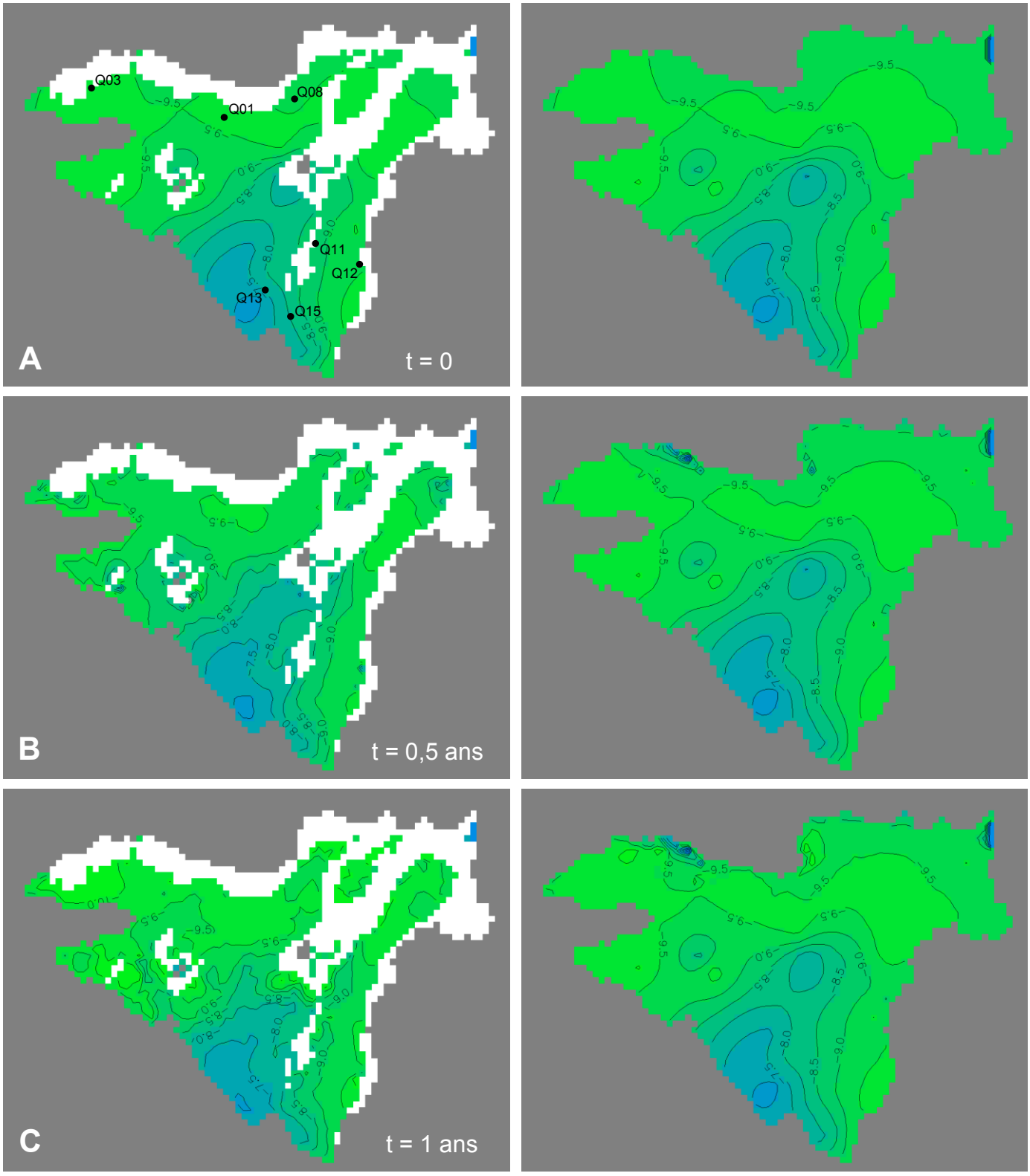


Figure 86 : Cartes du signal isotopique ($\delta^{18}O$) simulé de la nappe des cailloutis (gauche) et de la nappe miocène (droite) d'octobre 2011 (A), de mars 2012 (B), et d'octobre 2012 (C)

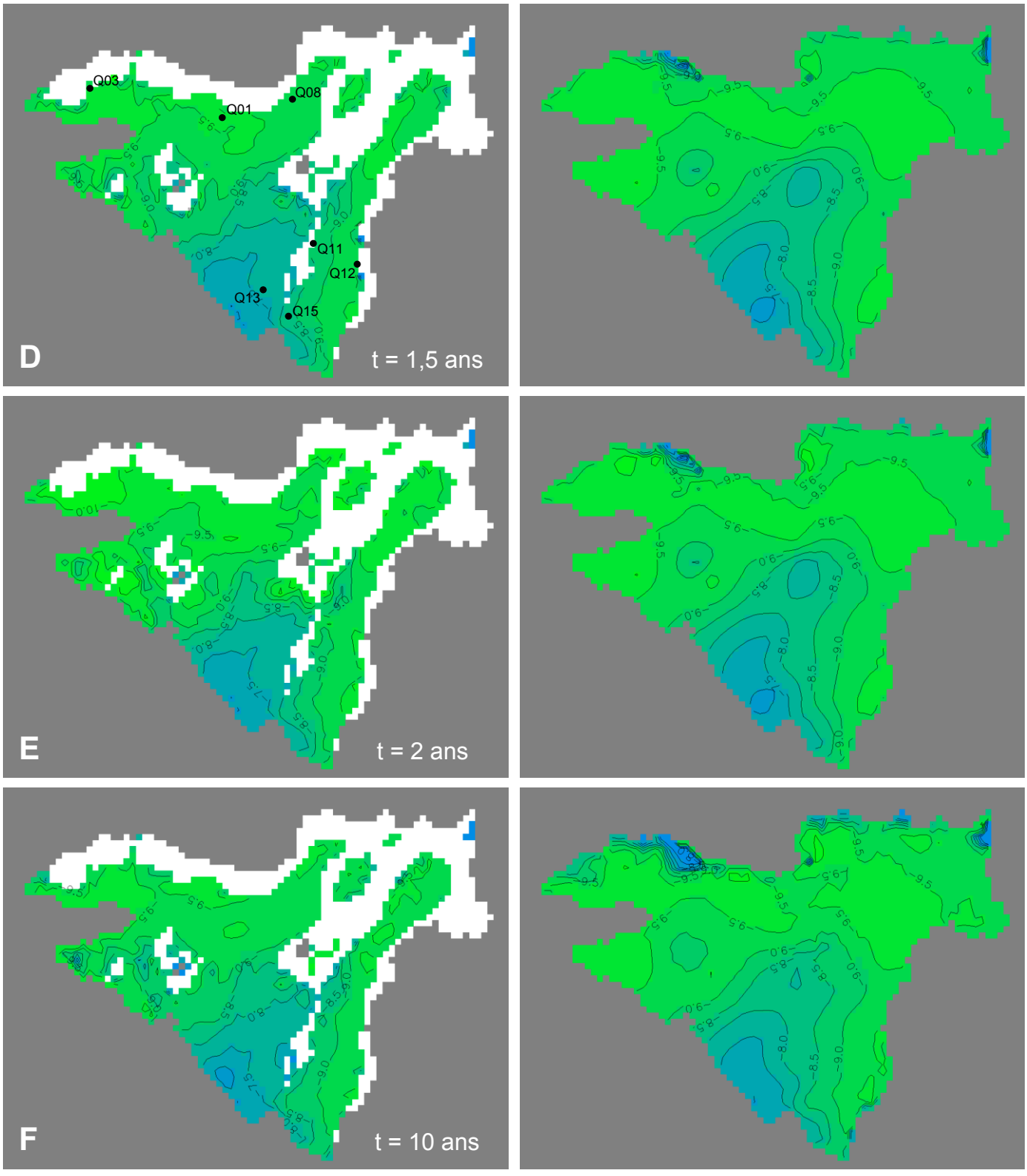


Figure 87 : Cartes du signal isotopique ($\delta^{18}O$) simulé de la nappe des cailloutis (gauche) et de la nappe miocène (droite) de mars 2013 (D), d'octobre 2013 (E), et d'octobre 2021 (F)

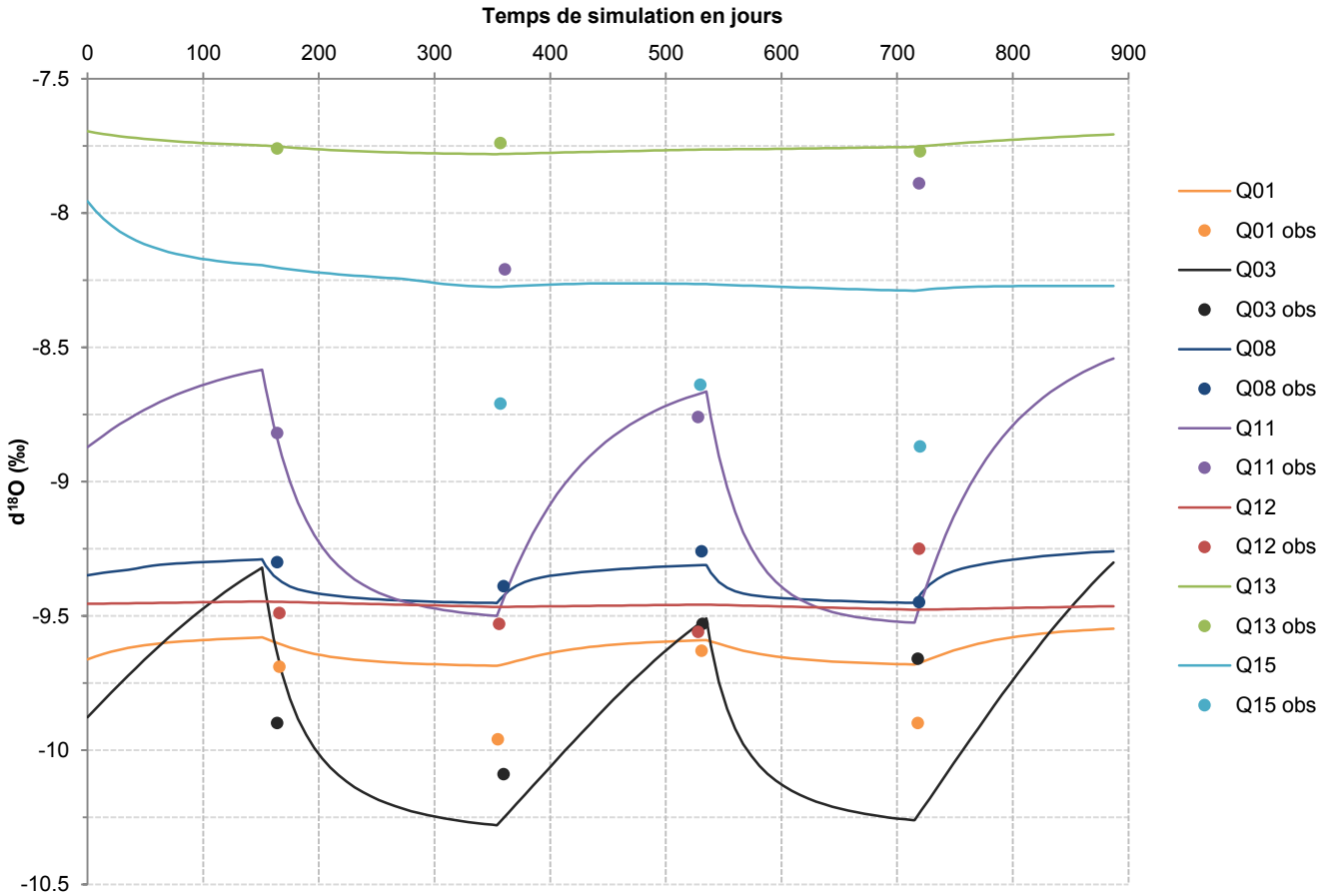


Figure 88 : Comparaison de quelques chroniques de signaux isotopiques simulés aux valeurs observées
Les piézomètres sont localisables sur les cartes simulées (**Figure 86** et **Figure 87**)

Egalement observé avec les résultats des simulations piézométriques (Partie 5.4.2.1), certaines zones de la nappe ne présentent pas une saisonnalité de composition conforme à celle simulée (*e.g.* Pz11). Ainsi, le manque de reproductivité des saisonnalités géochimiques observées (Figure 88), et notamment l'inversion au niveau de Q11 (situé 4 km en amont de Pz11 ; Figure 22), est dû à des lignes de courant mal simulées dans ce secteur. Toutefois, comme nous l'avons remarqué avec la piézométrie simulée (Partie 5.4.2.1), ces zones du modèle ne parvenant pas à reproduire les saisonnalités observées sont très minoritaires. En effet, le reste des points de suivi géochimique (Figure 88) montre des saisonnalités conformes aux observations, mais avec des amplitudes parfois mal reproduites, à l'image de la piézométrie (Partie 5.4.2.1). Ceci vient confirmer le fait que la recharge par excès d'irrigation peut être très contrastée d'une prairie irriguée à l'autre, et qu'elle est donc responsable de ces erreurs d'amplitudes piézométriques et géochimiques.

Cependant, la Figure 89 permet d'observer une bonne corrélation (R^2 = 0.83) entre les signaux isotopiques simulés et ceux mesurés au cours de cinq campagnes semestrielles d'échantillonnages (A.2. ; Chapitre 3), permettant de valider les distributions spatiales simulées des isotopes stables de l'eau (Figure 86 et Figure 87). En effet, nous l'avions remarqué au cours de l'étude des recharges (Chapitre 3), le caractère intégrateur du traceur isotopique, combiné à l'importante capacité d'infiltration de cette nappe, offre une signature bien plus contrastée spatialement que temporellement. Notons que les deux points très éloignés de la droite 1 : 1 (Figure 89) sont ceux de Q11, l'unique point de contrôle présentant une inversion des saisonnalités géochimiques.

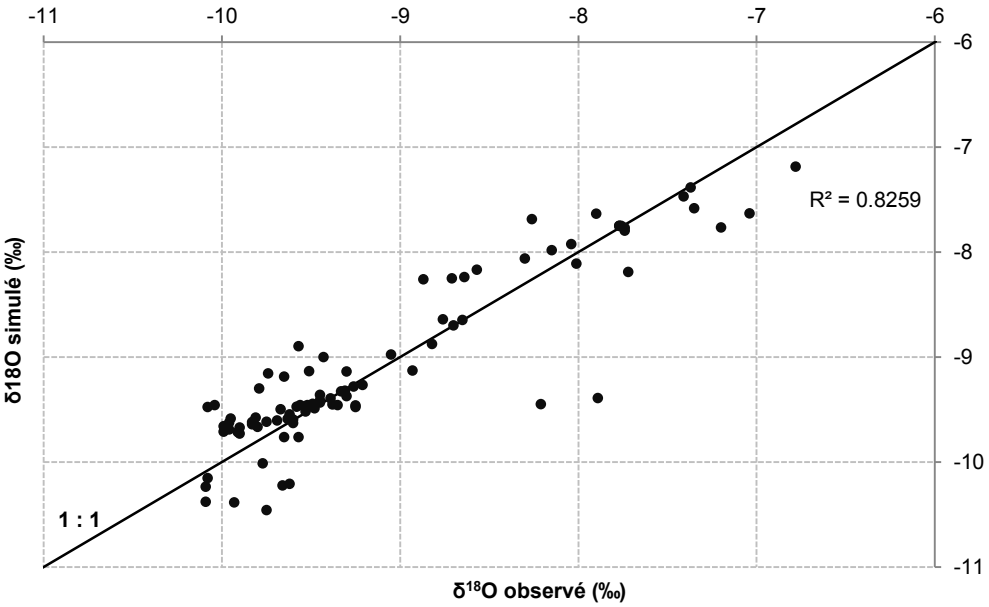


Figure 89 : Graphique de corrélation entre les signaux isotopiques simulés et observés pendant cinq campagnes semestrielles pour la couche n°1

Ces points de contrôle sont localisables sur la carte de suivis du réseau qualitatif (**Figure 22**)

5.4.2.2.2. SIMULATION A LONG TERME

Bien que les résultats à court terme (deux ans et demi) semblent satisfaisants (Partie 5.4.2.2.1), nous avons testé la robustesse à long terme de ce modèle de transport. La Figure 87-F présente ainsi l'état du signal isotopique après 10 ans de simulation avec les valeurs de recharges moyennes des périodes d'irrigations (*i.e.* 1108 mm an^{-1}) et de précipitations (*i.e.* 128 mm an^{-1}). Il est alors possible d'observer une configuration spatiale quasiment inchangée pour la couche n°1 (à gauche). Toutefois, la couche n°2 (à droite) semble montrer une évolution plus lente de sa distribution isotopique. Ceci est probablement dû au fait que, n'ayant aucune répartition spatiale du signal de cette couche, nous avons appliqué le même signal isotopique initial que celui de la couche n°1 (Partie 5.4.1.4). Le signal de cette couche pourrait donc être totalement différent de ce qui est représenté dans les Figure 86 (droite) et Figure 87 (droite).

Afin d'avoir une idée de l'état isotopique actuel de cette couche inférieure, nous avons produit une version de ce modèle qui permet de simuler quatre siècles de saisonnalité impactées par les irrigations. En effet, en émettant l'hypothèse d'une préservation des signatures des pôles isotopiques de recharges (-6,00‰ pour le $\delta^{18}O$ de la recharge naturelle et -10,72‰ pour le $\delta^{18}O$ de la recharge par les irrigations ; Chapitre 3), il est possible d'affirmer, qu'avant la mise en place des premiers canaux d'irrigation (il y a un peu plus de 400 ans), le signal isotopique de toutes les eaux souterraines de ce système aquifère était égal à la valeur du pôle de recharge naturelle actuel, soit -6,00‰.

Les autres hypothèses admises concernent la piézométrie initiale inconnue (application de celle simulée par le modèle en régime permanent), et la préservation des volumes moyens de recharges depuis quatre siècles. Toutefois, nous savons que les prairies irriguées ont été installées progressivement pour couvrir une importante moitié nord pendant plusieurs siècles. C'est plus récemment que des prairies ont été mises en places aux abords d'Entressen, Miramas, Istres et jusqu'à Fos-sur-Mer. Nous proposons donc une simulation exploratoire avec des prairies présentes uniquement au nord de la Crau pendant 300 ans, puis d'introduire la recharge par irrigations sur les prairies du sud de l'étang d'Entressen (Figure 23), seulement pour les 100 dernières années de simulation. Il en va de même pour les prélèvements que nous appliquons uniquement sur le dernier siècle de simulation, une période correspondant au début de la révolution industrielle.

Les résultats de cette simulation à long terme permettent tout d'abord d'apprécier les différentes vitesses d'écoulement simulées à travers le transport géochimique. Après 50 ans de simulations, nous pouvons observer le transport progressif des eaux d'irrigation, isotopiquement appauvries, depuis le nord de la plaine de la Crau (Figure 90-A). Un régime quasi-stationnaire commence à s'installer après 250 ans de simulations (Figure 90-B). A partir de 300 ans de simulation, les prélèvements et les nouvelles prairies irriguées du sud sont implémentées, et après 75 ans de fonctionnement de ces derniers (t = 375 ans), nous pouvons observer un état isotopique de la nappe des cailloutis (Figure 90-C gauche) très similaire à celui mesuré en mars 2012 (Figure 86-A gauche ; Fig.6, Chapitre 3). Cette observation est d'autant plus robuste que les prairies irriguées du secteur sud, que le modèle estimerait âgées de 75 ans environ, ont été pour la plupart mises en place entre 1900 et 1960, selon le comité de foin de Crau (Tronc pers. com.).

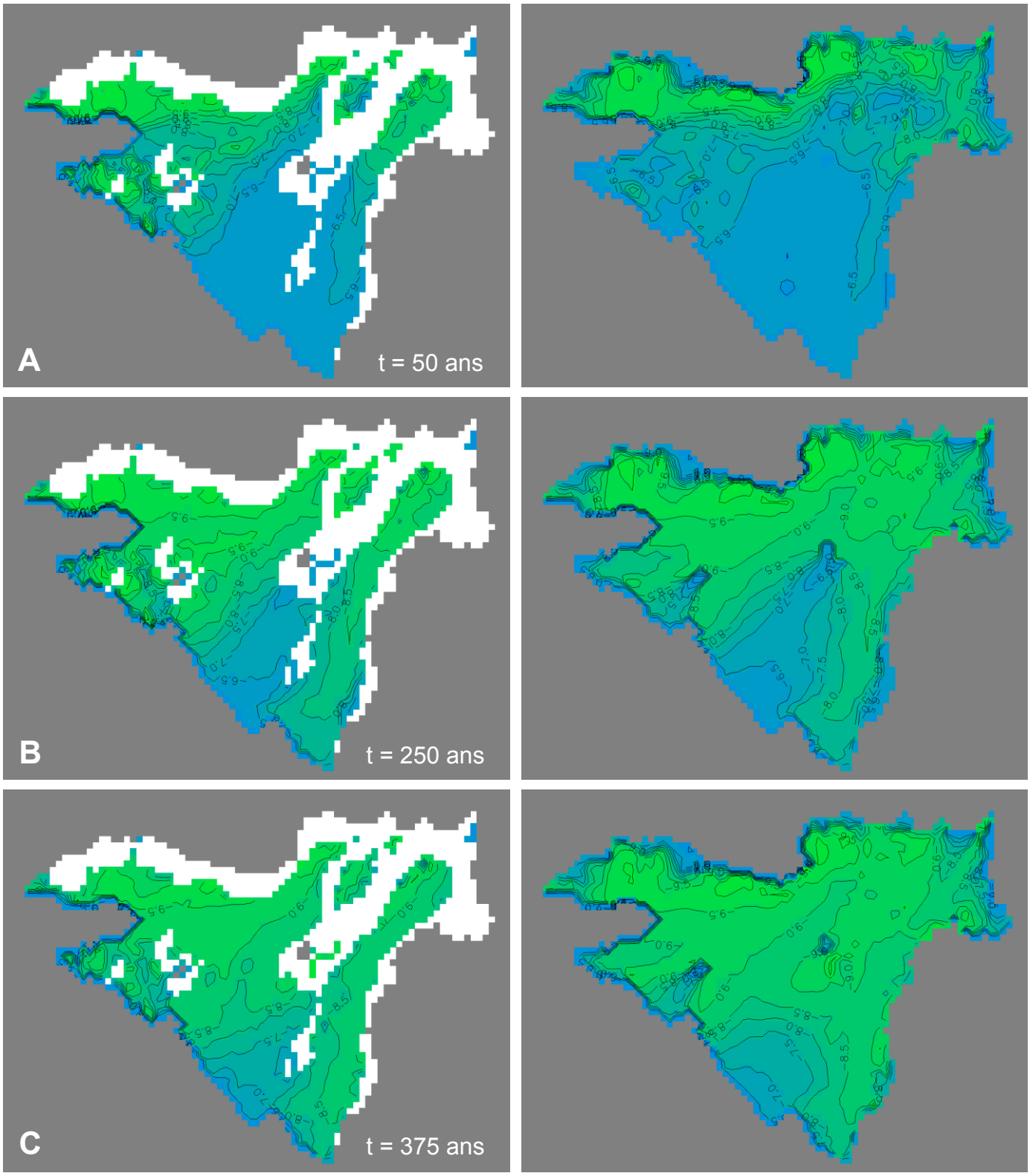


Figure 90 : Cartes du signal isotopique simulé de la nappe des cailloutis (gauche) et de la nappe miocène (droite) 50 ans (A), 250 ans (B), et 375 ans (C) après les premières irrigations

Ainsi, quand nous observons l'état isotopique de la couche n°2 à cette même période de la simulation (Figure 90-C droite), nous pouvons remarquer que la spatialisation du signal isotopique est similaire à celle que nous avons obtenu à l'issue de la simulation à court terme, utilisant le signal isotopique initial de la couche n°1 (Figure 87-C droite). Ainsi, malgré les faibles vitesses d'écoulement et la présence de matériaux argileux confinant une importante partie de la couche inférieure, il est possible que les matériaux miocènes sous-jacents aux cailloutis puissent présenter une distribution spatiale des isotopes très similaire à ce qui est observé en subsurface. Mais il est important de rappeler que les matériaux miocènes comprennent des bancs argileux qui peuvent interrompre localement, et même à plus grande échelle, la continuité hydraulique de cette couche. Ainsi la présence de nappes captives plus ou moins déconnectées pourrait révéler des signaux isotopiques bien plus contrastés, avec des eaux très anciennes qui auraient pu s'infiltrer avant même la mise en place des prairies irriguées.

La suite de cette simulation montre, pour les deux couches, un appauvrissement isotopique progressif de la zone aval de l'étang d'Entressen. Toutefois, il est difficile de confirmer cette tendance puisque nous utilisons des périodes de recharge moyennes. En effet, lorsque les précipitations sont plus importantes, la période d'irrigation est très souvent réduite, et certains tours d'eau peuvent être supprimés. Ainsi, une année plus humide, ou avec des événements pluvieux plus extrêmes, aurait tendance à conserver le front enrichi, puisque les apports d'eaux isotopiquement appauvries seraient moindres (en proportion).

5.5. SIMULATIONS PROSPECTIVES

Le modèle hydrogéologique du système aquifère de la Crau que nous avons construit a été calibré en régime permanent (Partie 5.3) et validé en régime transitoire à travers la simulation de la piézométrie (Partie 5.4.2.1), mais également par la modélisation du transport isotopique à plusieurs échelles temporelles (Parties 5.4.2.2.1 et 5.4.2.2.2). La bonne cohérence avec les données observées nous permet donc d'utiliser ce modèle comme outil de gestion, et ainsi tester plusieurs scénarios relatifs aux impacts de l'évolution de l'occupation des sols, des pratiques d'irrigation, ainsi que du changement climatique sur la ressource en eau.

5.5.1. MODIFICATION DES CONDITIONS AUX LIMITES

Etant donné que nous souhaitons tester des scénarios impactant essentiellement la recharge, les simulations prospectives risquent d'entrainer une diminution de l'altitude de la surface piézométrique. Ainsi, les conditions à potentiel imposé pourraient localement produire des flux inverses aux limites exutoires du modèle, qui deviendraient alors des zones d'alimentation. Les conditions aux limites en charge imposée de ces zones particulières ont été converties en conditions de drain (Figure 91 et Figure 92). Ainsi, si ces mailles aux limites du modèle présentent des hauteurs d'eau inférieures à celles fixées aux conditions de drain, ces dernières deviendront alors des limites à flux nul. Notons que les zones d'alimentations des deux couches ont été conservées en limites à potentiel imposé. De même pour la limite exutoire sud-ouest de la couche n°2 (Figure 92) puisque, même les scénarios les plus défavorables présentent une saturation de la totalité des épaisseurs aquifère de ce secteur.

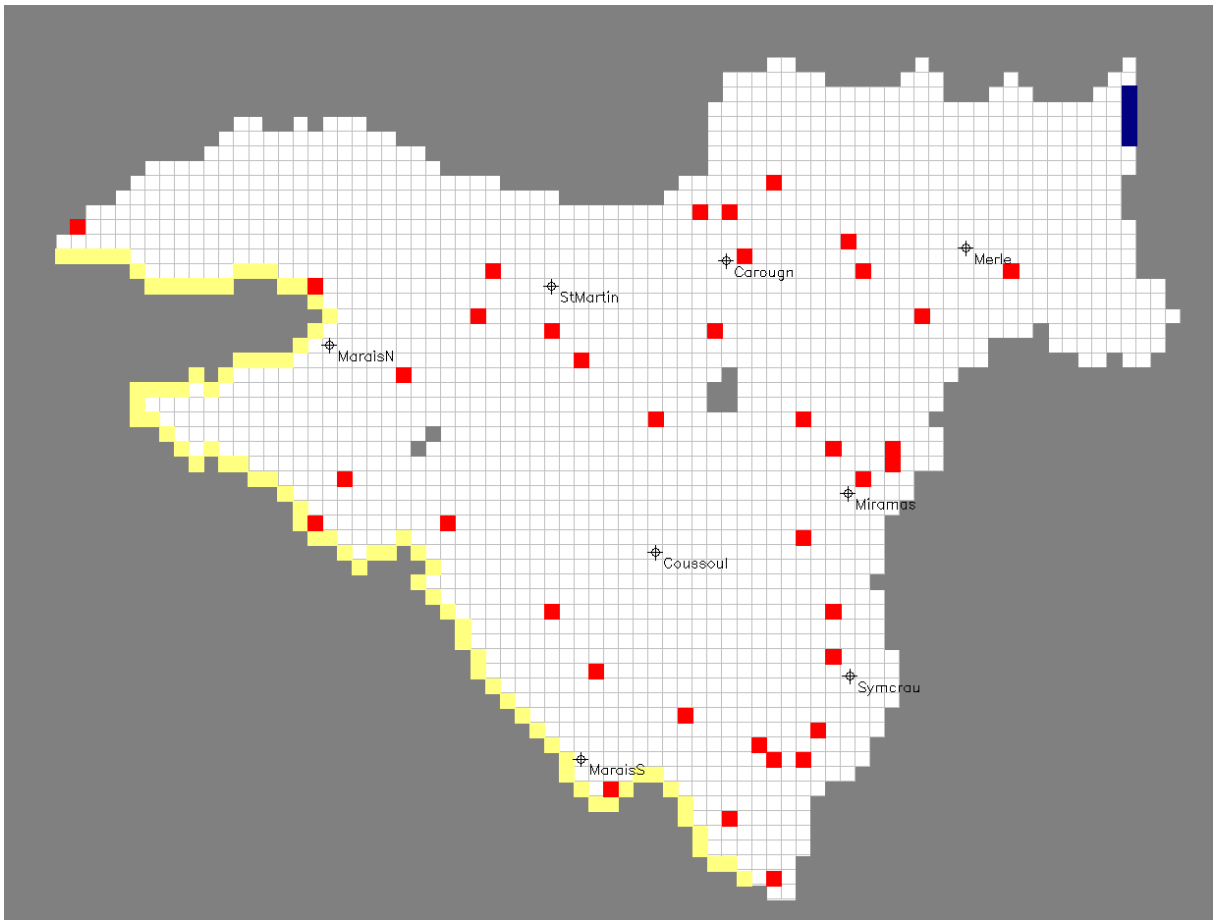


Figure 91 : Conditions aux limites et prélèvements de la couche n°1 pour les simulations prospectives
Cellules inactives : gris ; Condition de drain : jaune ; Potentiel imposé : bleu ; Prélèvements : rouge

Des hypothèses ont été faites sur les hauteurs d'eau définissants ces conditions de drain. Nous avons considéré une profondeur moyenne des zones de marais sud-ouest et de la Touloubre d'environ 0,5 m, alors que la source Mary-Rose, présentant un plan d'eau assez profond, a été estimée à 2 m de profondeur. Ces hauteurs d'eau ont donc été appliquées aux conditions de drain par soustraction à la piézométrie initiale, basée sur la carte piézométrique d'octobre 2013 qui a été construite avec des données d'altitude de ces plans d'eau (Partie 5.2.1.1). En ce qui concerne la limite au centre de la bordure nord de la couche n°2 (Figure 92), à défaut d'informations précises sur ce secteur, nous avons imposé une condition de drain à l'altitude du substratum de la couche, permettant de préserver cette limite comme un exutoire.

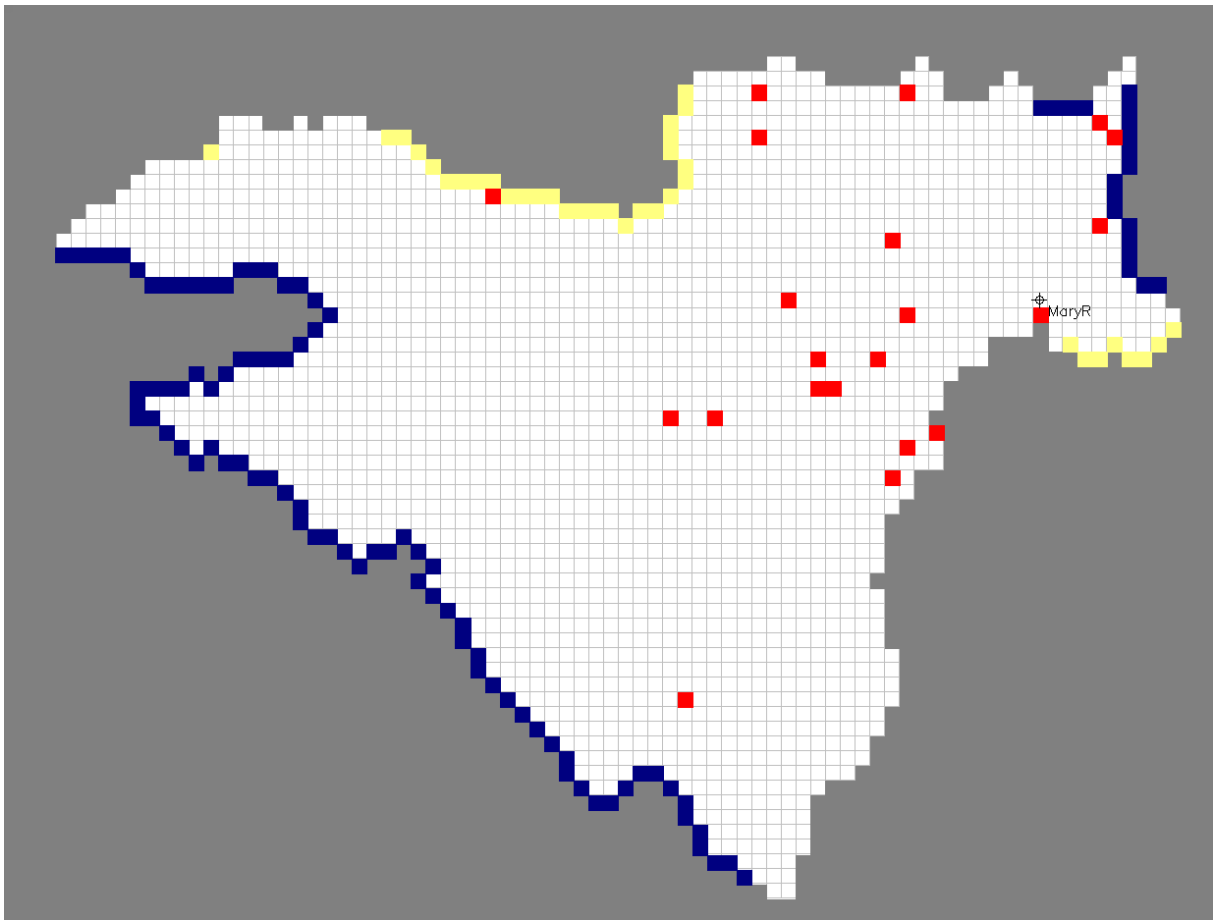


Figure 92 : Conditions aux limites et prélèvements de la couche n°2 pour les simulations prospectives
Cellules inactives : gris ; Condition de drain : jaune ; Potentiel imposé : bleu ; Prélèvements : rouge

5.5.2. POINTS DE SUIVIS DE LA NAPPE

Neuf points d'observation de la surface piézométrique ont été introduits dans le modèle prospectif (Figure 91 et Figure 92). Ces derniers ont été placés dans des secteurs d'intérêts où le champ de perméabilité a été calibré avec des variables de contrôles proches (Figure 64), permettant ainsi une bonne reproduction de la piézométrie locale. Cela permettra donc observer les impacts de plusieurs scénarios dans des secteurs clés de la nappe de la Crau : en bordure des zones de marais et sources exutoires de la nappe (MaraisN, MaraisS, et MaryR), dans la zone de coussoul influencé principalement par une recharge naturelle (Coussoul), mais aussi dans des secteurs très influencés par l'irrigation (StMartin, Carougn, et Merle), ainsi que dans le paléo-chenal le plus drainant (Symcrau et Miramas), présentant la majorité des prélèvements pour l'alimentation en eaux potable (AEP ; Figure 25).

5.5.3. SCENARIOS

Les scénarios mis en œuvre dans les simulations prospectives sont testés sur 20 ans de simulations transitoires, avec des valeurs représentatives des projections faites pour 2030. Cela permet de reproduire l'état de la ressource en eau dans un avenir proche, tout en simulant les impacts de scénarios réalistes tels que le changement climatique, l'évolution de l'occupation des sols, ou des crises d'approvisionnement en eaux d'irrigation. Ces derniers sont résumés dans le Tableau 21.

Scénario	Surfaces de prairies irriguées	Recharge naturelle	Recharge par irrigation
Réf.	140 km^2	128 mm an^{-1}	1109 mm an^{-1}
Sc1	135 km^2	128 mm an^{-1}	1109 mm an^{-1}
Sc2	135 km^2	118 mm an^{-1}	1109 mm an^{-1}
Sc3	135 km^2	118 mm an^{-1}	887 mm an^{-1} *

Tableau 21 : Scénarios testés pour les simulations prospectives pour l'horizon 2030
* Réduction intermittente de la recharge par irrigation

5.5.3.1. REDUCTION DES SURFACES DE PRAIRIES IRRIGUEES

Une étude antérieure intitulée « Quantification et limitation des impacts de l'aménagement du territoire de la plaine de Crau sur la ressource en eau » (Seraphin, 2012) a conduit à la reconnaissance des surfaces de prairies irriguées par images satellites (Partie 2.2.1). Dans le cadre de cette même étude, les Plans d'Occupation des Sols (POS) et Plans Locaux d'Urbanisme (PLU) des communes de la plaine de la Crau ont été obtenus. Leurs analyses ont permis de localiser les surfaces de prairies irriguées vouées à disparaître à l'horizon 2020 (Figure 93), correspondant à une perte de 5 km^2 sur les 140 km^2 actuellement considérés. Cette réduction des surfaces irriguées correspond donc au premier scénario testé dans notre modèle hydrogéologique.

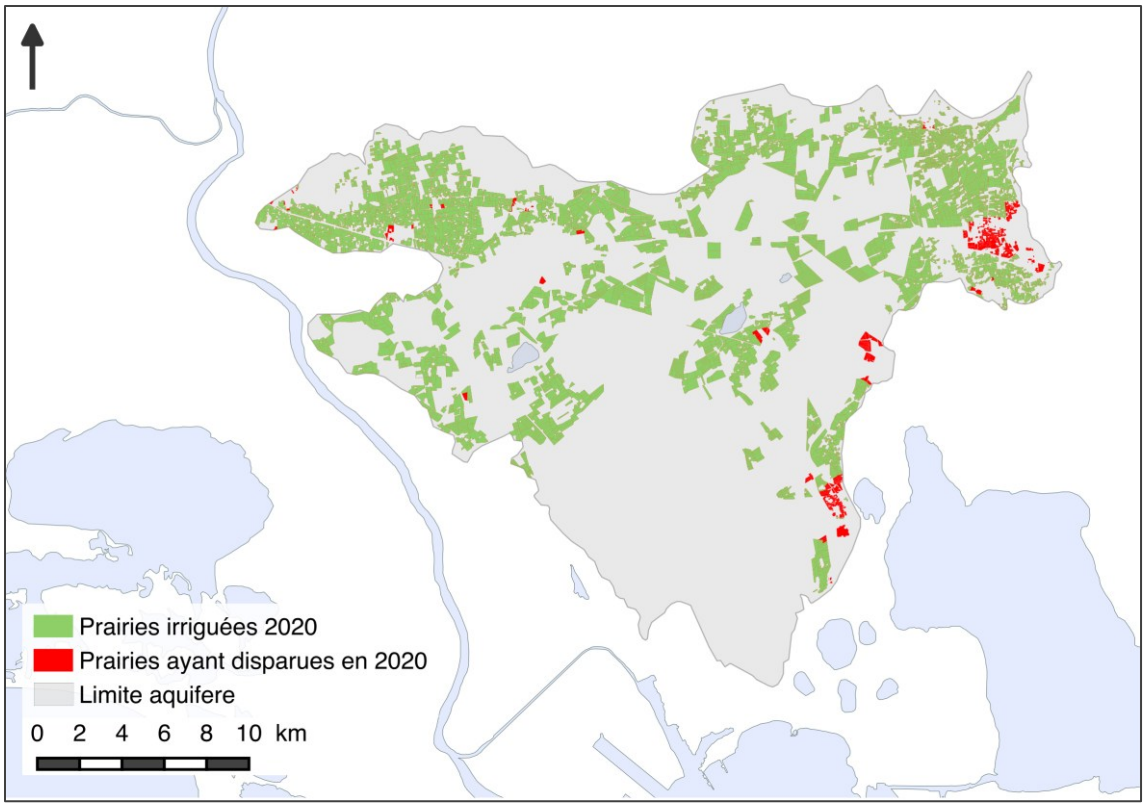


Figure 93 : Etat des surfaces de prairies irriguées en 2020

5.5.3.2. CHANGEMENT CLIMATIQUE

Les données utilisées pour bâtir un scénario de changement climatique sont extraites de la base de donnée « Drias » (Météo-France, CNRM-GAME, IPSL, CERFACS) ayant pour vocation de mettre à disposition des projections climatiques régionalisées réalisées dans les laboratoires français de modélisation du climat. Le scénario RCP 8.5 (sans politique de réduction des émissions de gaz à effet de serre ; GIEC AR5, 2014), correspondant à l'état climatique à l' « horizon proche 2021-2050 », a été sélectionné. Ce dernier présente des précipitations annuelles de 541 mm an^{-1} pour des précipitations annuelles de référence de 583 mm an^{-1}.

Toutefois, les événements pluvieux intenses étant ceux qui rechargent majoritairement la nappe de la Crau, nous nous sommes également intéressés à leurs prévisions selon le scénario RCP 8.5. Ce dernier ne montre aucun changement concernant le nombre de jours présentant un cumul supérieur ou égal à 20 mm, soit en moyenne 7 jours pour l'état de référence (1976-2005) et 7 jours également pour l'horizon 2021-2050.

Ainsi, en accord avec les projections pour l'horizon 2030, nous testerons un scénario dans lequel la recharge naturelle annuelle de la nappe de la Crau est réduite de 7,7%.

5.5.3.3. REDUCTION DE LA DOTATION EN EAUX D'IRRIGATION

Nous proposons un dernier scénario testant les impacts de réductions d'apports en eaux d'irrigation de 20%. En effet, cette valeur classique de réduction du débit d'eau alloué à la plaine de la Crau, par la Commission Exécutive de la Durance (CED), pour l'irrigation des prairies irriguées, est souvent mentionnée par la chambre d'agriculture PACA (OUGC) pour la gestion des crises hydriques. Nous avons donc testé un scénario de réduction de la recharge par les irrigations, de manière intermittente, résumé dans le Tableau 22.

Années simulées	1-2	3	4-8	9	10	11	12-16	17-19	20
Dotation	100%	80%	100%	80%	100%	80%	100%	80%	100%

Tableau 22 : Répartition temporelle des proportions de recharge par irrigation représentant des périodes de crises dans le scénario prospectif n°3

Ce scénario permet ainsi de tester l'impact sur la piézométrie d'une ou plusieurs années de crise (80% du flux de référence de recharge par irrigation), suivie d'une ou plusieurs années normales (100% de la recharge par irrigation), pour observer la capacité de rétablissement de la piézométrie de la nappe de la Crau.

5.5.4. RESULTATS

La Figure 94 présente les chroniques piézométriques résultantes des scénarios prospectifs simulés. Notons que l'utilisation de recharges saisonnières moyennes dans le scénario de référence (Réf.) induit une phase de stabilisation des niveaux piézométriques moyens des points de suivis pouvant durer jusqu'à environ 5 ans.

Tout d'abord, nous pouvons remarquer que la réduction des surfaces de prairies irriguées prévues dans les POS et PLU (Scénario Sc1) peut avoir d'importantes conséquences locales. En effet, l'urbanisation des zones de recharges préférentielles que constituent les prairies irriguées des secteurs de Miramas et d'Istres (Symcrau) entraineraient des diminutions moyennes de leur piézométrie de 0,5 m et 0,75 m respectivement. Les disparitions de prairies de la commune de Salon-de-Provence impacteraient uniquement le secteur de Grans, créant une baisse moyenne d'environ 0,4 m au niveau de la source Mary-Rose.

Sans surprise, la piézométrie des secteurs soumis à une recharge principalement naturelle (MaraisS et Coussoul) présentent de plus grandes sensibilités aux réductions des précipitations (liées au changement climatique ; Scénario Sc2). Toutefois, nous pouvons remarquer que ces baisses de la piézométrie restent modérées, même dans le secteur des coussouls, qui présente une diminution maximum d'une trentaine de centimètres.

Ainsi, sous l'effet combiné du changement climatique et de la disparition des prairies irriguées, nous pourrions tout de même observer une réduction globale de la piézométrie de l'ordre de 0,5 m, avec des maximums de 0,8 m et 1 m pour les secteurs de Miramas et Istres respectivement.

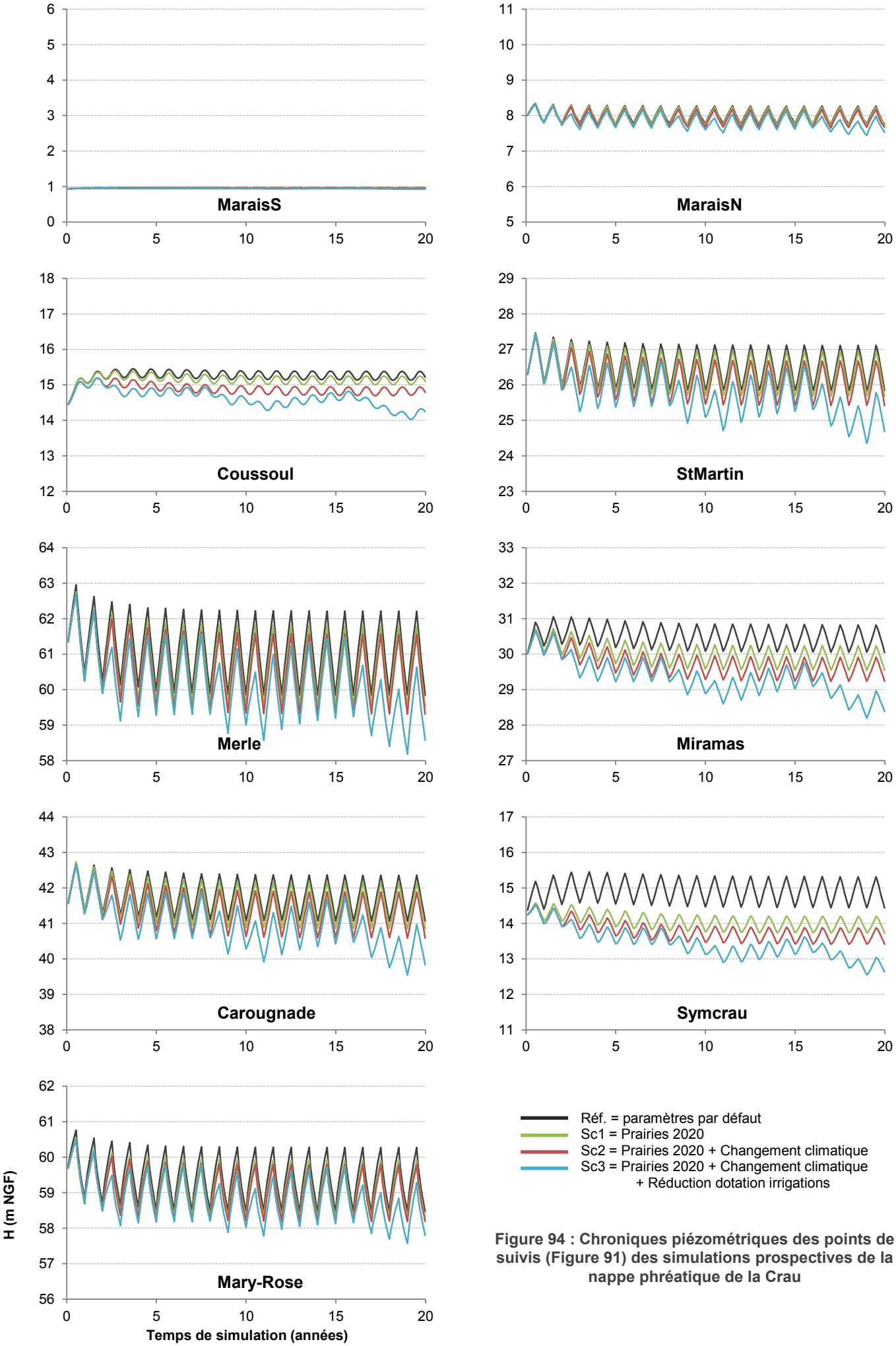


Figure 94 : Chroniques piézométriques des points de suivis (Figure 91) des simulations prospectives de la nappe phréatique de la Crau

Lorsque nous nous intéressons aux possibles réductions de la dotation en eau d'irrigation (Scénario Sc3), nous remarquons que ces dernières pourraient avoir également des conséquences importantes. En effet, suite à la réduction des flux d'irrigation de 20% au cours d'une seule saison, la nappe de la Crau aurait besoin d'environ 5 années d'irrigations normales pour retrouver l'état piézométrique antérieur à cette crise. De plus, chaque crise entrainerait une diminution moyenne de la piézométrie de 0,4 m environ dans les secteurs fortement influencés par les irrigations (Carougnade, Symcrau, Miramas, Domaine du Merle, St-Martin-de-Crau), alors qu'une saison irrigation normale ne permettrait de faire remonter la nappe que de 0,2 m environ. Ainsi, l'effet combiné de la réduction des surfaces de prairies, du changement climatique, et de réductions de la dotation en eaux d'irrigation (Scénario Sc3) pourrait entrainer des baisses de la piézométrie allant jusqu'à 1,5 m pour une année de crise, et jusqu'à près de 2 m pour deux périodes de crise consécutives.

Nous avons également souhaité simuler le devenir des zones humides exutoires de la Crau sous l'effet des trois facteurs de réduction de la recharge (Scénario Sc3). En ce qui concerne la source Mary-Rose, il semblerait que celle-ci puisse être soumise à une réduction de la piézométrie locale de 1 m environ par rapport au scénario de référence. Entant donné la profondeur de l'arrivée d'eau dans le réceptacle de cette source (environ 3 m sous la surface d'eau), elle semble protégée d'un assèchement. La très faible sensibilité des marais du Vigueirat (MaraisS) aux diminutions de la recharge amont semble également le protéger d'un asséchement. Cependant, la zone de marais située plus au nord (Marais de la Meyranne ; MaraisN) présenterait des baisses de la piézométrie pouvant atteindre près de 0,5 m environ à la suite de deux périodes consécutives de réduction de la dotation en eaux d'irrigation. Ainsi, sous l'effet des pressions sur la recharge que nous avons énuméré, il serait possible que ces zones de marais protégées soient asséchées en quelques années seulement.

Enfin, ces simulations prospectives illustrent bien la dépendance de la nappe à une pratique d'irrigation particulière. Ainsi, le changement d'occupation des sols et de possibles réductions de dotations en eau d'irrigation auraient des impacts bien plus importants que le changement climatique sur la ressource en eau souterraine.

5.5.5. CONCLUSION DES SIMULATIONS PROSPECTIVES

En simulant les effets combinés de la réduction des surfaces de prairies irriguées, du changement climatique, et de réductions de dotations en eaux d'irrigation, nous avons montré que la nappe phréatique de la Crau pourrait être soumise à une diminution moyenne de sa surface piézométrique allant de 0,75 à 1 m. Le secteur le plus touché serait celui d'Istres et Miramas avec des baisses allant jusqu'à 2 m.

Notons qu'à l'horizon 2030, les usages en eaux souterraines auront également augmenté, et qu'à l'heure actuelle, la plupart des prélèvements par pompage se font dans les secteurs qui présenteront les plus importantes réductions de la piézométrie (le paléo-chenal de Miramas ; Figure 25). Cela risque donc d'impliquer une accentuation des abaissements de la nappe, jusqu'à possiblement commencer à dénoyer certains puits. Par exemple, un des puits d'alimentation de la commune de Miramas (Réf. BRGM : 09938X0157) présente ses premières barbacanes (orifices laissant entrer l'eau dans le puits) à seulement 4 m sous la surface piézométrique actuelle.

Nous montrons également que la zone de marais de la Meyranne pourrait très rapidement faire face à un assèchement, entrainant la destruction de cet écosystème protégé accueillant plusieurs espèces endémiques.

Ajoutons à cela que les réductions de recharge de la nappe de la Crau et l'augmentation des prélèvements, vont également entrainer une avancé irrémédiable du biseau salé qui a déjà atteint une partie aval de la nappe.

Ainsi, le changement climatique et l'urbanisation des zones de recharges préférentielles que constituent les prairies irriguées commencent déjà à représenter un risque non négligeable pour la ressource en eau, pour les écosystèmes dépendants, mais également pour l'économie de la région.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

« Mais un jour, les Romains qui s'installent dans notre belle région, se trouvent en présence d'une source en grande partie recouverte par le marécage. Conduits par une sorte de divination dont ils ont le secret, ils creusent le sol, traversent le limon tourbeux, arrivent sur le sable et redécouvrent la source [les Aubes]. L'émergence ainsi régénérée est enfermée dans une enceinte en pierres de taille qui la protège contre les souillures et le colmatage. Ce mur a été découvert, et dans la terre du voisinage, une pièce de monnaie frappée en l'an -41, sous Caligula, en authentifie l'origine. »

Histoire géologique de la Crau
Claude Gouvernet (1957)

Cette thèse a permis d'obtenir de nombreuses données nouvelles, de produire plusieurs modèles de complexité variable, et ainsi d'améliorer notre compréhension d'un système aquifère que l'Homme a commencé à étudier et exploiter lorsque la Terre était encore plate.

Résumé des principales étapes de la thèse :

L'actualisation de cartes piézométriques, combinée à une mise à jour de la géométrie de l'aquifère, a permis de produire une nouvelle conceptualisation d'un réservoir qualifié aujourd'hui de « ressource patrimoniale » (alimentation en eau potable pour plus de 300 000 habitants). Accueillant une nappe d'eau superficielle connue depuis des siècles et dont la particularité est d'être principalement rechargée par les excédents d'irrigation, les cailloutis de la Crau sont, dans leur partie amont, hydrauliquement connectés à un réservoir molassique sous-jacent quasiment inconnu. Il est donc devenu essentiel de considérer ce système aquifère dans sa globalité et sa complexité géométrique et hydrologique, sous forme d'une géométrie à minima bicouche.

Axée sur la quantification géochimique de la recharge au domaine du Merle, une première campagne d'échantillonnage des eaux souterraines a permis d'observer un contraste isotopique important entre le signal des eaux d'irrigation exogènes (d'origines alpines) et les précipitations locales. Un échantillonnage étendu des eaux souterraines (43 points et 5 campagnes biannuelles) a alors été effectué pour obtenir des données géochimiques sur l'ensemble de la plaine de la Crau ainsi que leurs variabilités temporelles. Les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$ et δD) ont alors été utilisés comme traceurs conservatifs dans un modèle de mélange global permettant de déduire les contributions moyennes respectives de ces apports à la recharge de la nappe, et leurs incertitudes. Ainsi, 69 ± 9% de la recharge de la nappe de la Crau provient des excédents d'irrigation, le reste provenant des précipitations locales.

Une fois les recharges bien contraintes par le signal isotopique, les champs de perméabilité ont pu être précisés par inversion stochastique lors de la calibration d'un modèle en régime

permanent. Présentant des moyennes géométriques de $2{,}4.10^{-3}$ m s^{-1}, pour la couche supérieure de cailloutis, et de $5{,}4.10^{-5}$ m s^{-1}, pour le réservoir molassique inférieur, les distributions spatiales de la perméabilité ont produit des résultats satisfaisants (erreur moyenne de 1,15 m sur 23 piézomètres de contrôle bien répartis spatialement). En respectant les données issues, pour l'essentiel, de mesures expérimentales, notre approche originale de calibration a produit une erreur moyenne correspondant à celles des précédentes modélisations. Conceptualisé pour la première fois sous forme d'un multicouche, le système aquifère de la Crau présente un bilan hydrologique simulé cohérent avec l'inventaire des entrées et sorties de nappe. La piézométrie simulée est également très similaire à ce qui est observé sur le terrain, avec notamment des directions d'écoulement bien reproduites même à des échelles très locales.

Ce premier modèle hydrogéologique bicouche établit ainsi une base solide à la modélisation en régime transitoire.

Déterminées indépendamment de toute modélisation hydrogéologique, les porosités de drainage de la partie superficielle de la nappe ont été obtenues dans le cadre d'une étude basée sur la modélisation des écoulements en zone non-saturée, l'analyse des fluctuations de nappe, et une approche hydro-gravimétrique. La distribution spatiale de ce paramètre clé a été obtenue, présentant une porosité de drainage moyenne de 9,6%, avec des variations locales allant de 3,3% à 26%.

Construit de manière à réduire au minimum le problème récurrent d'équifinalité, le modèle hydrogéologique en régime transitoire a alors été implémenté. Ce dernier a permis une bonne reproduction des fortes saisonnalités du système aquifère de la Crau. Le coefficient de dispersivité a été ajusté, conduisant à une valeur de dispersivité longitudinale de 11 m, cohérente avec la littérature. Une validation du modèle à travers le transport des isotopes stables de l'eau a donc permis de reproduire fidèlement les nombreuses données observées. Il a même été possible de proposer une simulation des quatre siècles d'irrigation qui ont conduit à la distribution actuelle du signal isotopique, illustrant la robustesse à long terme du modèle, et proposant une distribution probable du signal isotopique du réservoir molassique profond.

Ce nouveau modèle hydrogéologique peut donc être utilisé comme un outil prospectif fiable. Nous avons mis en place des scénarios réalistes permettant d'observer les impacts du changement climatique (-2,4% de la recharge totale annuelle), de l'évolution de l'occupation des sols planifiée (-2,5% de la recharge totale annuelle), et de réductions occasionnelles de la dotation en eaux d'irrigation (-13,8% de la recharge totale annuelle par crise) à l'horizon 2030.

Sous l'effet combiné de ces réductions de la recharge (-18,7% par an), la nappe phréatique de la Crau pourrait être soumise à une diminution moyenne de sa surface piézométrique allant de 0,75 à 1 m dans les 10 à 20 prochaines années. Le secteur le plus touché serait celui d'Istres et Miramas, où la plupart des prélèvements par pompage sont effectués, avec des baisses allant jusqu'à 2 m. Ces simulations prospectives ont également permis d'évaluer la réduction des flux de sortie de la nappe. Ainsi, la zone de marais exutoires de la Meyranne pourrait très rapidement faire face à un assèchement, entrainant la destruction d'écosystèmes rares et protégés.

Ainsi, le changement climatique, mais surtout la réduction des flux de recharges par excès d'irrigation commencent déjà à représenter un risque non négligeable pour la ressource en

eau, pour les écosystèmes dépendants, mais également pour l'alimentation en eau et l'économie de la région. Notons que les scénarios testés ici sont très réalistes et produisent donc des impacts à minima. Le changement climatique, l'occupation des sols, ainsi que l'augmentation des prélèvements pourraient avoir des impacts plus conséquents que ceux présentés à l'issue de cette simulation.

Les résultats de cette thèse seront donc transmis au Syndicat mixte de gestion de la nappe de la Crau (SYMCRAU) qui les utilisera pour mettre en place une gestion pérenne de cette importante ressource en eaux souterraines. Le nouveau modèle hydrogéologique pourrait ainsi constituer un outil permettant de simuler les impacts de différents projets d'urbanisation, d'implantations de nouveaux prélèvements par pompage, mais également la propagation de pollutions, ou l'évolution du biseau salé.

Recommandations et perspectives :

Une des premières recommandations serait de déterminer et appliquer une hétérogénéité spatiale de la recharge par excédents d'irrigation qui a notamment été observée par les bilans de chlore dans le cadre de l'étude de la recharge du domaine du Merle (Annexe A.). En se basant sur des données d'épaisseurs de sols, il serait possible de pondérer l'intensité de la recharge par excédents d'irrigation, tout en respectant la valeur régionale obtenue par notre modèle de mélange hydro-isotopique. Ainsi, en préservant le bilan de masse de la nappe, il serait possible de simuler avec précision les fluctuations piézométriques locales et d'identifier les secteurs clés pour la recharge de la nappe.

La réalisation de bilans de masse hydro-isotopiques des étangs des Aulnes et d'Entressen permettrait d'améliorer notre compréhension de leurs échanges avec la nappe de la Crau, mais également de tester les impacts du changement climatique et d'occupation des sols sur ces derniers.

Des prélèvements dans le réservoir molassique profond commencent à se répandre depuis quelques années. Cette partie quasiment inconnue de la nappe de la Crau pourrait donc constituer un secteur clé pour une future alimentation en eau potable. La durabilité de cette ressource pourrait être caractérisé à l'aide de méthodes de datation des eaux à long temps de séjour, telles que les éléments cosmogéniques (^{14}C, ^{36}Cl,…).

Mesurer ou simuler avec précision les variations temporelles du stock d'eau dans les zones non saturées de la plaine de la Crau permettrait d'améliorer les estimations locales de porosités de drainage par l'approche hydro-gravimétrique. Nous pourrions alors proposer un protocole expérimental pour une méthode non destructive d'estimation de la porosité de drainage applicable à de nombreux autres aquifères.

Développée au cours de cette thèse, l'approche purement stochastique de calibration, combinée à des estimations indépendantes des paramètres et variables des modèles hydrogéologiques, pourrait être appliquée à une importante diversité de sites d'étude. Respectant la réalité paramétrique des aquifères, nos approches évitent des interventions parfois incertaines de l'opérateur lors du processus de calibration, produisant ainsi des modèles hydrogéologiques robustes pouvant être utilisés comme outils prospectifs.

BIBLIOGRAPHIE

Adar, E.M., Neuman, S.P., Woolhiser, D.A., 1988. Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data, I. Mathematical model and application to synthetic data. J. Hydrol. 97, 251–277.

Albinet, M., Bonnet, M., Colomb, E., Cornet, G., 1969. Carte hydrogéologique de la France. 993-1019, Istres-Eyguières, Plaine de la Crau. 1/50000.

Ancel, A., Moulin, M., Rampnoux, N., 2004. Bassin d'Aix-Gardanne : état des connaissances géologiques structurales et hydrogéologiques. Rapport de phase 1 : Synthèse des données hydrogéologiques. (No. RP-53238-FR). BRGM.

Anglada, R., Colomb, E., 1967. Précisions sur le flanc sud du Grand-Luberon (Vaucluse). Bull Soc Géol Fr7 9, 596–599.

ANTEA, 1995. Commune de Salon de Provence (13) - Demande d'autorisation d'utilisation d'eau prélevée dans le milieu naturel (Rapport No. A02701). ANTEA.

Archambault, J., 1950. Note sur le mécanisme hydraulique du seuil de Lamanon (Rapport inédit No. R122). BURGEAP.

Arthaud, F., Ogier, M., Seguret, M., 1980. Géologie et géophysique du golfe du Lion et de sa bordure nord. Bull BRGM 1, 175–193.

Avias, J., Gourvernet, C., 1965. Documents sur la nappe alluviale de la basse Durance et de la Crau (1953-1962). Institut de géologie, CERGA.

Bader, J.-C., Saos, J.-L., Charron, F., 2010. Modèle de ruissellement, avancement et infiltration pour l'irrigation à la planche sur un sol recouvrant un sous-sol très perméable. Hydrol. Sci. J. 55, 177–191. doi:10.1080/02626660903546050

Ballesio, R., 1973. Etude stratigraphique du Pliocène rhodanien.

Barmen, G., 1994. Calibration and verification of a regional groundwater flow model by comparing simulated and measured environmental isotope concentrations. An application to the Alnarp aquifer system in southwestern Sweden.

Baulig, H., 1927. La Crau et la glaciation Würmienne, in: Annales de Géographie. JSTOR, pp. 499–508.

Becker, M., Meyssignac, B., Xavier, L., Cazenave, A., Alkama, R., Decharme, B., 2011. Past terrestrial water storage (1980-2008) in the Amazon Basin reconstructed from GRACE and in situ river gauging data. Hydrol. Earth Syst. Sci. 15, 533–546. doi:10.5194/hess-15-533-2011

Beilin, J., 2006. Apport de la gravimétrie absolue à la réalisation de la composante gravimétrique du Réseau Géodésique Français. Inst. Géographique Natl.

Berard, P., Daum, J.R., Martin, J.C., 1995. "MARTCRAU": Actualisation du modèle de la nappe de la Crau (Rapport No. R38199). BRGM.

Bertrand, M., 1899. La grande nappe de recouvrement de la Basse Provence. Ch. Béranger.

Besson, D., 2005. Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays. Paris, ENMP.

Beven, K., 1993. Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling. Adv. Water Resour. 16, 41–51.

Blasch, K.W., Bryson, J.R., 2007. Distinguishing sources of ground water recharge by using δ2H and δ18O. Ground Water 45, 294–308.

Boissard, G., 2009. Synthèse géologique et hydrogéologique. Évaluation quantitative de

l'impact sur la ressource en eau (Rapport F No. AIX-09-098-IL V1). ICF Environnement.

Bonifay, E., 1962. Recherches sur les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Université, Faculté des Sciences.

Bonnet, M., Clouet D'Orval, M., Friedlaender, M., Margat, J., 1972. Etude de l'infiltration dans les nappes libres - Essai d'identification automatique par modèles inverses - Application à la nappe de la Crau (Rapport No. SGN-112-AME). BRGM.

Bonvalot, S., Remy, D., Deplus, C., Diament, M., Gabalda, G., 2008. Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from microgravity monitoring. J. Geophys. Res. Solid Earth 113.

Bourdier, F., 1965. Tableau de corrélations relatives au Pliocène et au Quaternaire ancien:(France et régions voisines). Société géologique de France.

BRGM, 2016a. Portail national d'accès aux données sur les eaux souterraines (ADES) [WWW Document]. URL http://www.ades.eaufrance.fr/

BRGM, 2016b. Banque de données du Sous-Sol (BSS) [WWW Document]. URL http://infoterre.brgm.fr/

BRGM, 1971. Notice explicative de la carte géologique de Salon-de-Provence au 1/50000. BRGM, Orléans.

Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media and their relation to drainage design. Trans. ASAE 7, 26–0028.

Campredon, R., 2016. Avis hydrogéologique sur l'exploitation du forage Fontecrau destiné à la production d'eau en bouteilles.

Cassan, M., 2005. Les essais de perméabilité sur site dans la reconnaissance des sols. Presses des Ponts.

Castro, M.C., Goblet, P., 2003. Calibration of regional groundwater flow models: Working toward a better understanding of site-specific systems. Water Resour. Res. 39.

Chapman, D.S., Sahm, E., Gettings, P., 2008. Monitoring aquifer recharge using repeated high-precision gravity measurements: A pilot study in South Weber, Utah. Geophysics 73, WA83–WA93.

Chiang, W.-H., Kinzelbach, W., 1998. Processing MODFLOW: a simulation system for modeling groundwater flow and pollution. Softw. Instr. Book Hambg.-Zurich.

Christiansen, L., Binning, P.J., Rosbjerg, D., Andersen, O.B., Bauer-Gottwein, P., 2011. Using time-lapse gravity for groundwater model calibration: An application to alluvial aquifer storage. Water Resour. Res. 47, 12. doi:10.1029/2010WR009859

Ciron, P., Silvestre, J.-P., 1988. Capacité de production d'eau et vulnérabilité du site des Aubes - Salon de Provence (Bouches du Rhône) (No. 88 SGN 558 PAC).

Clauzon, G., 1984. Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son Piémont: l‟ exemple du Lubéron (Vaucluse, France). Mont. Piémonts Toulouse RGPSO.

Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhone; une preuve decive du“ desiccated deep-basin model”(Hsue, Cita and Ryan, 1973). Bull. Société Géologique Fr. 7, 597–610.

Clauzon, G., 1980. Le canyon messinien de la Durance (Provence, France): une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 29, 15–40.

Clauzon, G., Fleury, J., Bellier, O., Molliex, S., Mocochain, L., 2011. Tectonics and morphogenesis of northern Provence during the Miocene: A morphostructural study of the Luberon (Vaucluse). Bull Soc Geo Fr 182, 93–108.

Collot, L., 1904. Pliocène et quaternaire de la région du Bas-Rhône, par ML Collot. Société géologique de France.

Collot, L., 1891. Description du terrain crétacé dans une partie de la Basse-Provence. Imprimerie typographique et lithographique Le Bigot frères.

Colomb, E., Roux, M.R., 1986. La Crau, histoire Plio-Pléistocène. Méditerranée 58, 31–

42. doi:10.3406/medit.1986.2404

Colomb, E., Roux, M.R., 1978. La Crau, données nouvelles et interprétations. Géologie Méditerranéenne 5, 303–324.

Colomb, E., Servais, J., L'Homer, A., Masse, J.-P., Rousset, C., Roux, R.-M., Rouire, J., Damiani, L., Durozoy, G., 1977. Notice explicative de la carte géologique d'Eyguières au 1/50000. BRGM, Orléans.

Courault, D., Hadria, R., Ruget, F., Olioso, A., Duchemin, B., Hagolle, O., Dedieu, G., 2010. Combined use of FORMOSAT-2 images with a crop model for biomass and water monitoring of permanent grassland in Mediterranean region. Hydrol. Earth Syst. Sci. 14, 1731–1744. doi:10.5194/hess-14-1731-2010

Cova, R., 1965. Etude hydrogéologique de la partie septentrionale de la Crau et des reliefs de bordure (Thèse). Université de Montpellier, Montpellier.

Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702–1703.

Crosbie, R.S., Binning, P., Kalma, J.D., 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resour. Res. 41, 9. doi:10.1029/2004WR003077

Cuthbert, M.O., 2010. An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. Water Resour. Res. 46, 11. doi:10.1029/2009WR008572

Dansgaard, W., 1964. Stable isotopes in precipitation. Tellus 16, 436–468. doi:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x

Dean, J.F., Webb, J.A., Jacobsen, G.E., Chisari, R., Dresel, P.E., 2015. A groundwater recharge perspective on locating tree plantations within low-rainfall catchments to limit water resource losses. Hydrol. Earth Syst. Sci. 19, 1107–1123. doi:10.5194/hess-19-1107-2015

Dellery, B., Durozoy, G., Forkasiewicz, J., Gouvernet, C., Margat, J., 1964. Etude hydrogéologique de la Crau (Rapport). BRGM.

Demarcq, G., 1964. Les faciès du Miocène supérieur et du Pliocène inférieur et la limite Miocène-Pliocène dans la vallée du Rhône, in: CR 2è Colloque Du Néogène Méditerranéen. pp. 77–85.

De Marsily, G., 1986. Quantitative hydrogeology. Paris School of Mines, Fontainebleau.

De Marsily, G., Ledoux, E., Levassor, A., Poitrinal, D., Salem, A., 1978. Modelling of large multilayered aquifer systems: Theory and applications. J. Hydrol. 36, 1–33.

de Mordant de Massiac, J.-C., Trolard, F., Bourrié, G., 2011. Anticipation Sécurisée des Territoires Urbanisés, des Campagnes et de leur Environnement fondée sur les nouvelles Technologies de l'Information et des Communications (Astuce & Tic) (No. Rapport final).

Denizot, G., 1952. Le Pliocène dans la vallée du Rhône. Rev. Géographie Lyon 27, 327–357.

Denizot, G., 1939. Le problème des terrasses rhodaniennes. Études Rhodan. 15, 119–133.

Denizot, G., 1934. Note sur l'extension des cailloutis pliocènes dans le Sud-Est de la France. Bull Soc Géol Fr 5, 613–647.

Deville, S., 2013. Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie. Université Montpellier II-Sciences et Techniques du Languedoc.

Domenico, P.A., Mifflin, M.D., 1965. Water from low-permeability sediments and land subsidence. Water Resour. Res. 1, 563–576.

Durozoy, G., 1973a. Etude hydrogéologique des plaines du Comtat-I Les nappes alluviales. Ministère Agric. SRAE ProvenceDDA Vaucluse 73.

Durozoy, G., 1973b. Etude hydrogéologique des plaines du Comtat-II Nappe Miocène. Ministère Agric. SRAE ProvenceDDA Vaucluse 73.

Durozoy, G., Glintzboeckel, C., 1970. Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du Sud-Est de la France (No. SGN 158 PRC).

egis eau, 2007. Elaboration du plan de gestion de l'Etang des Aulnes - Phase 1 - Etat des lieux (Rapport No. ENS 60275L). Conseil Général des Bouches du Rhône.

Fontannes, F., 1884. Note sur la constitution du sous-sol de la Crau et de la plaine d'Avignon. F. Aureau.

Forkasiewicz, J., 1972. Cahier des travaux pratiques d'interprétation des pompages d'essai (Rapport No. SGN-299-AME). BRGM.

Foster, G.R., Huggins, L.F., Meyer, L.D., 1968. Simulation of overland flow on short field plots. Water Resour. Res. 4, 1179–1187.

Freeze, R.A., 1971. Three-Dimensional, Transient, Saturated-Unsaturated Flow in a Groundwater Basin. Water Resour. Res. 7, 347–366.

Freeze, R.A., 1969. The Mechanism of Natural Ground-Water Recharge and Discharge: 1. One-dimensional, Vertical, Unsteady, Unsaturated Flow above a Recharging or Discharging Ground-Water Flow System. Water Resour. Res. 5, 153–171.

Freeze, R.A., Banner, J., 1970. The mechanism of natural ground-water recharge and discharge: 2. Laboratory column experiments and field measurements. Water Resour. Res. 6, 138–155.

Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. Groundwater, Prentice Hall. ed.

Garnier, J.L., Syssau, A., 1976. Rapport final de surveillance hydrogéologique du forage de la societe Lorraine-Provence à Saint Martin de Crau (Bouches du Rhône) (Rapport No. SGN-110-PRC). BRGM.

Gat, J.R., Gonfiantini, R., 1981. Stable isotope hydrology. Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. IAEA Vienna.

Gattacceca, J.C., Vallet-Coulomb, C., Mayer, A., Claude, C., Radakovitch, O., Conchetto, E., Hamelin, B., 2009. Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow aquifers of a reclaimed subsiding zone: the southern Venice Lagoon coastland. J. Hydrol. 378, 46–61.

Gelhar, L.W., Welty, C., Rehfeldt, K.R., 1992. A critical review of data on field-scale dispersion in aquifers. Water Resour. Res. 28, 1955–1974.

Gignoux, M., 1926. Géologie stratigraphique. Masson & Cie.

Giudicelli, J., Moubayed, Z., Tourenq, J.N., 1980. Un biotope hydrobiologique remarquable: Les laurons de la Crau (Bouches-du-Rhône, France). La communauté animale et ses relations avec le peuplement des biotopes aquatiques voisins, in: Annales de Limnologie. Station Biologique du lac d'Orédon, pp. 271–297.

GO-13, 2009. MNT 2009 5 m - DEPT 13 [WWW Document]. CRIGE-PACA. URL http://www.crige-paca.org/

Gonçalvès, J., Vallet-Coulomb, C., Petersen, J., Hamelin, B., Deschamps, P., 2015. Declining water budget in a deep regional aquifer assessed by geostatistical simulations of stable isotopes: Case study of the Saharan "Continental Intercalaire." J. Hydrol. 531, 821–829.

Gouvernet, C., 1959. Evolution géologique des relations Bas-Rhône/Basse-Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. Ann. Fac. Sci. Marseille 580, 273–279.

Guérin, C., Sonnet, O., Léonhard, S., 2009. Diagnostic qualitatif / quantitative et analyse de l'évolution des risques sur le nappe de la Crau (Rapport). Ginger Environnement.

Guglielmi, Y., Mudry, J., Blavoux, B., 1998. Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast: an example from southeastern France. J. Hydrol. 210, 106–115. doi:10.1016/S0022-1694(98)00178-4

Guieu, G., 2002. Etude tectonique de la région de Marseille. Publications de l'Université de Provence.

Guillot, P., Duband, D., 1967. La méthode du gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. IASH Publ. 84.

Guitjens, J.C., Luthin, J.N., 1965. Viscous model study of drain spacing on sloping land and comparison with mathematical solution. Water Resour. Res. 1, 523–530.

Hall, D.W., Risser, D.W., 1993. Effects of Agricultural Nutrient Management on Nitrogen Fate and Transport in Lancaster County Pennsylvania1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 29, 55–76. doi:10.1111/j.1752-1688.1993.tb01504.x

Haug, E., 1925. Les nappes de charriages de la Basse Provence, 1 partie. Mém Serv Carte Géol Fr.

Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeol. J. 10, 91–109. doi:10.1007/s10040-001-0178-0

Hector, B., Seguis, L., Hinderer, J., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Wubda, M., Boy, J.-P., Luck, B., Le Moigne, N., 2013. Gravity effect of water storage changes in a weathered hard-rock aquifer in West Africa: results from joint absolute gravity, hydrological monitoring and geophysical prospection. Geophys. J. Int. 194, 737–750. doi:10.1093/gji/ggt146

Heliotis, F.D., DeWitt, C.B., 1987. Rapid Water Table Responses to Rainfall in a Northern Peatland Ecosystem1. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 23, 1011–1016. doi:10.1111/j.1752-1688.1987.tb00850.x

Howle, J.F., Phillips, S.P., Denlinger, R.P., Metzger, L.F., 2003. Determination of specific yield and water-table changes using temporal microgravity surveys collected during the second injection, storage, and recovery test at Lancaster, Antelope Valley, California, November 1996 through April 1997. US Department of the Interior, US Geological Survey.

IAEA/WMO, 2016. GNIP. Global Network for Isotopes in Precipitation [WWW Document]. URL http://www.iaea.org/water

Ihaka, R., Gentleman, R., 1996. R: a language for data analysis and graphics. J. Comput. Graph. Stat. 5, 299–314.

Jacob, T., 2009. Apport de la gravimétrie et de l'inclinométrie à l'hydrologie karstique (Thèse). Montpellier 2.

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Jourde, H., Le Moigne, N., Boy, J.-P., Hinderer, J., Luck, B., Brunet, P., 2008. Absolute gravity monitoring of water storage variation in a karst aquifer on the larzac plateau (Southern France). J. Hydrol. 359, 105–117.

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Le Moigne, N., 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. J. Geophys. Res. Solid Earth 115.

Jasechko, S., Birks, S.J., Gleeson, T., Wada, Y., Fawcett, P.J., Sharp, Z.D., McDonnell, J.J., Welker, J.M., 2014. The pronounced seasonality of global groundwater recharge. Water Resour. Res. 50, 8845–8867.

Jie, Z., van Heyden, J., Bendel, D., Barthel, R., 2011. Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. Hydrogeol. J. 19, 1487–1502.

Johnson, A.I., 1967. Specific yield: compilation of specific yields for various materials. US Government Printing Office.

Jourde, H., Brunet, P., 2001. Rapport relatif à l'essai de traçage réalisé sur la gare de triage SNCF de Miramas (13).

Kendall, C., McDonnell, J.J., 2012. Isotope tracers in catchment hydrology. Elsevier.

Kendy, E., Zhang, Y., Liu, C., Wang, J., Steenhuis, T., 2004. Groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain: case study of Luancheng County, Hebei Province, 1949–2000. Hydrol. Process. 18, 2289–2302.

Kroner, C., Jahr, T., 2006. Hydrological experiments around the superconducting gravimeter at Moxa Observatory. J. Geodyn. 41, 268–275.

Lalbat, F., 2006. Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentras (Vaucluse, France) (Thèse). Université d'Avignon.

Larrieu, J., 1959. Etude de la nappe phréatique de la basse Durance. Houille Blanche 903–

909.

Lederer, M., 2009. Accuracy of the relative gravity measurement. Acta Geodyn Geomater 6, 155.

Leduc, C., Sabljak, S., Taupin, J.-D., Marlin, C., Favreau, G., 2000. Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le Nord-Ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir de mesures isotopiques. Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci. 330, 355–361.

Leleu, S., 2005. Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. Strasbourg 1.

L'Homer, A., 1975. Notice explicative de la carte géologique d'Istres au 1/50000. BRGM, Orléans.

L'Homer, A., Roux, R.-M., Toni, C., Bazile, F., Damiani, L., Durozoy, G., 1987. Notice explicative de la carte géologique d'Arles au 1/50000. BRGM.

Liu, C.-W., Tan, C.-H., Huang, C.-C., 2005. Determination of the magnitudes and values for groundwater recharge from Taiwan's paddy field. Paddy Water Environ. 3, 121–126.

Liu, Y., Yamanaka, T., 2012. Tracing groundwater recharge sources in a mountain–plain transitional area using stable isotopes and hydrochemistry. J. Hydrol. 464, 116–126.

Maier, J., 2010. Etude de faisabilité pour la gestion de la pollution des eaux souterraines par l'ANS - Evaluation du potentiel d'atténuation naturelle. 1 : Investigations hydrochimiques et microbiologiques. (Rapport No. AIX-09-098-IG-N-ANS1 V1). ICF Environnement.

Mailhol, J.C., Merot, A., 2007. SPFC: a tool to improve water management and hay production in the Crau region. Irrig. Sci. 26, 289–302. doi:10.1007/s00271-007-0099-3

Maréchal, J.C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L., Zaidi, F.K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. J. Hydrol. 329, 281–293. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.022

Masse, J.P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence: révision du concept d'isthme durancien. Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn. 18, 49–66.

Mattle, N., Kinzelbach, W., Beyerle, U., Huggenberger, P., Loosli, H.H., 2001. Exploring an aquifer system by integrating hydraulic, hydrogeologic and environmental tracer data in a three-dimensional hydrodynamic transport model. J. Hydrol. 242, 183–196.

McCulloh, T.H., 1965. A confirmation by gravity measurements of an underground density profile based on core densities. Geophysics 30, 1108–1132.

Melchior, P., 2008. Gravimetric measuring techniques. Phys. Methods Instrum. Meas. Encycl. Life Support Syst. EOLSS 2, 259–90.

Merlet, S., Kopaev, A., Diament, M., Geneves, G., Landragin, A., Dos Santos, F.P., 2008. Micro-gravity investigations for the LNE watt balance project. Metrologia 45, 265.

Météo-France, 2016. Données publiques climatiques [WWW Document]. URL https://donneespubliques.meteofrance.fr/

Miller, E.E., Miller, R.D., 1956. Physical Theory for Capillary Flow Phenomena. J. Appl. Phys. 27, 324–332. doi:10.1063/1.1722370

Mohammed, N., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Le Coustumer, P., Lavastre, V., Bertrand, G., Charrier, G., Clauzet, M.L., 2014. Isotopic and geochemical identification of main groundwater supply sources to an alluvial aquifer, the Allier River valley (France). J. Hydrol. 508, 181–196.

Molliex, S., 2010. Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France) (Thèse). Collège de France.

Montgomery, E.L., 1971. Determination of coefficient of storage by use of gravity measurements. (Ph. D. dissertation). University of Arizona, Tucson.

Moon, S.-K., Woo, N.C., Lee, K.S., 2004. Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. J. Hydrol. 292, 198–209.

Naujoks, M., Kroner, C., Weise, A., Jahr, T., Krause, P., Eisner, S., 2010. Evaluating local hydrological modelling by temporal gravity observations and a gravimetric three-dimensional model. Geophys. J. Int. 182, 233–249.

Neuweiler, I., Cirpka, O.A., 2005. Homogenization of Richards equation in permeability fields with different connectivities. Water Resour. Res. 41, W02009. doi:10.1029/2004WR003329

Nielsen, D.R., Biggar, J.W., Erh, K.T., 1973. Spatial variability of field-measured soil-water properties. University of California, Division of Agricultural Sciences.

Olioso, A., Lecerf, R., Baillieux, A., Chanzy, A., Ruget, F., Banton, O., Lecharpentier, P., Trolard, F., Cognard-Plancq, A.-L., 2013. Modelling of Drainage and Hay Production over the Crau Aquifer for Analysing Impact of Global Change on Aquifer Recharge. Procedia Environ. Sci. 19, 691–700. doi:10.1016/j.proenv.2013.06.078

Parize, O., Rubino, J.L., 2005. Les systèmes oligo-miocènes carbonatés et clastiques de Basse-Provence. Des témoins de l'évolution géodynamique de la marge provençale et du bassin d'avant-pays alpin. Livret Guide Excursions E8–E9 L'association Sédimentologistes Fr.

Park, E., Parker, J.C., 2008. A simple model for water table fluctuations in response to precipitation. J. Hydrol. 356, 344–349.

Pebesma, E.J., Wesseling, C.G., 1998. Gstat: a program for geostatistical modelling, prediction and simulation. Comput. Geosci. 24, 17–31. doi:10.1016/S0098-3004(97)00082-4

Pool, D.R., Eychaner, J.H., 1995. Measurements of aquifer-storage change and specific yield using gravity surveys. Ground Water 33, 425–432.

Porchet, M., 1930. Etude des eaux souterraines de la Crau. Ann. Ministère Agric. 203–223.

Ramillien, G., Frappart, F., Seoane, L., 2014. Application of the Regional Water Mass Variations from GRACE Satellite Gravimetry to Large-Scale Water Management in Africa. Remote Sens. 6, 7379–7405. doi:10.3390/rs6087379

Rat, M., Laviron, F., Jorez, J.C., 1970. Essai Lefranc. Bull. Liaison Lab. Rout. No Spéc. N 56–66.

Rawls, W.J., Brakensiek, D.L., Saxtonn, K.E., 1982. Estimation of soil water properties. Trans. ASAE 25, 1316–1320.

Rodell, M., Beaudoing, H.K., n.d. NASA/GSFC/HSL (2013), GLDAS Noah Land Surface Model L4 monthly 0.25 x 0.25 degree Version 2.0, version 020, Greenbelt, Maryland, USA. Goddard Earth Sci. Data Inf. Serv. Cent. GES DISC. doi:10.5067/9SQ1B3ZXP2C5

Roure, S., Duvail, C., Le Strat, P., 2004. Geodynamique des Systèmes Plio-quaternaires des Nappes Alluviales de la Plaine de la Crau (Rapport No. RP-53088-FR). BRGM.

SAFEGE CETIIS, 2003. Contrôle du fonctionnement de la tranchée drainante entre la Fossette et Fos-sur-mer (Bilan annuel 2002).

Scintrex limited, 2006. CG-5 Scintrex Autograv System Operation Manual. Scintrex Limited, Concord, Ontario.

Seraphin, P., 2012. Quantification et limitation des impacts de l'aménagement du territoire de la plaine de Crau sur la ressource en eau (Rapport de stage de Master STE). SYMCRAU.

Seraphin, P., Vallet-Coulomb, C., Gonçalvès, J., 2016. Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation return flow using stable isotopes: the Crau aquifer, France. J. Hydrol. doi:HYDROL22015

Simmarano, J.B., 2012. Rôle de l'irrigation sur la recharge de la nappe de la Crau : traçage isotopique (δ18O) et modélisation (Rapport de stage de Master SET).

Sophocleous, M.A., 1991. Combining the soilwater balance and water-level fluctuation methods to estimate natural groundwater recharge: Practical aspects. J. Hydrol. 124, 229–241. doi:10.1016/0022-1694(91)90016-B

Stigter, T.Y., Van Ooijen, S.P.J., Post, V.E.A., Appelo, C.A.J., Dill, A.C., 1998. A

hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. J. Hydrol. 208, 262–279.

Tang, Q., Hu, H., Oki, T., 2007. Groundwater recharge and discharge in a hyperarid alluvial plain (Akesu, Taklimakan Desert, China). Hydrol. Process. 21, 1345–1353.

Tempier, C., 1987. Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. Bull Soc Géol Fra 3.

Tempier, C., Durand, J.P., 1981. Importance de l'épisode d'âge crétacé supérieur dans la structure du versant méridional de la montagne Sainte-Victoire (Provence). CR Acad Sci Paris 293, 629–632.

Terrier, M., 1991. Néotectonique de la Provence occidentale (France): vers une analyse multicritère des déformations récentes : application à la classification des structures sismogènes. Editions du BRGM.

Terrier, M., Courrioux, G., Martelet, G., 2008. Etude de la faille de Salon-Cavaillon (région PACA, France) (Rapport final No. RP-55989-FR). BRGM.

Tinet, A.-J., Chanzy, A., Braud, I., Crevoisier, D., Lafolie, F., 2015. Development and evaluation of an efficient soil-atmosphere model (FHAVeT) based on the Ross fast solution of the Richards equation for bare soil conditions. Hydrol Earth Syst Sci 19, 969–980. doi:10.5194/hess-19-969-2015

Tricart, J., 1954. Périglaciaire et fluvioglaciaire: Essai de corrélation du Quaternaire de la Durance. Centre national de la recherche scientifique.

Vereecken, H., Kasteel, R., Vanderborght, J., Harter, T., 2007. Upscaling Hydraulic Properties and Soil Water Flow Processes in Heterogeneous Soils. Vadose Zone J. 6, 1–28. doi:10.2136/vzj2006.0055

Vibert, A., 1961. La mesure «in situ» de la valeur approchée du coefficient de perméabilité des terrains alluvionnaires. Int. Assoc. Sci. Hydrol. doi:10.1080/02626666109493231

Vogel, T., Cislerova, M., Hopmans, J.W., 1991. Porous Media With Linearly Variable Hydraulic Properties. Water Resour. Res. 27, 2735–2741. doi:10.1029/91WR01676

Wahi, A.K., Hogan, J.F., Ekwurzel, B., Baillie, M.N., Eastoe, C.J., 2008. Geochemical quantification of semiarid mountain recharge. Ground Water 46, 414–425.

Warrick, A.W., Hussen, A.A., 1993. Scaling of Richards' Equation for Infiltration and Drainage. Soil Sci. Soc. Am. J. 57, 15. doi:10.2136/sssaj1993.03615995005700010004x

Weeks, E.P., 2002. The Lisse Effect Revisited. Ground Water 40, 652–656. doi:10.1111/j.1745-6584.2002.tb02552.x

Winograd, I.J., Riggs, A.C., Coplen, T.B., 1998. The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA. Hydrogeol. J. 6, 77–93.

Zheng, C., 1992. MT3D: A modular three-dimensional transport model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems. SS Papadopulos & Associates.

Zurcher, P., 1920. Rapport inédit sur la nappe de la Crau – Hydrologie de la Crau d'Arles (Archives des Ponts et Chaussées).

ANNEXES

A. Assessing irrigation return flows in a Mediterranean alluvial-type aquifer using environmental tracers

B. Exemples de coupes géologiques de la plaine de la Crau obtenues par sismique réflexion (terrier et al., 2008)

C. Paramètres des modèles variographiques pour l'interpolation des épaisseurs géologiques par krigeage

D. Données de perméabilité utilisées pour la création des distributions spatiales

E. Paramètres utilisés pour le transport des isotopes dans le modèle hydrogéologique en régime transitoire

F. Programme de simulation de l'infiltration d'évènements pluvieux extrêmes (résolution de l'équation de Richards en 1D)

G. Programme « Modloop » pour la calibration du modèle hydrogéologique en régime permanent

A. ASSESSING IRRIGATION RETURN FLOWS IN A MEDITERRANEAN ALLUVIAL-TYPE AQUIFER USING ENVIRONMENTAL TRACERS

Christine Vallet-Coulomb [a], Pierre Séraphin [a], Julio Gonçalvès [a], Olivier Radakovitch [a], Anne-Laure Cognard-Plancq [b], Agnès Crespy [a1], Milanka Babic [b], François Charron [c].

[a] Aix Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM 34, 13545 Aix en Provence, France.
[b] Avignon Université, INRA, EMMAH UMR 1114, 84000, Avignon, France
[c] Montpellier SupAgro, Domaine du Merle, UMR G-Eau, Route d'Arles, 13300 Salon de Provence, France

Abstract

The contribution of irrigation return flow to groundwater recharge may represent an important component of an aquifer water budget. In the Crau aquifer (Southern France), irrigation largely dominates recharge, due to a long-term traditional practice of flood irrigation. We propose to combine an isotopic mixing model with a chloride mass balance to quantify irrigation return flows along different flow paths. A one-year survey of $\delta^{18}O$, δD and chloride concentration was conducted in irrigation water and 7 groundwater sampling locations in the upstream part of the Crau aquifer. Based on the high isotopic contrast between irrigation water and regional precipitation, stable isotopes allow the partitioning of recharge between rainfall infiltration and irrigation return flows along different streamlines, accounting for their associated land cover. The rates of return flow is 7.5 to 7.9 times higher than the natural recharge for well-defined stream lines averaging the functioning of the upstream aquifer, thus slightly below the average ratio previously established for the whole aquifer. Using a regional record of atmospheric chloride inputs, a chloride mass balance provides a rate of natural recharge between 0.11 to 0.16 m yr^{-1}. In addition, isotopic mixing proportions are used to decipher the chloride concentration of groundwater purely recharged by return flow. Combined with irrigation water concentration, this allows an original application of the chloride mass balance approach to estimate irrigation efficiency. Ratios of return flow to irrigation supply around 0.54 were found for the most spatially representative stream lines, but can locally overtake 0.8 where the irrigation network contributes to recharge. These results are compared to a daily time series of recharge fluxes derived locally from the water-table fluctuation method. The average value, 1420 ± 190 mm yr^{-1}, is partitioned between irrigation return flows (1240 mm yr^{-1}) and natural recharge (180 m yr^{-1}), using the timing of irrigation supply, confirming the ability of geochemical tracers to provide recharge rates fully independent from flux measurements.

Keywords: Groundwater Recharge; stable isotopes; chloride mass balance; Water table fluctuations, Flood Irrigation, Crau Aquifer.

[1] Present address : ATGEO, Avenue Louis Philibert -Domaine du Petit Arbois, Bâtiment Henri Poincaré, 13857 Aix-en-Provence cedex 3, France

1- Introduction

A smart and sustainable management of groundwater resource requires a comprehensive estimate of all human influences. Besides the direct impact of groundwater abstraction, land use and agricultural practices also indirectly influence aquifer water budgets through a modification of recharge fluxes, especially when irrigation water is provided in excess to evapotranspiration (Scanlon et al 2007, Meixner et al., 2016). The contribution of irrigation return flow to groundwater recharge may represent a major component of an aquifer water budget (Jiménez-Martínez et al., 2010), particularly in the case of flood irrigation, which is the most water consuming practice (Kendy et al., 2004; Liu et al., 2005; Tang et al., 2007). Improving irrigation efficiency is often desired for reducing water consumption, and for preventing groundwater salinization mechanisms (Bouzouna et al., 2014; Dewandel et al., 2008; Stigter et al., 1998; Yakirevich et al., 2013). Nevertheless, it does not always lead to water saving, and the contribution of return flows can support local groundwater resource when irrigation water comes from remote and well watered catchments (Kendy et al., 2004; Scanlon et al., 2007; Cruz-Fuentes et al., 2014, Tang et al 2007).

Despite its crucial importance for sustainable groundwater management, the quantification of groundwater recharge and the contribution of irrigation return flow remain challenging. Often based on the combination of water balance and modelling approaches, recharge quantification requires more or less extensive field instrumentation network (Cruz-Fuentes et al., 2014; Dewandel et al., 2008; Jimenez-Martinez et al., 2010; Maréchal et al., 2006; Tang et al., 2007). Approaches based on the analysis of water table fluctuations (WTF) represent robust and cost-effective methods, widely used for estimating the net groundwater recharge. A comprehensive critical assessment of the WTF method was proposed by Healy and Cook (2002), followed by a number of more or less complex application protocols (Crosbie et al., 2005; Cuthbert, 2010; Delin et al., 2007; Jie et al., 2011; Marechal et al., 2006; Moon et al., 2004; Park and Parker, 2008). Nevertheless, these approaches provide local-scale recharge fluxes, and require a significant number of records to provide a relevant spatial distribution.

Geochemical tracers represent an alternative tool, which can be used to determine sources of recharge, mixing processes, and in some cases, recharge rates independent of any hydrogeological data (Harrington et al., 2002; Scanlon et al., 2002). Stable isotopes of the water molecule (^{18}O and D) are classically used, owing to their contrasted labelling of precipitation (Gat, 1980; Gat, 1996), and they can provide the relative contributions of different sources of groundwater, when contrasted isotopic signatures are involved. It is the case when recharge comes from enriched evaporated water masses such as lakes or rivers, vertical leakage from deep aquifers with distinct isotopic signatures (Gonçalvès et al., 2015), depleted water coming from high elevation regions (Guglielmi et al., 1998). In mountainous areas, owing to the altitudinal gradient, they have been used to quantify the spatial distribution of surface recharge (Blasch and Bryson, 2007; Liu and Yamanaka, 2012; Wahi et al., 2008). The seasonality of precipitation composition may also help to decipher the relative contributions of different seasonal recharges (Jasechko et al., 2014; Winograd et al., 1998). Two end-member mixing conceptualisations can be solved using stable isotopes alone (Goncalves et al., 2015; Guglielmi et al., 1998), while complementary geochemical tracers may help to compute the contributions of additional components, such as seawater intrusion (Gattacceca et al., 2009), river infiltration (Liu and Yamanaka 2012; Adar et al., 1988; Mohammed et al., 2014).

Geochemical tools are particularly well suited for the tracing of irrigation return flow, as far as the signature of irrigation water is different from that of the local groundwater background. When water is pumped in the same aquifer as the one it return to, i.e. groundwater recycling, stable isotopes of water may not be appropriate, and it can be called to alternative tracers, such as CFC, Tritium, ^{14}C (Bourke et al., 2015; Horst et al., 2008; Qin et al., 2011). Nevertheless, irrigation from surface water usually provides a distinguishable isotopic signature, particularly when water comes from high elevation headwaters (Duque et al., 2011).

The use of geochemical tracers to quantify mixing processes implies a conservative behaviour, without any modification of the end-member composition after recharge, such as would occur under evaporation influences. However, when focusing on surface processes, it becomes interesting to focus on evaporation effects. Thus, conservative dissolved tracers such as chloride can be used to estimate unknown hydrological fluxes through the concentration effect induced by evapotranspiration (Edmunds and Gaye, 1994; Legesse et al., 2004; Troin et al., 2010; Vallet-Coulomb et al., 2001). The use of chloride mass balance to estimate recharge rates was initially proposed by Eriksson and Khunakasem 1969, and a number of successful applications of the method have been reported (Alcala et al., 2014; Dassi, 2011; Edmunds et al., 2002; Edmunds and Gaye, 1994; Gates et al., 2008, Naranjo et al., 2015). It relies on a full understanding of the origin of the chloride, and on the assumption that evapotranspiration does not export chloride. Its applicability for estimating recharge rates due to rainfall infiltration requires a robust quantification of atmospheric chloride inputs, which may limit the conditions for a robust application, particularly in coastal areas characterized by strong spatial variations. Alternatively, the chloride mass balance may be used to estimate irrigation efficiency, if the chloride concentration of groundwater purely recharged by return flow can be isolated from that of natural recharge. This can be achieved by combining the chloride mass balance with a conservative tracer of mixing proportions.

The Crau aquifer (Southern France) is an illustration of the complex interactions and feedbacks between land-use, irrigation practices, climate and recharge. In this area, flood irrigation is performed following traditional practices for high quality hay production. Despite a typical Mediterranean climate with frequent drought, strong winds and high evapotranspirative demand, this water-guzzling practice was made possible for hundreds of years by the abundance of water coming from the neighbouring alpine mountains. Because of the high permeability of the aquifer, water rapidly infiltrates and irrigation return flow actually constitutes the main source of aquifer recharge (Albinet et al., 1969; Courault et al., 2010; Mailhol and Merot, 2008; Olioso et al., 2013; Séraphin et al., in press). It is thus a typical situation of a local groundwater resource, intensively exploited for water consumption (drinking water, industry and other agricultural production), and presently supplied by irrigation originating from an external watershed. Nevertheless, more frequent droughts are expected in the near future for this Mediterranean region, and increasing pressure on the water resource encourage a reduction of irrigation water consumption. The improvement of irrigation efficiency or a reduction of irrigated surfaces would have a negative impact on the water budget of the Crau aquifer. A comprehensive evaluation of irrigation efficiency and return flows is thus necessary to manage human activities and optimize water resource use.

In a previous paper (Séraphin et al., 2016), stable isotopes were used to determine the water budget of the whole Crau aquifer, based on the combination of stable isotopes, geostatistical simulations and Darcy's flux estimates. In the present study, we combine stable isotopes of water and chloride concentrations based on a seasonal sampling to propose a quantification of irrigation return flows, which is i) fully independent of groundwater flux

estimates and ii) able to evaluate recharge fluxes at a more detailed scale, based on a mixing model applied on groundwater flowpaths. Results are compared with recharge rates obtained from the analysis of water table fluctuation (WTF), in an experimental area representative of the Crau phreatic aquifer. The geochemical approaches were based on a one-year survey of $\delta^{18}O$, δD and chloride concentration in irrigation water and 7 groundwater sampling locations, while the WTF method used a 7-year daily record.

2- Site description and water sampling

2-1 Environmental and hydrogeological setting

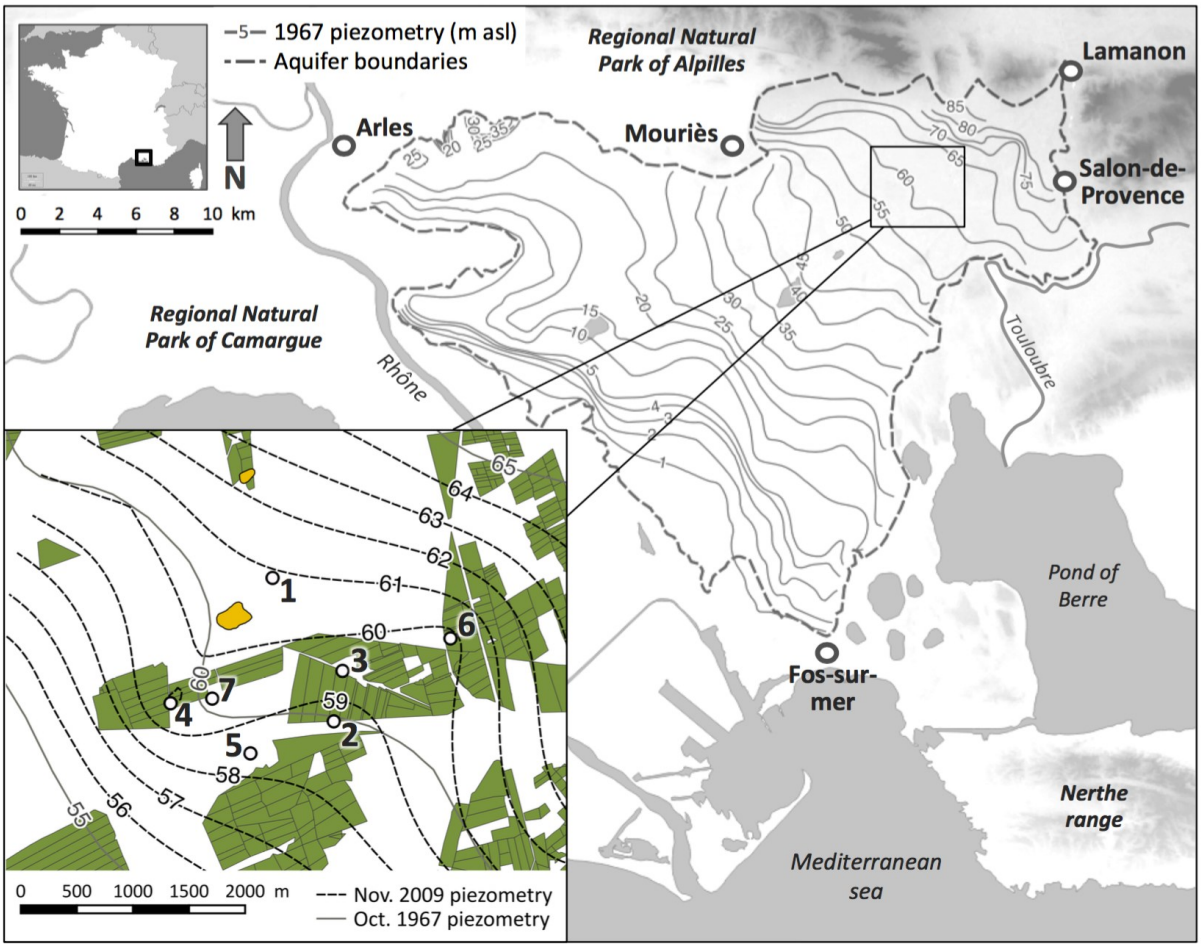


Fig. 1: Location of the groundwater sampling sites, in the upstream area of the Crau aquifer (#1, #2, #3, #4: piezometers; #5, #6, #7: traditional wells).
Irrigated meadows are in green, and the yellow areas indicate outcrops of the underlying Miocene formation. Grey isohead lines come from the October 1967 piezometric contour map (Albinet et al., 1969), black dotted isohead lines are interpolated using the October 2009 water level data.

Located in Southern France, under a Mediterranean climate, the Crau plain (540 km^2) houses a shallow unconfined aquifer, which represents one of the most important regional groundwater resources. Limited to the north by the Alpilles Range, to the east by the Miramas Hills and to the west by the Rhône River delta (Fig. 1), the plain is formed by an extensive stretch of coarse alluvial deposits accumulated during the Quaternary period, and carried from the Alps by the Durance River. The alluvial material, which is more or less cemented, forms a highly permeable aquifer (average permeability of 2 10^{-3} m s^{-1}). The course of the Durance

River has abandoned the Crau plain and moved to the north of the Alpilles Range, towards the Rhône River sometime between 75 and 35 ka (Molliex et al., 2013), and no natural drainage network remains nowadays. The absence of a river network comes from the very flat relief, combined with the high infiltration capacity of soil surfaces. Except in the downstream limit of the aquifer, the water table remains too deep for allowing access to groundwater for evapotranspiration, and the natural surfaces are covered by a characteristic dry grassland plant community, forming a natural reserve with a pseudo-steppe ecosystem locally called "Coussoul", where traditional itinerant sheep grazing is practiced (Buisson and Dutoit., 2006; Masson et al., 2015). Besides natural surfaces, a large proportion of the Crau plain is covered by irrigated meadows (140 km^2 in 2014). These meadows are characterised by well-developed soils resulting from the long-term accumulation of rich silty sediments carried by irrigation water during almost 500 years of traditional flood irrigation practices (Courault et al., 2010).

In the North-eastern part of the Crau plain, the Merle Experimental Domain is a 4 km^2 area, representative of the main land use types characterising the Crau Plain, with 1.5 km^2 of irrigated meadows and 2.5 km^2 of natural surfaces. In addition, the upstream part of the aquifer area corresponds to the most important density of irrigated meadows. The Merle Domain is managed with a threefold objective: agricultural production (hay production, and traditional sheep grazing), training centre for shepherds and farmers, and experimental setting for research projects.

2-2 Irrigation practices and previous return flow estimates

Since the 16th Century, the Crau plain is covered by a dense network of irrigation canals that takes water from the Durance River at about 20 km North-East of Salon-de-Provence (Fig. 1). Flood irrigation is performed for high quality hay production under an official national label ("A.O.P. Foin de Crau"), which controls and maintains traditional agricultural practices. The irrigation season begins generally between March 15th-20th, with a progressively increasing rate of inflows. During the May-August period the irrigation inflows reach their maximum rates. The irrigation period also ends progressively: it generally continues at a lower rate from September until the middle of October, depending on the timing of the first autumn rainfalls. In the event of high rainfall during the irrigation period ($P>30$ mm day^{-1}), irrigation can be delayed by an average of 7 days corresponding to the time lag between two irrigation turns on the same field.

Several previous studies based on irrigation efficiency have provided results on irrigation return flows. At the local scale, (Bader et al., 2010) estimated that soil infiltration represents on average 79% of irrigation supply, using an irrigation model applied to a grassland field, during a sub-period of the 2004 irrigation season. Nevertheless, the net groundwater recharge remained unknown since soil infiltration is not equal to deep infiltration. On the same plot, (Merot et al., 2008) estimated a deep infiltration of 1316 mm in 2004 and 1461 to 1916 mm in 2005 using a local water balance based on surface measurements. Based on the plot-scale crop model "STICS", which uses climate and irrigation practice data to simulate soil infiltration and crop production, (Courault et al., 2010) gave deep yearly drainage rates of 1680 mm for 2006 in another area of the Crau plain. The same model spatialized on the whole Crau plain gave values above 2200 mm yr^{-1} for our study area (Olioso et al., 2013).

In addition, using an isotopic partitioning of groundwater recharge, combined with a Darcy's flux approach, we previously estimated the global aquifer water balance (Séraphin et

al., in press). Irrigation return flow represents ≈ 69% of the surface recharge, estimated at about 7.1 10^6 m^3 yr^{-1}, while pumping represent about 2.6 10^6 m^3 yr^{-1}, with an average groundwater residence time of ≈ 2.7 yr. Reported to the total area of irrigated meadows, it gives an average rate of irrigation return flow of 1109 ± 202 $mm.yr^{-1}$.

3- Hydraulic and geochemical data

3-1 Data acquisition

A near-monthly sampling was carried out between October 2008 and November 2009 at 3 wells and 4 piezometers distributed in the Merle domain (Fig. 1), at locations representative of the characteristic environments encountered in the Crau plain: natural surfaces (#1), irrigated meadows (#2, #3, #4, #6) and intermediate areas (#5, #7). Groundwater was pumped with a low flow rate (~ 6 L/min) immersion pump and sampled when a stable electric conductivity was reached. Samples were also taken from the irrigation canal that carries irrigation water during the whole irrigation season. The water table depth was measured manually during each sampling, and combined with soil elevation measured by a Differential Global Positioning System to obtain precise water elevation data. In addition, the groundwater level was measured at a daily time step in piezometer #2 between January 2003 and November 2009, using an automatic pressure sensor (1.10^{-3} m of resolution). Daily precipitation, provided by the "INRA Climatik platform", was measured at the meteorological station located 50 m from well #7. The rainfall isotopic composition was obtained from the neighbouring GNIP station, located in Avignon, 35 km North-Northwest of the Crau plain (IAEA/WMO, 2016), and supported by the Hydrogeochemical Laboratory of Avignon (LHA, rainfall sampling and corresponding isotopic measurements).

Water samples were analysed for their isotopic compositions ($\delta^{18}O$ and δD) at CEREGE. Water samples were equilibrated with CO_2 (10h at 291K) and H_2 (2h at 291K with a platinum catalyst) – for $\delta^{18}O$ and δD, respectively – in an automated HDO Thermo-Finnigan equilibrating unit and measured on a dual inlet Delta Plus mass spectrometer. All the analyses were replicated. Oxygen and hydrogen isotope ratios are reported in ‰ relative to the SMOW-SLAP scale, following the IAEA reference sheet (IAEA, 2009) using three working standards previously normalized using VSMOW2, SLAP2 and GISP international standards. The total uncertainties for the $\delta^{18}O$ and δD values were close to 0.05‰ (1σ) and 1‰ (1σ) respectively. A total of 77 groundwater samples and 10 canal water samples were analysed for $\delta^{18}O$ and δD. Chloride concentrations were measured in LHA by ion chromatography (Thermo Scientific™ Dionex™ ion chromatography (IC) system). A total of 85 groundwater samples and 9 canal water samples were analysed for $[Cl^-]$.

3-2 Water table variations

Considerable seasonal variations in the water table occurred during the study period, with the highest levels reached during September, at the end of the irrigation season (Fig. 2). This clearly indicates the influence of irrigation return flows on the water table dynamics. The amplitudes of seasonal variations ranged between 1.4 and 8.4 m. The lowest value corresponds to piezometer #1, located in a natural area, while higher amplitudes were found for observation points #2, #3, and #6, which are all close to irrigated surfaces (Fig. 1).

Piezometer #4 recorded a seasonal amplitude of only 3.0 m, despite its location on the border of a highly irrigated meadow. This piezometer is located in an area where the aquifer is very thin (6 m thick) and saturated almost up to the soil surface during the irrigation period (up to 0.9m below the soil surface). In addition, the groundwater level rises earlier here (minimum level observed on 2009 March 9th), indicating an immediate response to irrigation return flows. The same holds for #7, the closest well, which follows a similar seasonal behaviour than #4 (Fig. 2). In addition, the water table level measured in piezometer #4 remains higher than that obtained from all the other sampling locations during the irrigation season (Fig. 2). This leads to an irrigation mound on the piezometric map (Fig. 1), and indicates the particular importance of return flows at this location. Note that the piezometric map based on data from October 1967 (Albinet et al., 1969) already showed relatively high levels in this area, but the data were only based on traditional wells (#5, #6, #7), since the piezometers used in the present study had not yet been drilled.

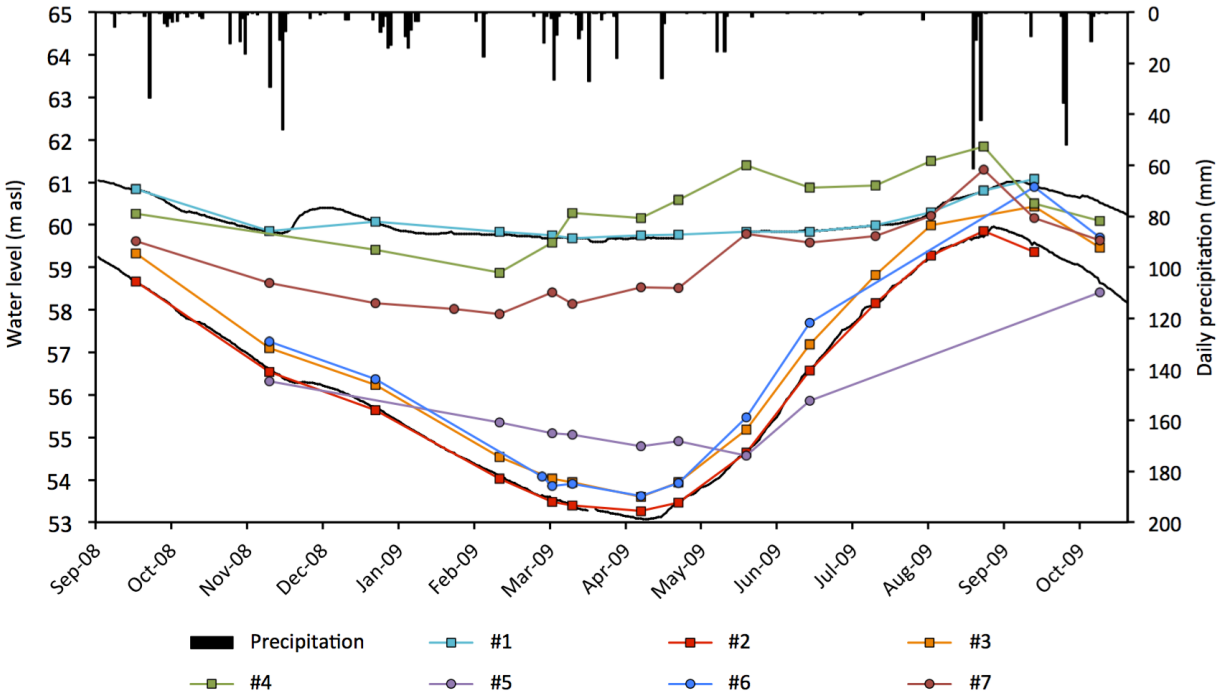


Fig. 2: Groundwater level measured manually during the study period.
The daily automatic record available for #1 and #2 are also shown (continuous lines)

The daily record obtained from the piezometer #2 provides a long-term perspective (Fig. 7-A). During the 2003-2009 period, the magnitude of seasonal variations varied between 6.2 m (in 2004) and 8.1 m (in 2007). The maxima reached in September (59.5 ± 0.6 m a.s.l.) remained relatively more stable than the minima observed in spring (52.4 ± 1.0 m a.s.l.), which is more influenced by interannual variations in precipitation. The lowest water level observed in spring 2007 corresponds to the driest year of the period (301 mm yr^{-1}). Overall, the seasonal pattern, which qualitatively reflects the influence of irrigation return flows, is well reproduced from year to year, with no apparent inter-annual trend. Regarding the short residence time (lower than 3 years, Séraphin et al., in press), this indicates that the aquifer is at inter-annual steady state.

3-3 Geochemical compositions

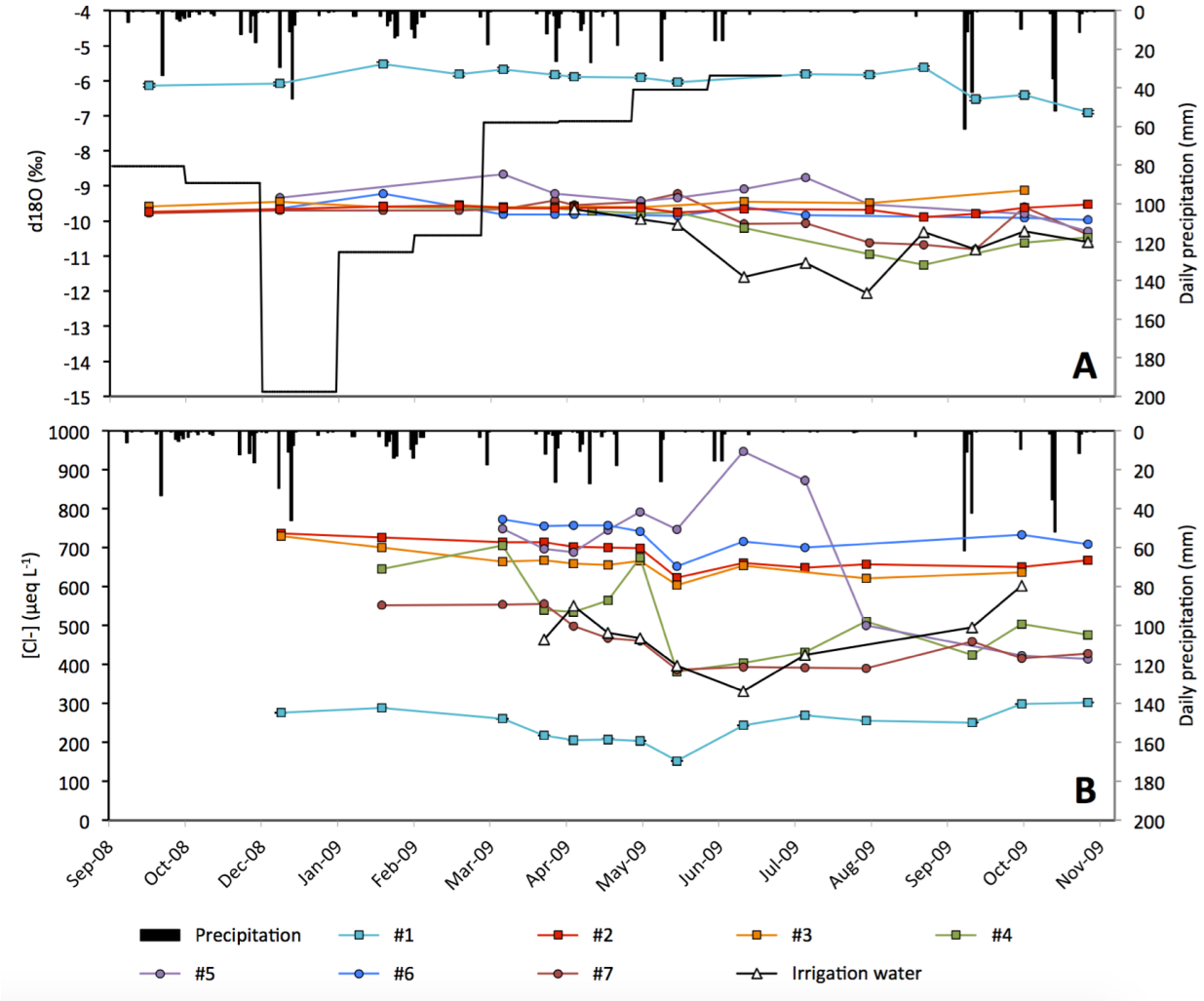


Fig. 3: The 2008-2009 time series of daily precipitation with A) $\delta^{18}O$ compositions of groundwater, irrigation water and monthly precipitation from the GNIP Avignon station (black line, IAEA/WMO, 2016), and B) [Cl^-] concentrations of groundwater and irrigation water.

Groundwater isotopic compositions ranged between $\delta^{18}O$ = -11.25 ‰ and -8.67 ‰ (δD = -82.0 ‰ and -60.3 ‰) for the sampling locations #2 to #7, while #1 displayed a distinct enriched composition, ranging between $\delta^{18}O$ = -6.9 ‰ and -5.52 ‰ (δD = -44.4 ‰ and -37.1 ‰) (Fig. 3-A and 4). For each sampling location, the isotopic composition remained generally stable throughout the annual cycle, especially #2, which had the lowest standard deviation (Table 1). The most depleted values were encountered in #4 and #7, two sampling points located close to the irrigation mound observed in the piezometric map. Based on average values (Fig. 4-B, Table 1), groundwater sampled in piezometer #1 was clearly more enriched than the other sampling locations: $\delta^{18}O$ = -6.00 ‰ (δD = -39.8 ‰), and very close to the weighted average composition of regional precipitation: $\delta^{18}O$= -6.21‰ ±2.20‰ and δD =-40.1‰ ±16.8‰ for the Avignon GNIP station over the 1997-2009 period (average precipitation : 651 mm yr^{-1}).

The isotopic composition of irrigation water was distinctly more negative than the long-term average of local precipitation (Fig. 4), with an average composition of $\delta^{18}O$= -10.66‰ ±0.76‰ and δD =-76.9‰ ±6.1‰. This depleted isotopic composition, characteristic of alpine

rivers, is explained by the orographic effect that controls precipitation formation in the Alps. It also corresponds to the average value of $\delta^{18}O$= -10.5‰ estimated by (Guglielmi et al., 1998) for regional alpine rivers. The maximum value was observed in irrigation water collected in April ($\delta^{18}O$ =-9.67‰; δD =-68.2‰) and the minimum in August ($\delta^{18}O$ = -12,06‰; δD = -87.8‰, Fig. 3-A). The low value in August can be explained by the retention of Alpine water in the main dam of the Durance River (Serre-Ponçon reservoir), thus the most depleted water, corresponding to spring thaw, is released during summer, when water consumption is the highest.

With regards to chloride concentrations, the lowest seasonal variations in [Cl^-] were found for #2, #3 and #6, which also displayed the least variable isotopic compositions, and for #1, which had the least concentrated average value (Table 1, Fig. 3-B). Irrigation water was more concentrated than groundwater sampled in #1, but less concentrated than groundwater from #2, #3, and #6. The other groundwater sampling locations displayed more variable [Cl^-], with values alternatively higher or lower than irrigation water (Fig. 3-B).

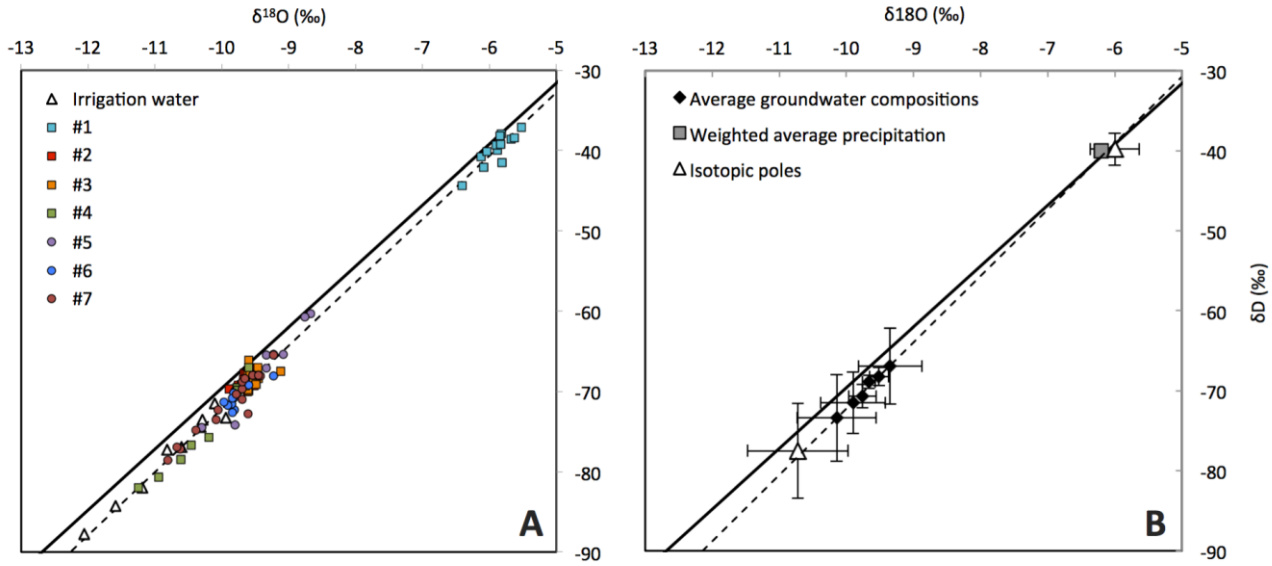


Fig. 4: $\delta^{18}O$-δD relationship of A) individual samples of irrigation water and groundwaters, with the linear regression corresponding to all groundwater data (r^2 = 0.99), and B) components of the mixing model with isotopic poles (white triangles with associated uncertainties) and groundwater annual average compositions from each sampling location area, with associated standard deviations, and corresponding linear regression (r^2 = 0.97).
The grey square corresponds to the 1997-2009 weighted average precipitation composition from the Avignon GNIP station, and the bold line, the Local Meteoric Water Line

4- Recharge estimates from geochemical approaches

4-1 Isotopic two-component mixing model

In the $\delta^{18}O$-δD plot, groundwater data plot along a linear trend ($\delta D = 7.9 \times \delta^{18}O + 6.6$; r^2 = 0.99), which crosses, on one side, the average composition of regional precipitation, and on the other side the composition of irrigation water (Fig. 4-A). The robust alignment of data between the compositions of the two water masses involved in groundwater recharge indicates that groundwater isotopic compositions clearly reflect a mixing process, with no substantial influence of evaporation subsequent to the mixing. For a mixing model approach, the composition of the two end-members has then to be thoroughly characterized: the "natural

recharge", coming from the infiltration of local precipitation and the "irrigation recharge", coming from irrigation return flows.

Local identifier	Location #	Type	$\delta^{18}O$ (‰ vs VSMOW)	δD (‰ vs VSMOW)	$[Cl^-]$ ($\mu eq.L^{-1}$)
Coussoul	1	P	-5.96 (1.36) n=15	-40.5 (10.1)	256 (150) n=14
1J Aval	2	P	-9.66 (0.37) n=15	-68.7 (2.9)	684 (114) n=13
1J Amont	3	P	-9.49 (0.48) n=11	-68.2 (3.8)	662 (127) n=11
6N	4	P	-10.19 (1.65) n=11	-73.7 (15.0)	529 (324) n=13
Pinède	5	W	-9.34 (1.63) n=10	-66.9 (14.2)	628 (533) n=11
Perret	6	W	-9.74 (0.74) n=11	-70.6 (4.5)	728 (121) n=10
St Jean	7	W	-9.89 (1.58) n=11	-71.4 (13.1)	463 (168) n=13
Irrigation water (weighted average)	8	canal	-10.81 (2.39) n=10	-78.2 (19.6)	442 (266) n=9

Table 1: Annual average compositions, seasonal amplitudes (in brackets) and number of samples from each sampling location (P= piezometer, W= well) during the study period (October 2008 – October 2009). Annual averages are calculated from interpolated daily values over an annual cycle, in order to account for the irregular sampling time step.

The average groundwater composition measured in piezometer #1 ($\delta^{18}O$= -6.00‰ ±0.37‰ and δD =-39.8‰ ±2.0‰; Table 1) was similar to the weighted average precipitation composition of the neighbouring GNIP station (Fig. 4-B). This piezometer is located in a non-irrigated area where the aquifer is very thin according to the hydrogeological map (Albinet et al., 1969), and the substratum height (59.2 m a.s.l. according to the borehole log) is above the piezometric heights around, except for #4 which displayed a higher water level during the irrigation season (Fig. 2), but the two areas are separated by an outcrop of the Miocene underlying formation (Fig. 1). Therefore, piezometer #1 is located in an area isolated from the general groundwater flow, and where groundwater is not influenced by irrigation return flows. The similarity between this groundwater and the average precipitation compositions indicates that: i) local rainfall is isotopically similar to that measured in the Avignon GNIP station; and ii) the water isotopic composition is not affected by evaporation during recharge or by a differential recharge efficiency according to the season, as evidenced in other situations (Jasechko et al., 2014; Winograd et al., 1998). This is due to the high permeability of the medium, allowing a rapid infiltration towards the water table, whose depth prevents the influence of groundwater evaporation. As the average composition measured in piezometer #1 better represents the groundwater composition recharged purely by rainfall infiltration, we attributed it to the "natural recharge" end-member (δ_n).

The isotopic composition of irrigation water varies during the season, and the most negative value observed at the beginning of August corresponds to the most intense period of the irrigation season. To account for the modulation of irrigation supply during the season, we used irrigation fluxes (as a percentage of the maximum flux) to calculate a weighted average. This gives $\delta^{18}O$ = -10.72 ‰ ± 0.75 ‰ and δD = -77.5 ‰ ± 6.0 ‰, which is very close to the arithmetic average. In the $\delta^{18}O$- δD plot, the composition of irrigation water plots slightly

below the Local Meteoric Water Line (Fig. 4), which reflects the influence of evaporation during the transport of water from the Alps. However, irrigation water data matches the linear trend of groundwater compositions, indicating that, as observed for the infiltration of local precipitation, there is no modification in the water isotopic composition by evaporation during groundwater recharge. We thus used the weighted average composition of irrigation water to define the "irrigation recharge" end-member (δ_i).

The use of a two-component mixing model implies a constant isotopic composition for the two end-members. We based our reasoning on the 2008-2009 annual averages, and assumed that they represent the long-term composition. For the natural recharge end-member (δ_n), this assumption is supported by the small monthly variations observed in piezometer #1 (Table 1), and by the similarity with the 1997-2009 weighted average composition of precipitation, suggesting a buffering effect. For the irrigation recharge end-member (δ_i), a more recent sampling campaign provided a similar average composition for the 2014 irrigation season ($\delta^{18}O$ = -10.89 ± 0.79‰; δD = -78.23 ± 6.24‰ (n=7), from (Séraphin et al. in press). We assumed that the possible inter-annual variations remained lower than the standard deviation calculated for the 2009 irrigation season.

4-2 From mixing proportions to recharge proportions

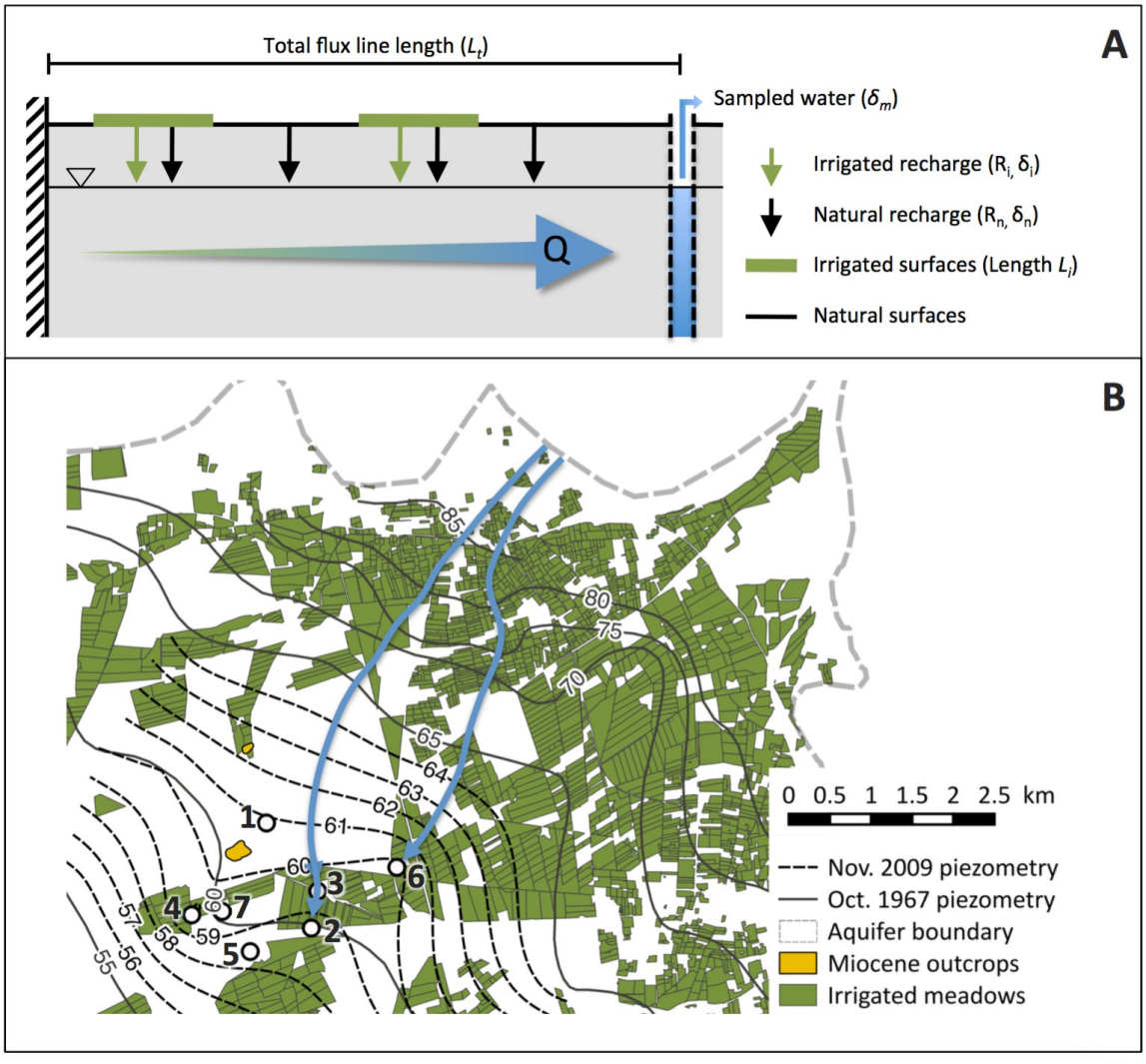


Fig. 5: A) Illustration of Eq. (6) and (7), describing the mixing between natural recharge and irrigation return flows, accumulated along a groundwater streamline according to their respective corresponding lengths, an B) upstream streamlines corresponding to sampling points #2, #3 and #6.

The mixing proportions of water originating from irrigation return flows (x_i) and natural recharge ($x_n = 1 - x_i$) can be estimated from a simple water and isotope mass balance:

$$x_i = (\delta_m - \delta_n) / (\delta_i - \delta_n) \quad (1)$$

where δ_m is the groundwater isotopic composition. This isotopic mass balance was applied to both isotopic species using annual average groundwater compositions (Table 1). We find that x_i varies between 70% and 87%, and between 70% and 88% using $\delta^{18}O$ and δD, respectively (Table 2). The highest proportion of irrigation water was found in #4, which also displays the most variable isotopic composition. For all sampling points, the good consistency between proportions obtained from both isotopic species comes from the robust alignment of data between the two isotopic poles (Fig. 4-B).

However, for interpreting these mixing proportions in terms of recharge fluxes, we have to consider all the upstream contributions. We therefore considered a mass balance involving the recharge accumulation along a streamline, as illustrated in Fig. 5-A. In the absence of substantial water withdrawal along the streamline, the following water balance equation expresses the fact that, at steady state, groundwater flow at the local scale (Q, in $m^2\ s^{-1}$, i.e. $m^3\ s^{-1}$ per meter width perpendicular to the flow direction), corresponds to the sum of both natural ($Q_n = L_t \times R_n$) and irrigated recharges ($Q_i = L_i \times R_i$), along the upstream flux line:

$$Q = L_t \times R_n + L_i \times R_i \quad (2)$$

where L_t is the length of the flux line (m) and L_i is the length of this flow line covered by irrigated meadows (m). In this equation, the rates of natural and irrigated recharges (R_n and R_i in $m\ s^{-1}$) are assumed homogeneous over their respective lengths, and time invariant. In addition, this 1-D reasoning assumes that advection is the major mass transport process, over dispersion, which is consistent with the aquifer dispersivity (D < 10m). The corresponding isotope mass balance is:

$$\delta_m \times Q = \delta_n \times L_t \times R_n + \delta_i \times L_i \times R_i \quad (3)$$

Equation (3) implies a good vertical mixing, and an average isotopic composition (δ_m) representative of the residence time (i.e. at steady state). Combining Eq. (2) and (3), and introducing the density of irrigated meadows $A = L_i / L_t$, the ratio of natural to irrigated recharge is:

$$R_i / R_n = (\delta_m - \delta_n)/(A \times (\delta_i - \delta_m)) \quad (4)$$

The ability of a local annual average composition to represent the mixing process over a flowpath depends on the stationary state. Considering the average residence time of the Crau aquifer (2.7 ± 0.2 years, Séraphin et al., in press), this assumption is supported by the inter-annual reproducibility of piezometric seasonal pattern (see section 3-2) and the interannual stability of groundwater isotopic composition (Séraphin et al., in press). Annual averages are calculated from daily values linearly interpolated between measured data, over a complete annual cycle, in order to account for the irregular sampling time step.

A thorough examination of the sampling location with respect to the piezometric map indicates that sampling points #2, #3, and #6 are downstream to well defined stream lines

starting at the upstream aquifer limit (Fig. 5-B). Based on their hydraulic context, the sampling points #2 #3, and #6 were selected to apply Eq. (4). Despite different streamline lengths and irrigated meadow densities, consistent values of recharge proportion were found, with R_i / R_n ratios between 7 and 8 (Table 2).

On the other hand, sampling points #4, #5 and #7 are located in the hydraulic shadow of an outcrop of the Miocene underlying layer (Fig. 5-B). On this Miocene outcrop, a little pond (<5000 m^2) is forming seasonally, fed by surface return flows during the irrigation seasons. This water is expected to infiltrates continuously towards the water table, and may explain the location of the piezometric high (Fig. 1). The irrigation densities estimated on the corresponding small flux lines lead to huge rates of return flow, more than twenty times greater than the natural recharge (Table 2). In these case, the occurrence of a locally important rate of return flow lead to overestimate the average value of R_i.

Location #	X_i	Q_i/Q_n	A	R_i/R_n	C_{Ri}	R_i/I
2	0.76 (0.75)	3.2	0.41	7.9	816	0.54
3	0.73 (0.73)	2.7	0.35	7.7	812	0.54
4	0.87 (0.88)	6.8	0.27	25	569	0.78
5	0.70 (0.70)	2.3	0.23	10	790	0.56
6	0.78 (0.80)	3.6	0.47	7.5	861	0.51
7	0.81 (0.82)	4.3	0.18	24	511	0.86

Table 2: Mixing proportions of water originating from irrigation return flow (x_i) calculated from Eq. (1), from the $\delta^{18}O$ mass balance (from the δD mass balance), partitioning of groundwater recharge following Eq. (4), and return flow coefficients estimated from the combined stable isotopes and chloride mass balances, following Eq. (6) and (7) (C_{Ri} in $\mu eq.L^{-1}$).

Finally, the relation between the seasonal magnitude of isotopic variations and the water residence time over a flowpath can be interpreted in terms of recharge flux. The average residence time of a specific flux line is $T = S_y \, . \, e \, . \, L_t / Q$. Despite the strong seasonality in irrigation recharge flux, the groundwater isotopic composition is smoothed for piezometers #2, #3 and #6, pointing to a residence time greater than 2 annual cycles, causing attenuation of seasonality by mixing. However, the greater seasonal amplitudes observed for #4, #5 and #7 (Table 1, Fig. 3-A) suggest lower corresponding residence times. This is in line with the stronger recharge rate due to the presence of a pond, and to the reduction of the aquifer thickness (e), for these points located in between two well-known paleo-channels (i.e. “Crau du Luquier” and “Crau de Miramas” (Colomb and Roux, 1978)).

4-3 From mixing proportions to recharge fluxes: the chloride mass balance

The application of chloride mass balance to quantify surface recharge uses the concentration effect induced by evapotranspiration. It assumes that, at steady state, the chloride dissolved in groundwater originates solely from the surface water, i.e. generally

atmospheric inputs, and that surface evapotranspiration does not export salt. Thus, the combination of surface water and chloride mass balance equations leads to:

$$R_n \times C_{Rn} = F_a \quad (5)$$

where F_a is the annual rate of atmospheric chloride inputs (μeq m^{-2} yr^{-1}), C_{Rn} is the concentration of natural recharge flux (μeq L^{-1}), which, at steady state, corresponds to the groundwater composition.

The same mass balance equation can be applied for quantifying irrigation return flow:

$$R_i \times C_{Ri} = I \times C_i \quad (6)$$

where I is the annual irrigation water supply (mm yr^{-1}, equivalent to L m^{-2} yr^{-1}), C_i and C_{Ri} the chloride concentrations of irrigation water and return flow respectively.

In the Crau aquifer, there is no other substantial chloride source than surface inputs, and it is assumed that agricultural practices do not provide chloride in addition to what is naturally present in irrigation water. The local hay production is controlled and regulated (see section 2.2), and only limited quantities of Nitrogen fertilisers are allowed. Since there is neither the effect of deep evapotranspiration, nor additional chloride sources able to enrich groundwater concentration compared to the recharge flux, and because the aquifer is at steady-state, the concentration of the recharge flux can be estimated from groundwater compositions. We thus assume that chloride originates only from local atmospheric inputs and from irrigation water. The chloride concentration of "natural recharge" (C_{Rn}) was measured in piezometer #1, which represents the pure natural end-member in the isotopic mixing model. The chloride concentration of return flow (C_{Ri}) cannot be measured directly, because of the mixing between natural recharge and return flow. However, it can be estimated from measured groundwater concentration (C_m, in μeq L^{-1}) using the mixing proportion given by stable isotopes of water as follows:

$$C_{Ri} = C_{Rn} + (C_m - C_{Rn}) / x_i \quad (7)$$

The application of Eq. (5) to estimate the natural recharge requires a robust estimate of local atmospheric inputs. A continuous monitoring of atmospheric inputs performed in Avignon between October 1997 and March 1999 (Celle-Jeanton et al., 2009) gave an average value of 27.5 10^3 μeq m^{-2} yr^{-1}, of which 24% is supplied by dry deposition. As highlighted by (Edmunds and Gaye, 1994), the accuracy of recharge estimates is strongly dependent on the reliability of the atmospheric inputs. Our estimates benefit from an exhaustive long-term survey of both wet and dry atmospheric inputs. Nevertheless, strong gradients can be observed in coastal areas (Alcala and Custodio, 2008; Bresciani et al., 1995; Jaunat et al., 2013; Ladouche et al., 2009; Naranjo et al., 2015) and this value should be considered as a lower limit, because our study area, closer to the shoreline (≈30-40 km) than the Avignon station (≈60 km), may be affected by higher sea-salt inputs. Based on the average and standard deviation of the chloride concentration measured in piezometer #1, and assuming a possible underestimation of up to 50% of atmospheric inputs compared with the value measured in Avignon, we estimated the possible range of natural recharge, and obtained 107 ± 20 mm yr^{-1} < R_n < 162 ± 25 mm yr^{-1}.

The chloride mass balance is more robust for estimating the return flow coefficients R_i/I using Eq. 6 and 7, because the concentration of irrigation water is better constrained than that of atmospheric inputs (Table 1). Using the average concentration of irrigation water, and taking the results of both $\delta^{18}O$ and δD mixing proportions, we found R_i/I values varying from 0.53 to 0.86 (Table 2). These values can be compared with experimental results obtained locally during the 2004 and 2005 irrigation seasons, which reported R_i/I varying from 0.55 to 0.62 in the field where piezometer #2 was drilled (Merot et al., 2008). The high values obtained for #4, #7 are consistent with the occurrence of an irrigation mound. Considering the four other points more spatially representative, an average value of 0.54 ± 0.02 is proposed for the return flow coefficient in this part of the Crau aquifer. The average flows of irrigation water brought to the regional meadows is 2250 ± 250 mm yr^{-1} (from the regional management agency), leading to a rate of 1217 ±176 mm yr^{-1} for the contribution of irrigation return flows to groundwater recharge.

5- Recharge estimates from water table fluctuations

5-1 The Water Table Fluctuation method

The water table fluctuation method (WTF) allows a quantitative interpretation of water level variations in order to estimate local groundwater recharge in shallow unconfined aquifers. It basically assumes that an observed water level rise Δh during a given time period Δt results from the balance between the recharge R and the net groundwater drainage D, as follows:

$$\frac{\Delta h}{\Delta t} \times S_y = R + D \quad (8)$$

where S_y is the specific yield, and D is the net groundwater drainage, i.e. the difference between lateral inflows and outflows, which is generally negative. The WTF method is commonly used due to its simplicity, and a comprehensive review of its theoretical framework and application conditions can be found in (Healy and Cook, 2002). The authors mentioned some additional hydrological processes that may influence the groundwater level in particular conditions, such as evapotranspiration from the water table, water uptakes, or the effect of air trapping between the wetting front and the water table, i.e. the “Lisse effect”, a phenomenon only observed in particular conditions (Weeks, 2002). More importantly, they pointed out the importance of a precise determination of S_y and groundwater drainage.

The net groundwater drainage D is sometimes neglected when applying the method at the event scale to infer recharge, assuming that the vertical recharge rate is significantly higher than the horizontal flow rate of the aquifer. However, this assumption is hazardous, and, in any case, is not valid when applying the method to long time periods. This drainage term may be based on an explicit description of groundwater flows (Cuthbert, 2010). However, a one-dimensional analytical solution of the Boussinesq equation cannot be used with a low wet thickness, because the transmissivity may vary significantly, and a Darcy flux calculation is often limited by the uncertainties in hydrodynamic parameters. Alternatively, the net groundwater flux D can be estimated during a non-recharge period (Crosbie et al., 2005) by measuring the water table variations during a period deprived of recharge (h_d) using the following expression:

$$D = \frac{\Delta h_d}{\Delta t} \times S_y \quad (9)$$

Among the different ways to derive S_y, a local *in situ* estimate can be obtained from Eq. (8), using an isolated high rainfall-recharge event, if the recharge amount can be reasonably deduced from precipitation. Combining Eq. (8) and (9) gives:

$$S_y = \frac{R \times \Delta t}{(\Delta h - \Delta h_d)} \quad (10)$$

where Δh_d corresponds to the water table variation which would occur without recharge during the Δt period.

5-2 Application and results

We used the 2003-2009 daily record of water table level measured in piezometer #2 to estimate recharges using the WTF method. The water table depth (more than 6.5 m below the soil surface) prevents evaporation fluxes from the water table, and the water level is not influenced by water abstraction. Due to its location at the downstream border of an irrigated field, the water table fluctuations reflect the influence of both natural and irrigated recharges. Although the highest levels were found at the end of the irrigation season (between September 9th and 21st), it is noticeable that the timing of $\Delta h/\Delta t$ inversion did not correspond to the end of the irrigation season (October, see section 3-2). The same delay was observed during the beginning of the irrigation season: the water table starts to rise in April, while irrigation started in March. Indeed, the timing of $\Delta h/\Delta t$ inversion, i.e. water table rise (and drop) occurs when the rate of infiltration becomes higher (lower) than the net groundwater drainage, following Eq. (8).

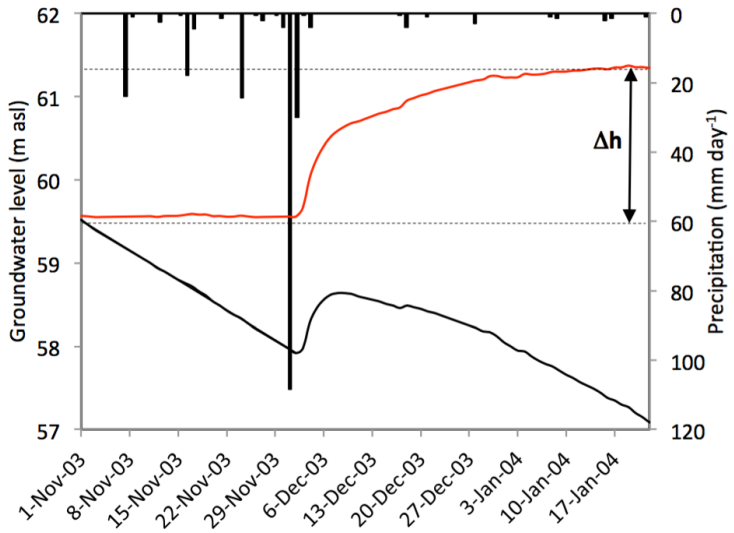


Fig. 6: Rainfall-recharge event used to estimate S_y from Eq. (3), with the measured (black line), detrended (red line) groundwater level, and daily precipitation (histograms).

In order to estimate S_y, we interpreted the abrupt response of the water table to an extreme rainfall event. In December 2003, a total rainfall of over 100 mm occurred in less than 30 h, causing severe damage in the neighbouring city of Arles. The water level responded within less than 2 days to the precipitation. The entire amount of precipitation was assumed to contribute to groundwater recharge because the saturated conductivity of the soil (>1.10^{-6} m.s^{-1} in this field, (Bader et al., 2010)) is higher than the precipitation rate. In addition, the

antecedent soil water conditions were expected to prevent any significant soil water retention for two reasons. The cumulated amount of precipitation during the preceding 30-day period (79 mm) was almost similar to the height of the maximum soil water storage capacity (86 mm estimated in this specific field, (Merot et al., 2008)), and the linear shape of water table level evolution before the abrupt rise showed that the aquifer was not recharged by the rainfall episodes preceding the main event (Fig. 6). Assuming that the total amount of precipitation measured at the neighbouring station contributed to the groundwater level rise, we took R= 141 ±10 mm, the estimated uncertainty being mainly attributed to possible water retention in the vadose zone.

The next step for determining S_y was to estimate the total Δh responding to the recharge event. In order to isolate the purely vertical infiltration signal (Δh - Δh_d), we estimated the slope of the water level drop (Δh_d /Δt) during the previous 30-day period, and applied it to estimate the total Δh_d during the infiltration event, *i.e.* until recovering the initial drop rate (after 50 days, Fig. 6). The water table rise (Δh - Δh_d) was thus estimated to be 1.79 m (note that a 40-day period corresponds to a 1.74 m rise, thus (Δh - Δh_d is weakly sensitive to the precise Δt). In order to account for the uncertainty associated to the assumption of a constant drop rate, we thus took Δh = 1.79 ± 0.05 m. The resulting drainage porosity, calculated from Eq. (10) was then S_y = 0.079 ± 0.008.

To determine the net groundwater drainage D, we isolated the longest periods deprived of recharge during the 2003-2009 period. Three periods were selected using the following criteria: 1) a beginning 14 days after the last substantial rainfall; 2) only small (<10mm) isolated rainfall episodes during the period; and 3) a minimum duration of 30 days (Fig. 7-A and 7-B). These time periods lasted respectively 60, 105, and 31 days, and displayed a linear shape for the $\Delta h_d/\Delta t$ drop rate, consistent with the theoretical behaviour of the recession rate (Cuthbert, 2014). Applying a linear regression, we obtained respectively $\Delta h_d/\Delta t$ = -47.6 mm day^{-1}; $\Delta h_d/\Delta t$ = -50.7 mm day^{-1}; $\Delta h_d/\Delta t$ = -49.2 mm day^{-1} for each period. In addition, these values are very similar to the recession rate observed during the 30 days preceding the high rainfall-recharge event used to determine S_y, despite the occurrence of rainfall events during the period ($\Delta h_d/\Delta t$ = -51.3 mm day^{-1}). No evident dependence of these recession rates on the water level was observed, which supports the assumption of a constant lateral drainage, following the theoretical situation described by (Cuthbert, 2014). Using the average of these 4 values, we thus took $\Delta h_d/\Delta t$ = -49.70 ± 1.66 mm day^{-1}. Then, applying Eq. (9) with S_y=0.079 (±0.008), it yields D = -3.93 ± 0.53 mm day^{-1}. Cuthbert (2014) showed that the average annual recharge value can be deduced from the drainage term when it does not depend on the water level. The average recharge at #2 was thus estimated to be 1.43 ± 0.19 mm yr^{-1}.

However, a more detailed recharge estimate, based on the record of water level at the daily time step (Δt=1 day), can be calculated, assuming a constant net discharge D, using the following equation:

$$R_i + R_n = \frac{\Delta h}{\Delta t} \times S_y - D \qquad (11)$$

where R_n is the natural recharge (rainfall infiltration) and R_i is the recharge coming from irrigation excess. In order to partition R_n and R_i, we used the timing of irrigation periods: we considered that R_i = 0 during the non-irrigated periods, and that R_n = 0 during the irrigated period. With this approach, we do not account for the response time of water table fluctuations to infiltration due to water storage and infiltration in the vadose zone, and consider that the response delay during transitions between irrigated and non-irrigated periods compensate each other. The identification of irrigation periods was based on practical irrigation rules, which depend on the management of the main irrigation canal, and the following criteria were used: 1) the default irrigation period is from March 20st to October 15th; 2) in the event of rainfall >30 mm day^{-1} during March, the beginning of irrigation is delayed by 7 days after the rain event; 3) in the event of precipitation > 30 mm during October, irrigation is assumed to end; and 4) during the irrigation period, each rainfall event >30 mm day^{-1} leads to an interruption of irrigation during 7 days.

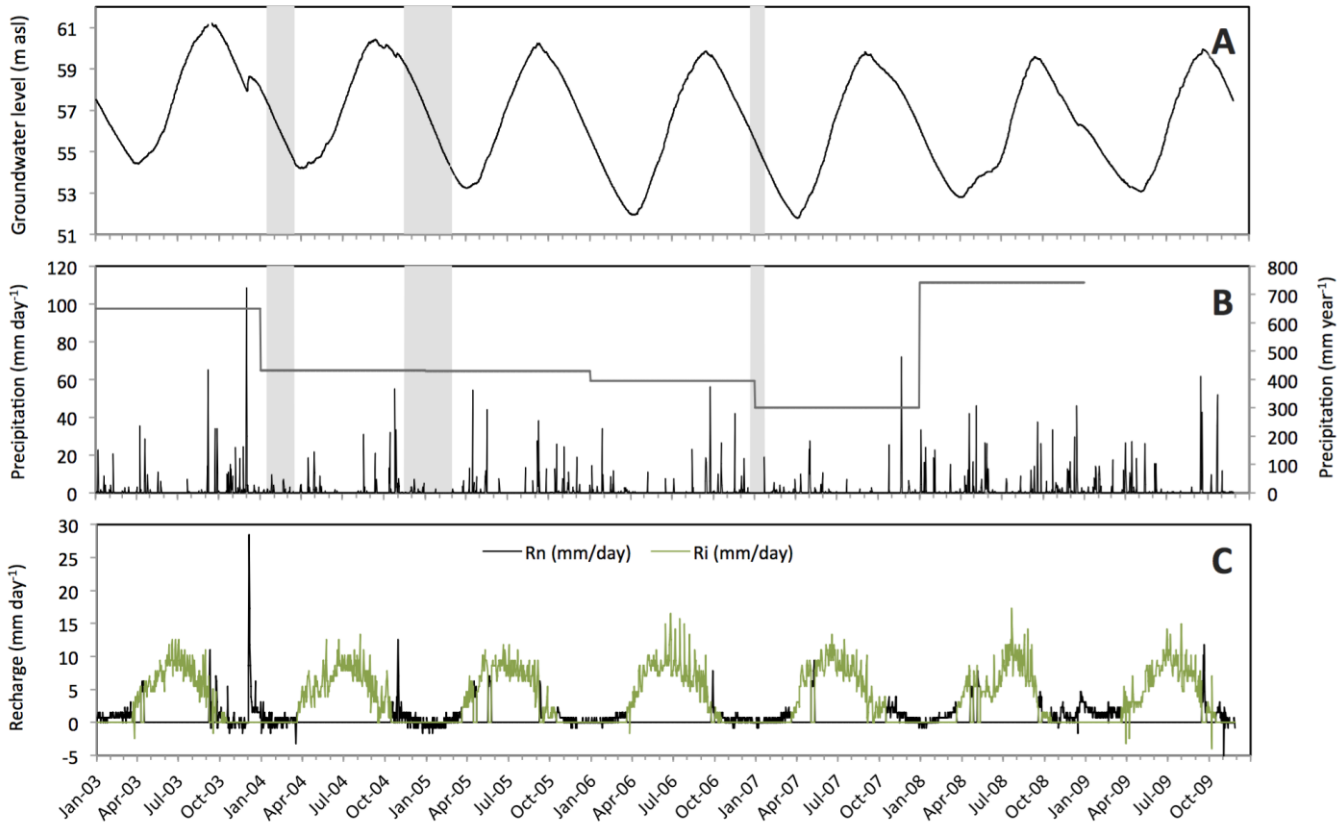


Fig. 7: A) Daily time series of groundwater level recorded in piezometer #2 between 2003 and 2009, with grey shading indicating the non-recharge periods used to estimate D from Eq. (2); B) corresponding daily (black) and annual (grey) rainfall; C) Daily recharge rate calculated from Eq. (4) (see text).

Daily recharge time series are shown in Fig. 7-C, and annual values in Table 3. The average annual recharge was 1416 mm yr^{-1} for the 2003-2008 period, varying from a minimum of 1322 mm (in 2005) to a maximum of 1484 mm (in 2007). Note that negative daily values on Fig. 7-C come from instabilities in the $\Delta h/\Delta t$ rate, but the sum of daily recharge was null during the non-recharge periods. It is noteworthy that, unlike the raw water level behaviour (Fig. 7-A), daily recharge shows a progressive shape, consistent with irrigation periods (Fig=; 7-C). On average, we found 179 ± 89 mm yr^{-1} and 1237 ± 73 mm yr^{-1} for natural and irrigated recharge, respectively (Table 3). The natural recharge rates varied from 89 mm yr^{-1} (in 2006) to 310 mm yr^{-1} (in 2003). The comparison with annual

precipitation indicates an average recharge efficiency (R_n/P) of 0.36, with a large variation range. The abnormally high value found in 2007 (R_n/P = 0.60) also corresponds to the lowest annual rainfall (301 mm yr^{-1}), and is likely due to a wrong partitioning of recharge between R_n and R_i. Indeed, the 2007 irrigation period probably extended after mid-October because of dry summer conditions, as suggested by the non-negligible recharge rates observed in October in spite of moderate precipitation (Fig. 7-C). A total recharge of 67 mm occurred between mid-October and the first substantial autumn rainfall (November 21st), and was incorrectly attributed to natural recharge. On the other hand, the high value of recharge efficiency found in 2003 was mainly due to the extreme rainfall event, which accounted for almost half of the annual recharge (141 mm, as shown above).

	2003	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**	***2009***	**2003-2008 average**
P	649	431	429	395	301	743	*539*	491 ± 168
Ri+Rn	1476	1358	1322	1424	1484	1434	*1400*	1416 ± 64
Rn	310	97	140	89	180	259	*198*	179 ± 89
Ri	1166	1261	1182	1335	1303	1175	*1202*	1237 ± 73
Rn/P	0.48	0.23	0.33	0.22	0.60	0.35	*0.37*	0.36 ± 15

Table 3: Annual precipitation (P) and recharge estimates from the WTF method (mm).
The water level record stopped on November 27th, and data from the incomplete 2009 year (data in italics) are excluded from the long-term average.

It was not possible to apply the WTF method to the other sampling locations, since the D and S_y values obtained for #2 only have a local validity, and it would have required appropriate long-term daily water level records in order to derive local D and S_y parameters. In addition, the determination of a robust value of D relies on sufficient and independent periods deprived of recharge to evaluate its possible relation with the water level, which may occur in places where the aquifer thickness is low (Crosbie et al., 2005). The results obtained therefore have a local relevance. Although the magnitude of the natural recharge is expected to be spatially applicable, the irrigation recharge may vary among the different meadows, in relation with practical water management constraints.

6- Discussion

The application of geochemical mass balances to groundwater flowpaths allowed the interpretation of local groundwater compositions in terms of average recharge fluxes over streamlines. The traditional use of an isotopic two-component mixing model for estimating end-member proportions was reformulated for estimating average recharge ratio R_i/R_n, accounting for the density of irrigated meadows on the streamline The complete water balance then only requires the quantification of one of the recharge fluxes: R_i, R_n or the total recharge $R_i + R_n$.

A chloride mass balance can provide both R_n and R_i, thus allowing a purely geochemical reasoning, independent from flux measurements. The quantification of atmospheric inputs for estimating natural recharge remains tremendous in areas affected by marine influences, which encountered important spatial and temporal variations (Alcala and Custodio, 2008; Bresciani et al., 1995; Jaunat et al., 2013; Ladouche et al., 2009). The order of magnitude of the natural recharge obtained from groundwater composition not affected by irrigation at piezometer #1 (107 mm yr-1 to 165 mm yr-1) would have required a local record of atmospheric chloride inputs to be more precisely evaluated. However, chloride inputs brought by irrigation water

are more easily assessable than atmospheric inputs, and the chloride mass balance, combined with a conservative tracer of mixing process such as stable isotopes, provide estimates of return flow coefficients (R_i/I) varying between 0.53 and 0.86. It shows the important spatial variations characterizing the study area, as qualitatively suggested by the presence of an irrigation mound in the piezometric map (Fig. 1). The natural recharge rates deduced from return flows and recharge proportions established for the representative stream lines vary between R_n = 140 and 170 mm yr^{-1}, a range consistent with the direct application of the chloride mass balance at piezometer #1, and independent from any atmospheric data. The temporal representativeness of recharge rates deduced from geochemical mass balances depends on the average residence time along the corresponding streamline. Using the specific yield estimated for #2, an aquifer thickness estimated at 15m for #2, #3 and #6, and 5m for #4, #5 and #7 (based on the borehole logs of Piezometers #1, #2, #3, and #4), the respective total recharge rates (Q) lead to residence times varying between 3 months (#4) and 2 years (#3), which are all below the global aquifer average because of the more important density of irrigated meadows in this upstream part of the Crau aquifer.

In addition, independent recharge rates are estimated locally using the WTF method on a plot typically characterizing a well functioning irrigated meadow. The 2003-2008 average values are $R_n + R_i$ = 1416 ± 193 mm yr^{-1}, with 1237 and 179 mm yr^{-1} for R_i and R_n respectively, with higher (lower) values for the natural (irrigated) recharges rates of the period preceding our geochemical survey (Table 3). The WTF method is particularly well adapted to the Crau aquifer, because of rapid infiltration in the vadose zone and high seasonal water table variations, but the estimated rates are only representative of several tens of square meters around the observation piezometer (Maréchal, 2006). Its application requires long-term water level records for estimating S_y and D, which may limit the number of available records usable for a robust application. Nevertheless, although purely local, recharge rates obtained from WTF provide an overview of temporal variations (Table 3). The natural recharge is highly variable, depending on the amount and frequency of precipitation, while irrigation return flows represent a more constant resource, and contribute to maintaining a stable groundwater level, at the inter-annual timescale (Fig. 7-A).

Although the groundwater resource is mainly supported by irrigation return flows, nowadays and for several centuries, this fragile equilibrium is threatened by the increasing urbanisation and water resource shortage, which tends to reduce the areas devoted to flood irrigation. As is frequently the case in agricultural areas, it remains difficult to obtain detailed data on water consumption, for management purposes. Therefore, geochemical tracers represent an appropriate alternative method able to quantify recharge rates and irrigation return flows. Our results point to important spatial variations of return flows in the study area, and indicates that these variations are not only due to the contrasted distributions of irrigated surfaces, but also to important differences in return flow coefficients. Applied to other strategic locations of the Crau plain, the method makes it possible to interpret spatial variations of return flow coefficient in terms of irrigation efficiency, modulated by soil properties, irrigation amounts and local practices.

7- Conclusions

This study shows the huge magnitude of irrigation return flows in the North-eastern part of the Crau plain. At the scale of the entire aquifer (540 km^2), given the total surface covered by irrigated meadows (140 km^2), irrigation return flows largely dominate recharge compared to the infiltration of local precipitation. Nevertheless, important spatial variations are evidenced,

pointing to the need for a spatial deployment of geochemical analysis. The successful comparison between the proposed geochemical method and local recharge rates deduced from water level fluctuations demonstrates their relevance. The combination of a chloride mass balance with conservative tracers of mixing processes can efficiently provide the rate of infiltrated return flows, based on a survey of irrigation water concentration.

Acknowledgments

We gratefully thank Montpellier SupAgro, Domaine du Merle, for hosting the field work, and for providing water table data. We also thank P. Dussouillez (CEREGE) who performed the GPS measurements, C. Sonzogni (CEREGE) for her contribution to the isotopic analysis and R. Simler (LHA) for chemical analysis. This work was supported by the CNRS-INSU, through the EC2CO-HYDROCCAM project.

References

Adar, E.M., Neuman, S.P. and Woolhiser, D.A., 1988. Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydrochemical data. 1. Mathematical model and application to synthetic data. Journal of Hydrology, 97(3-4): 251-277.

Albinet, M., Bonnet, M., Colomb, E. and Cornet, G., 1969. Istres-Eyguière, Plaine de la Crau. In: BRGM (Editor), Carte hydrogéologique de la France 1/50000. BRGM.

Alcalá, F.J., Custodio, E., 2014. Spatial average aquifer recharge through atmospheric chloride mass balance and its uncertainty in continental Spain. Hydrol. Process. 28, 218–236.

Alcalá, F.J., Custodio, E., 2008. Atmospheric chloride deposition in continental Spain. Hydrol. Process. 22, 3636–3650.

Bader, J.C., Saos, J.L. and Charron, F., 2010. Model of border irrigation runoff, advance and infiltration on a soil covering a very permeable subsoil. Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques, 55(2): 177-191.

Blasch, K.W. and Bryson, J.R., 2007. Distinguishing sources of ground water recharge by using delta H-2 and delta O-18. Ground Water, 45(3): 294-308.

Bourke, S.A., Cook, P.G., Dogramaci, S., Kipfer, R., 2015. Partitioning sources of recharge in environments with groundwater recirculation using carbon-14 and CFC-12. J. Hydrol. 525, 418–428.

Bresciani, E., Ordens, C.M., Werner, A.D., Batelaan, O., Guan, H., Post, V.E.A., 2014. Spatial variability of chloride deposition in a vegetated coastal area: Implications for groundwater recharge estimation. J. Hydrol. 519, 1177–1191.

Buisson, E., Dutoit, T., 2006. Creation of the natural reserve of La Crau: implications for the creation and management of protected areas. J. Environ. Manage. 80, 318–326.

Celle-Jeanton, H., Travi, Y., Loye-Pilot, M.-D., Huneau, F. and Bertrand, G., 2009. Rainwater chemistry at a Mediterranean inland station (Avignon, France): Local contribution versus long-range supply. Atmospheric Research, 91(1): 118-126.

Colomb, E. and Roux, M.R., 1978. La Crau, nouvelles données et interprétations. Géologie Méditerranéenne, 5: 303-324.

Courault, D. et al., 2010. Combined use of FORMOSAT-2 images with a crop model for biomass and water monitoring of permanent grassland in Mediterranean region. Hydrology and Earth System Sciences, 14(9): 1731-1744.

Crosbie, R.S., Binning, P. and Kalma, J.D., 2005. A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. Water Resources Research, 41(1).

Cruz-Fuentes, T., Heredia, J., Cabrera, M.C., Custodio, E., 2014. Behaviour of a small sedimentary volcanic aquifer receiving irrigation return flows: La Aldea, Gran Canaria, Canary Islands (Spain). Hydrogeol. J. 22, 865–882. doi:10.1007/s10040-013-1094-9

Cuthbert, M.O., 2010. An improved time series approach for estimating groundwater recharge from groundwater level fluctuations. Water Resources Research, 46.

Cuthbert, M.O., 2014. Straight thinking about groundwater recession. Water Resources Research, 50(3): 2407-2424.

Dassi, L., 2011. Use of chloride mass balance and tritium data for estimation of groundwater recharge and renewal rate in an unconfined aquifer from North Africa: a case study from Tunisia. Environmental Earth Sciences, 60(4): 861-871.

de Vries, J.J. and Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, 10(1): 5-17.

Delin, G.N., Healy, R.W., Lorenz, D.L., Nimmo, J.R., 2007. Comparison of local-to regional-scale estimates of ground-water recharge in Minnesota, USA. J. Hydrol. 334, 231–249.

Dellery, B., Durozoy, G., Forkasiewicz, J., Gouvernet, C. and Margat, J., 1964. Etude hydrogéologique de la Crau, BRGM.

Dellery, B., Durozoy, G. and Glintzboeckel, C., 1970. Etude des ressources hydrologiques et hydrogéologiques du Sud-est de la France - fascicule 12 - La Crau.

Dewandel, B., Gandolfi, J.-M., De Condappa, D., Ahmed, S., 2008. An efficient methodology for estimating irrigation return flow coefficients of irrigated crops at watershed and seasonal scale. Hydrol. Process. 22, 1700–1712.

Duque, C., López-Chicano, M., Calvache, M.L., Martín-Rosales, W., Gómez-Fontalva, J.M., Crespo, F., 2011. Recharge sources and hydrogeological effects of irrigation and an influent river identified by stable isotopes in the Motril-Salobreña aquifer (Southern Spain). Hydrol. Process. 25, 2261–2274.

Edmunds, W.M., Fellman, E., Goni, I.B. and Prudhomme, C., 2002. Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. Hydrogeology Journal, 10(1): 205-215.

Edmunds, W.M. and Gaye, C.B., 1994. Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. Journal of Hydrology, 156(1-4): 47-59.

Eriksson, E., Khunakasem, V., 1969. Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. J. Hydrol. 7, 178–197.

Gat, J., 1980. The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. . In: P. Fritz and J.C. Fontes (Editors), Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier, Amsterdam/Oxford/New York, pp. 21–47.

Gat, J.R., 1996. Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 24: 225-262.

Gates, J.B., Edmunds, W.M., Ma, J.Z. and Scanlon, B.R., 2008. Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride. Hydrogeology Journal, 16(5): 893-910.

Gattacceca, J.C. et al., 2009. Isotopic and geochemical characterization of salinization in the shallow aquifers of a reclaimed subsiding zone: The southern Venice Lagoon coastland. Journal of Hydrology, 378(1-2): 46-61.

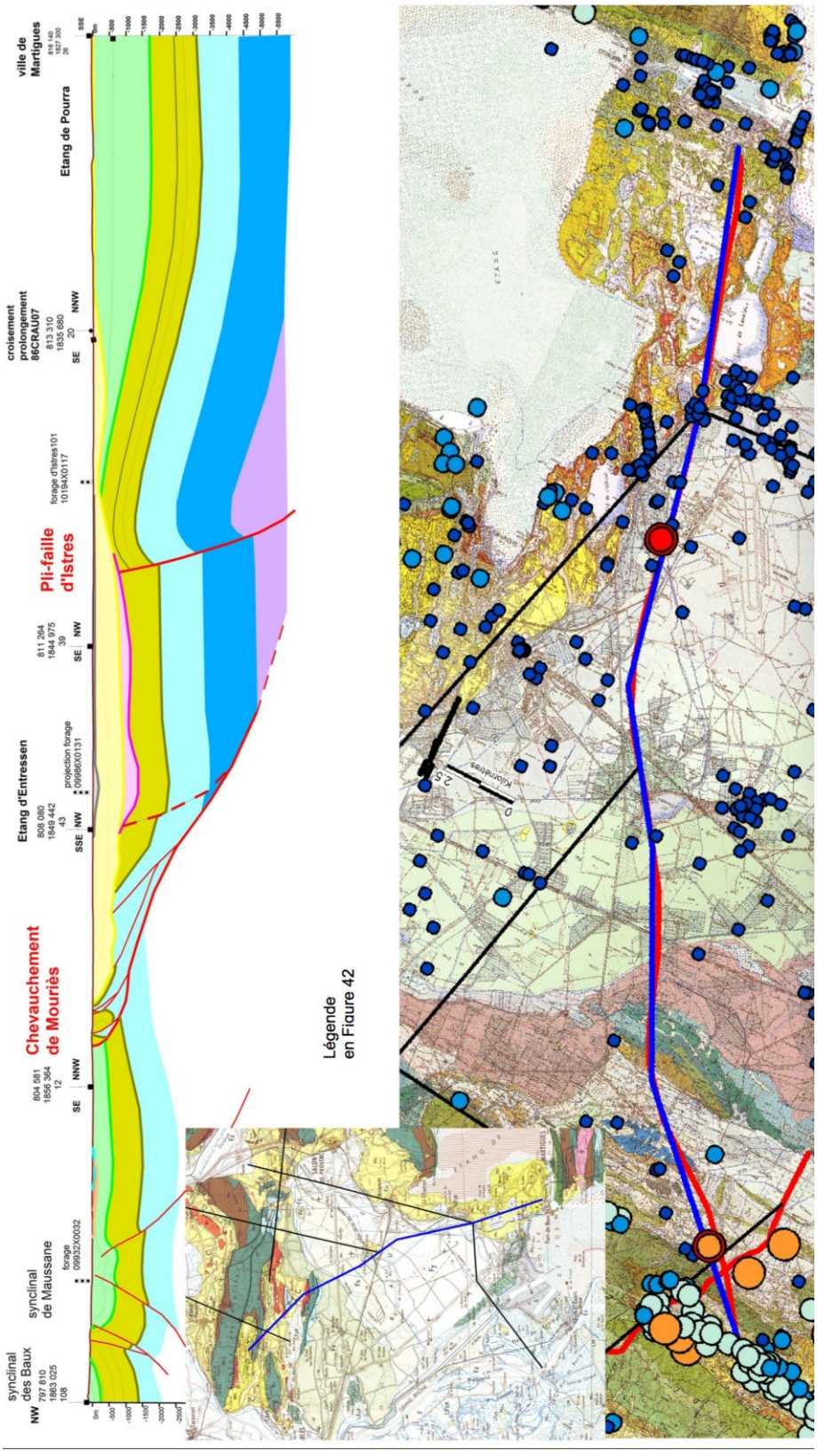
Goncalves, J., Vallet-Coulomb, C., Petersen, J., Hamelin, B. and Deschamps, P., 2015. Declining water budget in a deep regional aquifer assessed by geostatistical simulations of stable isotopes: Case study of the Saharan "Continental Intercalaire". Journal of Hydrology, 531: 821-829.

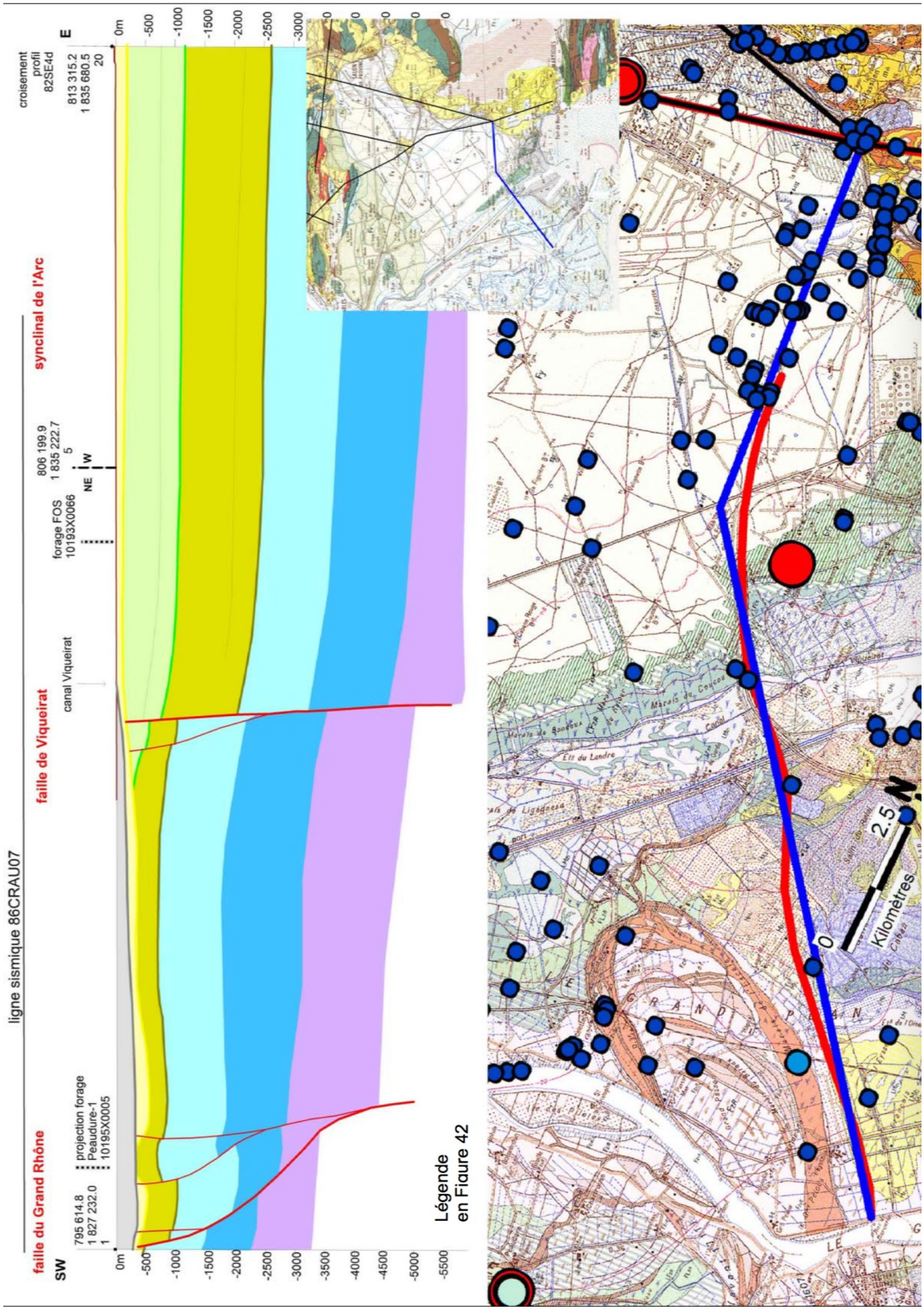
Guglielmi, Y., Mudry, J. and Blavoux, B., 1998. Estimation of the water balance of alluvial aquifers in region of high isotopic contrast: an example from southeastern France. Journal of Hydrology, 210(1-4): 106-115.

Harrington, G.A., Cook, P.G., Herczeg, A.L., 2002. Spatial and temporal variability of ground water recharge in central Australia: a tracer approach. Ground Water 40, 518–527.
Healy, R.W. and Cook, P.G., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10(1): 91-109.
Horst, A., Mahlknecht, J., Merkel, B.J., Aravena, R., Ramos-Arroyo, Y.R., 2008. Evaluation of the recharge processes and impacts of irrigation on groundwater using CFCs and radiogenic isotopes in the Silao-Romita basin, Mexico. Hydrogeol. J. 16, 1601–1614.
IAEA, 2009. Reference sheet for VSMOW2 and SLAP2 international measurement standards.
IAEA/WMO, 2016. GNIP. Global network for Isotopes in Precipitation.
Ireson, A.M. and Butler, A.P., 2013. A critical assessment of simple recharge models: application to the UK Chalk. Hydrology and Earth System Sciences, 17(6): 2083-2096.
Jasechko, S. et al., 2014. The pronounced seasonality of global groundwater recharge. Water Resources Research, 50(11): 8845-8867.
Jaunat, J., Celle-Jeanton, H., Huneau, F., Dupuy, A. and Le Coustumer, P., 2013. Characterisation of the input signal to aquifers in the French Basque Country: Emphasis on parameters influencing the chemical and isotopic composition of recharge waters. Journal of Hydrology, 496: 57-70.
Jie, Z., van Heyden, J., Bendel, D. and Barthel, R., 2011. Combination of soil-water balance models and water-table fluctuation methods for evaluation and improvement of groundwater recharge calculations. Hydrogeology Journal, 19(8): 1487-1502.
Jiménez-Martínez, J., Candela, L., Molinero, J., Tamoh, K., 2010. Groundwater recharge in irrigated semi-arid areas: quantitative hydrological modelling and sensitivity analysis. Hydrogeol. J. 18, 1811–1824.
Kendy, E., Zhang, Y.Q., Liu, C.M., Wang, J.X. and Steenhuis, T., 2004. Groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain: case study of Luancheng County, Hebei Province, 1949-2000. Hydrological Processes, 18(12): 2289-2302.
Ladouche, B., Aquilina, L. and Nathalie, D., 2009. Chemical and isotopic investigation of rainwater in Southern France (1996-2002): Potential use as input signal for karst functioning investigation. Journal of Hydrology, 367(1-2): 150-164.
Legesse, D., Vallet-Coulomb, C. and Gasse, F., 2004. Analysis of the hydrological response of a tropical terminal lake, Lake Abiyata (Main Ethiopian Rift Valley) to changes in climate and human activities. Hydrological Processes, 18(3): 487-504.
Liu, C.-W., Tan, C.-H. and Huang, C.-C., 2005. Determination of the magnitudes and values for groundwater recharge from Taiwan's paddy field. Paddy and Water Environment, 3(2): 121-126.
Liu, Y.P. and Yamanaka, T., 2012. Tracing groundwater recharge sources in a mountain-plain transitional area using stable isotopes and hydrochemistry. Journal of Hydrology, 464: 116-126.
Mailhol, J.C., Merot, A., 2007. SPFC: a tool to improve water management and hay production in the Crau region. Irrig. Sci. 26, 289–302. doi:10.1007/s00271-007-0099-3
Marechal, J.C., Dewandel, B., Ahmed, S., Galeazzi, L. and Zaidi, F.K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in a semi-arid groundwater basin with irrigated agriculture. Journal of Hydrology, 329(1-2): 281-293.
Masson, S., Gauvain, M., Mesléard, F., Dutoit, T., 2015. Impacts of water stress removal and disturbance regimes on Mediterranean dry grasslands diversity and succession. Plant Ecol. 1–19.
Meixner, T., Manning, A.H., Stonestrom, D.A., Allen, D.M., Ajami, H., Blasch, K.W., Brookfield, A.E., Castro, C.L., Clark, J.F., Gochis, D.J., others, 2016. Implications of

projected climate change for groundwater recharge in the western United States. J. Hydrol. 534, 124–138.
Merot, A., Bergez, J.E., Wallach, D. and Duru, M., 2008. Adaptation of a functional model of grassland to simulate the behaviour of irrigated grasslands under a Mediterranean climate: The Crau case. European Journal of Agronomy, 29(4): 163-174.
Mohammed, N. et al., 2014. Isotopic and geochemical identification of main groundwater supply sources to an alluvial aquifer, the Allier River valley (France). Journal of Hydrology, 508: 181-196.
Moon, S.K., Woo, N.C. and Lee, K.S., 2004. Statistical analysis of hydrographs and water-table fluctuation to estimate groundwater recharge. Journal of Hydrology, 292: 198-209.
Naranjo, G., Cruz-Fuentes, T., Cabrera, M.D., Custodio, E., 2015. Estimating Natural Recharge by Means of Chloride Mass Balance in a Volcanic Aquifer: Northeastern Gran Canaria (Canary Islands, Spain). Water 7, 2555–2574. doi:10.3390/7062555
Olioso, A. et al., 2013. Modelling of drainage and hay production over the Crau aquifer for analysing impact of global change on aquifer recharge. In: N. Romano, G. Durso, G. Severino, G.B. Chirico and M. Palladino (Editors), Four Decades of Progress in Monitoring and Modeling of Processes in the Soil-Plant-Atmosphere System: Applications and Challenges. Procedia Environmental Sciences, pp. 691-700.
Park, E. and Parker, J.C., 2008. A simple model for water table fluctuations in response to precipitation. Journal of Hydrology, 356(3-4): 344-349.
Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeol. J. 10, 18–39.
Scanlon, B.R., Jolly, I., Sophocleous, M., Zhang, L., 2007. Global impacts of conversions from natural to agricultural ecosystems on water resources: Quantity versus quality. Water Resour. Res. 43.
Séraphin, P., Vallet-Coulomb, C. and Goncalves, J., Partitioning groundwater recharge between rainfall infiltration and irrigation retune flow using stable isotopes: the Crau Aquifer. Journal of Hydrology, in press.
Stigter, T.Y., van Ooijen, S.P.J., Post, V.E.A., Appelo, C.A.J. and Dill, A., 1998. A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. Journal of Hydrology, 208(3-4): 262-279.
Tang, Q., Hu, H. and Oki, T., 2007. Groundwater recharge and discharge in a hyperarid alluvial plain (Akesu, Taklimakan Desert, China). Hydrological Processes, 21(10): 1345-1353.
Troin, M., Vallet-Coulomb, C., Sylvestre, F. and Piovano, E., 2010. Hydrological modelling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. Journal of Hydrology, 393(3-4): 233-244.
Vallet-Coulomb, C., Legesse, D., Gasse, F., Travi, Y. and Chernet, T., 2001. Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). Journal of Hydrology, 245(1-4): 1-18.
Wahi, A.K., Hogan, J.F., Ekwurzel, B., Baillie, M.N. and Eastoe, C.J., 2008. Geochemical quantification of semiarid mountain recharge. Ground Water, 46(3): 414-425.
Weeks, E.P., 2002. The Lisse effect revisited. Ground Water, 40(6): 652-656.
Winograd, I.J., Riggs, A.C. and Coplen, T.B., 1998. The relative contributions of summer and cool-season precipitation to groundwater recharge, Spring Mountains, Nevada, USA. Hydrogeology Journal, 6(1): 77-93.
Yakirevich, A., Weisbrod, N., Kuznetsov, M., Villarreyes, C.R., Benavent, I., Chavez, A.M., Ferrando, D., 2013. Modeling the impact of solute recycling on groundwater salinization under irrigated lands: A study of the Alto Piura aquifer, Peru. J. Hydrol. 482, 25–39.

B. EXEMPLES DE COUPES GEOLOGIQUES DE LA PLAINE DE LA CRAU OBTENUES PAR SISMIQUE REFLEXION (TERRIER ET AL., 2008)




ligne sismique 86CRAU07
SW
faille du Grand Rhône
faille de Viqueirat
synclinal de l'Arc
E
projection forage
Peaudure-1
10195X0005
795 614.8
1 827 232.0
1
canal Viqueirat
forage FOS
10193X0066
NE
W
806 199.9
1 835 222.7
5
croisement
profil
82SE4d
813 315.2
1 835 680.5
20
0m
-500
-1000
-1500
-2000
-2500
-3000
-3500
-4000
-4500
-5000
-5500
Légende
en Figure 42
2.5
Kilomètres
0
N
forages projetés sur la coupe
tracé de la coupe
ligne sismique
Forages BSS consultés (profondeur)
1 000 - 5 670
500 - 1 000
200 - 500
50 - 200
Plio-Quaternaire
Miocène
Oligocène
Paléocène-Eocène
Crétacé supérieur
Crétacé inférieur
Jurassique supérieur
Jurassique moyen
Jurassique inférieur (Lias)

C. PARAMETRES DES MODELES VARIOGRAPHIQUES POUR L'INTERPOLATION DES EPAISSEURS GEOLOGIQUES PAR KRIGEAGE

Holocène (sol)
- Type = Exponentiel
- Seuil = 36 (Variance de l'échantillon = 44,1)
- Effet pépite = 8
- Portée = 4800 m

Plio-Quaternaire (cailloutis)
- Type = Sphérique
- Seuil = 101,5 (Variance d'échantillon = 108,9)
- Effet pépite = 7
- Portée = 8700 m
- Anisotropie : Orientation = N20° ; Ratio = 0,33

Pliocène (argiles)
- Type = Sphérique
- Seuil = 210 (Variance d'échantillon = 316,1)
- Effet pépite = 0
- Portée = 21000 m

Vindobonien (Tortonien et Helvétien)
- Type = Sphérique
- Seuil = 530 (Variance d'échantillon = 583,9)
- Effet pépite = 0
- Portée = 7000 m
- Anisotropie : Orientation = N40° ; Ratio = 0,35

Miocène inférieur (Burdigalien et Aquitanien)
- Type : Sphérique
- Seuil : 3000 (Variance d'échantillon = 6986,8)
- Effet pépite : 0
- Portée : 20000 m

D. DONNEES DE PERMEABILITE UTILISEES POUR LA CREATION DES DISTRIBUTIONS SPATIALES

X (L2e)	Y (L2e)	ID	Origine	K
787994.4333	1848381.184		Lithologie	1.51E-05
809863.3506	1830884.947		Lithologie	4.09E-03
792916.5153	1852353.109	09935X0090/F	Lithologie	5.92E-04
795261.479	1851445.139	09935X0119/F	Lithologie	1.14E-03
800631.4876	1849710.083	09936X0101/S2	Lithologie	1.28E-03
796824.4717	1843366.133	09936X0102/S17	Lithologie	1.91E-03
797282.4584	1852430.064	09936X0089/F	Lithologie	1.66E-03
813401.572	1855157.04	09934X0058/S20	Lithologie	3.68E-04
818817.5005	1850359.059	09945X0056/S	Lithologie	2.75E-03
805408.4676	1842927.066	10193X0109/S10	Lithologie	6.56E-04
810787.4157	1842014.059	10193X0111/S19	Lithologie	4.21E-03
811802.5439	1853202.058	09938X0127/P1	Lithologie	3.04E-03
813261.5446	1849028.008	09938X0122/S4	Lithologie	5.37E-03
810731.5349	1846370.04		Lithologie	3.33E-04
812945.9914	1843181.843	pz7	Lithologie	1.19E-02
812865.6614	1840306.307	pz8	Lithologie	1.32E-02
812830.2301	1835726.803	pz9	Lithologie	1.64E-02
810089.3976	1831568.687	pz10	Lithologie	5.86E-03
808272.8515	1836921.532	pz11	Lithologie	2.62E-03
800853.9498	1845021.733	pz13	Lithologie	3.01E-03
798019.6946	1851302.022	pz15	Lithologie	1.85E-03
793649.2403	1845659.006	pz17	Lithologie	4.84E-03
797033.6831	1844858.725	pz18	Lithologie	5.72E-03
806000.3891	1835606.986	S1	Mesure	5.00E-03
807033.4398	1834507.018	S2	Mesure	4.20E-03
808066.3761	1833547.052	S3	Mesure	2.30E-03
809449.4312	1832756.987	S4	Mesure	1.00E-02
809941.382	1832376.964	S5	Mesure	5.00E-03
809334.431	1836283.042	S6	Mesure	7.00E-03
809856.3933	1835182.044	S7	Mesure	8.00E-03
807185.396	1840044.994	S8bis	Mesure	1.60E-03
806835.3895	1839815.058	S9	Mesure	3.00E-03
804114.3851	1837447.064	S10	Mesure	2.20E-03
801847.446	1839777.037	S11	Mesure	1.00E-03
799981.3789	1841918.09	S12	Mesure	3.30E-03
798256.4589	1843898.064	S13	Mesure	4.90E-03
796059.4088	1846359.116	S14	Mesure	2.50E-04
809579.3551	1833327.993	S16	Mesure	1.00E-03
805450.4343	1848234.99		Mesure	1.00E-02
812238.4061	1840703.973		Mesure	1.00E-03
813938.5028	1845152.98		Mesure	6.91E-03

X (L2e)	Y (L2e)	ID	Origine	K
797243.3869	1834915.012		Mesure	1.75E-03
798521.3876	1834353.968		Mesure	1.18E-03
797167.3092	1834201.023		Mesure	5.71E-04
797317.4055	1836092.085		Mesure	4.99E-04
797849.3269	1833501.009		Mesure	9.87E-04
799412.3767	1833604.003		Mesure	2.75E-04
799613.3234	1832832.959		Mesure	1.41E-04
801118.3905	1831202.997		Mesure	1.30E-02
800930.3721	1829408.976		Mesure	3.64E-04
809865.4498	1835963.053		Mesure	2.39E-02
803320.3687	1828898.003		Mesure	4.17E-04
811943.4277	1845900.997		Mesure	5.82E-03
787994.4333	1848381.184		Mesure	1.75E-05
805595.458	1845191.039	09937X0077/S	Mesure	3.51E-03
803768.0524	1836806.389	5	Porchet	0.0252
811393.4797	1835001.652	6	Porchet	0.0258
822177.7238	1859250.028	7	Porchet	0.000455
808300.5696	1853547.415	10	Porchet	0.0322
814020.082	1845818.043	11	Porchet	0.035
813337.6816	1845505.747	12	Porchet	0.0655
807386.2591	1834968.386	17	Porchet	0.0729
809358.0874	1843836.708	65	Porchet	0.00121
807543.0455	1841908.749	68	Porchet	0.000201
801929.2027	1846479.103	75	Porchet	0.0554
802577.9055	1846124.612	76	Porchet	0.0187
819900.6503	1852481.47	79	Porchet	0.0122
806683.1262	1849794.513	86	Porchet	0.0153
813621.9786	1852851.83	88	Porchet	0.000757
812494.9748	1854241.168	95	Porchet	0.0668
813295.4834	1856705.65	98	Porchet	0.000126
800615.3113	1851746.951	116	Porchet	0.00535
801662.6909	1853649.632	118	Porchet	0.00062
801962.6338	1843007.465	131	Porchet	0.00247
798654.004	1843459.902	132	Porchet	0.00389
812000.2322	1838976.24	133	Porchet	0.0262
812548.0355	1835251.935	147	Porchet	0.0423
805655.7257	1845606.152	149	Porchet	0.000606
810006.911	1845194.607	153	Porchet	0.000957
809947.1936	1845363.622	154	Porchet	0.000126
810374.5742	1853948.843	155	Porchet	0.0000371
822653.5366	1859314.439	157	Porchet	0.0041
791803.3346	1851898.259	174	Porchet	0.00605
793057.2629	1851531.618	175	Porchet	0.0446
794525.3228	1851121.003	176	Porchet	0.0109

X (L2e)	Y (L2e)	ID	Origine	K
808096.0105	1857367.533	P1	Porchet	0.0000028
807458.9882	1851976.168	P2	Porchet	0.0457
798962.8793	1842898.443	P3	Porchet	0.0128
806876.7153	1850083.533	P4	Porchet	0.0152
804702.0866	1851628.828	P5	Porchet	0.00186
808888.6201	1853646.631	P6	Porchet	0.0266
812288.4232	1843804.092	P8	Porchet	0.0636

E. PARAMETRES UTILISE POUR LE TRANSPORT DES ISOTOPES DANS LE MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME TRANSITOIRE

L'algorithme de suivi des particules (« Particle Tracking Algorithm ») choisit est la méthode d'Euler (premier ordre). Cette dernière produit d'importantes erreurs, mais seulement si les périodes de transport sont grandes. Le pas de calculs hebdomadaire choisit dans notre approche de modélisation nous permet donc de limiter ces erreurs de position des particules. Les paramètres de calculs de cet algorithme sont les suivant :

- Nombre maximum total de particules (MXPART) = 60000
- Fraction d'une cellule que la particule est autorisé de parcourir pendant une étape de transport (PERCEL) = 0.75 (généralement 0.5 < PERCEL < 1)
- Facteur de pondération de concentration (WD) = 0.5 (conseillé par les auteurs ; peut être montée à 1 si l'advection est dominante)
- Gradient de concentration négligeable (DCEPS) = 10^{-5} (conseillé par les auteurs)
- Schémas de positionnement initial des particules (NPLANE) = 2 (positionnement uniforme sur les deux niveaux au sein d'une maille de calcul)
- Nombre de particules par maille si le gradient de concentration relatif de la maille est inférieur ou égal à DCEPS (NPL) = 4
- Nombre de particules par maille si le gradient de concentration relatif de la maille est supérieur à DCEPS (NPH) = 8
- Nombre minimum de particules autorisées par maille (NPMIN) = 4
- Nombre maximum de particules autorisées par maille (NPMAX) = 32
- Multiplier du nombre de particules aux mailles sources (SRMULT) = 1

F. PROGRAMME DE SIMULATION DE L'INFILTRATION D'EVENEMENTS PLUVIEUX EXTREMES (RESOLTUTION DE L'EQUATION DE RICHARDS EN 1D)

Ce script peut être directement transféré et exploité dans un interpréteur Python

```
############################################################
#                -*- coding: utf-8 -*-                     #
#               PROGRAMME D'INFILTRATION                   #
# Base sur la resolution de l'equation de Richards en 1D   #
############################################################

# LIBRAIRIES

import numpy as np
from os import chdir
from pylab import *
from scipy.sparse import lil_matrix
from scipy.sparse.linalg import spsolve, gmres,cg
from numpy.linalg import solve, norm
import sys
import time

# Compteur "barre de progression"
dum=[]
for i in range (0,10):
    dum.append(str(float((i+1)*10)))

# PARAMETRES
m=100                # Nombre de noeuds calcules
z=np.zeros(m)        # Cote des noeuds de calcul
ph=np.zeros(m)       # Pressions
teta=np.zeros(m)     # Humidites
aK=np.zeros(m)       # Permeabilites
pho=np.zeros(m)      # Pressions precedentes dans la boucle de temps
phk=np.zeros(m)      # Pressions pendant la boucle Picard
cp=np.zeros(m)       # Parametre de l'equation de Richards
ppz=3.10             # profondeur du Niveau piezometrique initial par rapport au sol
dz=0.1               # Noeud de calcul tout les 0,1m
dt=3600.             # Pas de temps par defaut 1h en secondes
tetai=0.05           # Porosite liee au solide (irreductible)

# Facteur de raffinement horaire
#   --> non linearite necessite souvent un raffinement pour converger
drh=20
dt=dt/drh     # Nouveau pas de temps

# Maillage
z[0]=-dz/2    # Origine de z a la surface topo
for i in range(1,m):
    z[i]=z[i-1]-dz

# LECTURE PLUIE HORAIRE ET dH
chdir("C:/infiltration")
pluieH = open('datafull.csv','rU')      # 'rU' = lecture universelle, lecture donnees
#rest = open('resT.txt','w')         # idem
nit = 0
for line in pluieH:  # Compte les ligne du fichier = nb d'heures de simulation
    nit += 1
pluieH.close()

# TAILLE DES VECTEURS
pos=np.zeros(nit*drh)    # Vecteur ou est stocke la position de la surface piezo=f(temps)
qinf=np.zeros(nit)       # Vecteur ou est stocke l'infiltration
DH=np.zeros(nit)         # Vecteur pour les variation piezo par rapport au temps zero
```

```
pluieH = open('datafull.csv','rU')
aa2=np.loadtxt(pluieH,delimiter=";")
qinf=aa2[:,1]*1e-3/3600. # Pluie de mm/h a m/s
DH=aa2[:,0]

# NOMBRE D'ITERATION EN TEMPS AVEC LE RAFFINEMENT
nit=nit*drh

nbsim = 0

# BOUCLE DE POROSITE
for i in range(1,6): # (1,6) = (12,20%) par pas de 2%
    wd = 0.10 + (i*0.02)
    tetas=tetai+wd     # tetas-tetai=porosite de drainage

    # SENSIBILITE
    # On fait varier la permeabilite a saturation et le parametre alpha (al)
    # pour analyser les variations de l'erreur entre la remonte piezo Obs et Th
    for il in range(1,8):  #(1,8)
        al=0.20+(il-1)*0.05
        phe=0.046/al
        for ex1 in xrange(2,5):   #(2,5)
            for un1 in range(1,6,4):  #(1,6,4)
                aKs = un1 * 10**-(ex1)
                print '\nPorosite =', wd, '  Alpha =', al, '  K =',aKs

                nbsim += 1
                start_time = time.time() # DÃƒÂ©but calcul boucle (pour estimation temps)

                # INITIALISATION DES PHI (Pression/(RHO*g), Teneur en eau (THETA) et K (AK)

                for i in range(0,m):    # Dans (in range), python s'arrete a (n-
1) automatiquement donc (0,n)=n
                    ph[i]=-(z[i]+ppz)   # Pressions negatives jusqu'Ãƒ  surf piezo (ph=0)
                    teta[i]=tetas
                    aK[i]=aKs
                    if (-ph[i]>phe):
                        teta[i]=tetai+(tetas-tetai)*(phe/(-ph[i]))**al
                        aK[i]=aKs*((teta[i]-tetai)/(tetas-tetai))**((2+3*al)/al)

                # Barre de progression
                ita=np.zeros(10,dtype=int)
                ii=int(nit/drh)
                for i in range(0,10):
                    ita[i]=(i+1)*ii
                    if i==9:
                        ita[i]=nit-1

                # DEBUT BOUCLE TEMPS
                for it in range(0,nit):

                    # SAUVEGARDE VARIABLES Au temps t=it/drh heure
                    #if it==int(nit/2):
                    #    np.savetxt(rest, np.transpose([teta,z]))

                    # ESTIMATION DU TEMPS DE SIMULATION
                    if it==10:
                        tps=(time.time()-start_time)/10*nit
                        print 'Temps estimatif de calcul %is \n  ['%tps,
                    iti=int(it/drh) # retrouver a quelle pas HORAIRE se rapporte l'iteratio
n it

                    # BARRE DE DEFILEMENT SIMPLE
                    if it in ita:
                        sys.stdout.write('=')
                        sys.stdout.flush()
```

```
                    # SAUVEGARDE DE L'ITERATION PRECEDENTE I.E. PAS DE TEMPS N AVNT CALCUL
PAS DE TEMPS N+1
                    for ii in range(0,m):
                        pho[ii]=ph[ii]

                # DEBUT BOUCLE PICARD (simples iterations jusqu'a stabilisation du champ de
 pressions)
                    tst=1.
                    icp=0
                    while tst>1.e-9:
                        icp=icp+1
                        if(icp==10000):
                            with open('result.txt','a') as log:
                                log.write('\n'+'Attention Nsim='+str(nbsim)+' it= '+str(it)
+' non convergence'+'\n')
                            break

                        # SAUVEGARGE DE LA PRECEDANTE ITERATION PICARD avant recalcul de N+
1
                        for ii in range(0,m):
                            phk[ii]=ph[ii]

                        # CALCUL DES QUANTITES DEPENDANTES DE LA PRESSION
                        for i in range(0,m):
                            teta[i]=tetas
                            aK[i]=aKs
                            cp[i]=0.
                            if ((-ph[i])>=phe):
                                teta[i]=tetai+(tetas-tetai)*(phe/(-ph[i]))**al
                                aK[i]=aKs*((teta[i]-tetai)/(tetas-tetai))**((2+3*al)/al)
                                cp[i]=al*(tetas-tetai)*phe**al*(-ph[i])**(-(al+1))


                # SCHEMAS NUMERIQUE
                # On resoud les pressions par discretisation des permeabilites
                # On utilise une matrice creuse qu'on renseigne, puis resoud par CSR
                        A=lil_matrix((m,m),dtype=np.float64)
                        b=np.zeros(m,dtype=np.float64)

                        # Cas particulier noeud 0
                        akp=2.*aK[1]*aK[0]/(aK[1]+aK[0])
                        akm=aK[0]                               # aK[0] car (i-
1) du 1er noeud = surface
                        A[0,0]=akp/dz+cp[0]*dz/dt
                        A[0,1]=-akp/dz
                        qe=qinf[iti]
                        b[0]=-akp+qinf[iti]+cp[0]*dz/dt*pho[0]

                        # Remplissage reste matrice
                        for i in range(1,m-1):
                            akp=2.*aK[i+1]*aK[i]/(aK[i+1]+aK[i])
                            akm=2.*aK[i-1]*aK[i]/(aK[i-1]+aK[i])
                            A[i,i-1]=-akm/dz
                            A[i,i]=akm/dz+akp/dz+cp[i]*dz/dt
                            A[i,i+1]=-akp/dz
                            b[i]=akm-akp+cp[i]*dz/dt*pho[i]
                            if A[i,i]==0.:
                                print '\n'+'Attention le noeud A[',i,',',i,'] est ÃƒÂ©gal Ã
ƒ  zero'+'\n'

                        # Cas particulier noeud m-
1 (et pas m car vecteurs commencent a 0)
                        akm=2.*aK[m-2]*aK[m-1]/(aK[m-2]+aK[m-
1]) # pas akp car flux basal nul (hypothese)
                        A[m-1,m-1]=akm/dz+cp[m-1]*dz/dt
```

```
                        A[m-1,m-2]=-akm/dz
                        b[m-1]=akm+cp[m-1]*dz/dt*pho[m-1]

                        # RESOLUTION DU SYSTEME LINEAIRE DE DISCRETISATION
                        A=A.tocsr()                    # Conversion dans systeme CSR
                        x=cg(A,b,phk,tol=1e-10)        # Resolution matrice
                        ph=x[0]

                        # ERREUR NORME DES RESIDUS
                        err1=norm(A*ph-b)


                # TEST DE FIN DU PICARD : EST-CE QUE LA PRESSION NE VARIE PLUS "TROP"?
                        tst=0.
                        for i in range(0,m):
                            tst=tst+abs(phk[i]-ph[i])
                        tst=tst/m

                    # FIN BOUCLE PICARD

                # LOCALISATION DE LA SURFACE PIEZO
                # Pressions dans la ZNS sont negative et deviennent positives dans la ZS
                # On test l'egalite entre deux pressions de signes opposes pour trouver la
                # surface piezometrique
                    for i in range(0,m-1):
                        ama=max(ph[i],ph[i+1])
                        ami=min(ph[i],ph[i+1])
                        ze=0.
                        if (ze<=ama and ze>=ami):
                            pos[it]=(-ph[i])*(z[i+1]-z[i])/(ph[i+1]-ph[i])+z[i]

                # CALCUL ECART MODELE / DONNEES DH
                Err=0.
                mask=np.isfinite(DH)
                for i in range(0,len(DH)):
                    if mask[i]==True:
                        Err=Err+abs(ppz+pos[i*drh]-DH[i])

                with open('result.txt','a') as log:        # ouverture d'un fichier de resu
ltat
                    log.write('Nsim= '+str(nbsim)+' Wd= '+str(wd)+' al= '+str(al)+' aKs= '+
str(aKs)+' Err= '+str(Err)+'\n')

                with open('Sim'+str(nbsim)+'_Err='+str(Err)+'_wD='+str(wd)+'_al='+str(al)+'
_K='+str(aKs)+'.txt','w') as sim:
                    for i in range(0,len(DH)):
                        sim.write(str(i+1)+' '+'{:.5f}'.format(float(-
ppz+DH[i]))+' '+'{:.5f}'.format(float(pos[i*drh]))+'\n') # temps, observe, simule
                print ']'
                print 'Temps de simulation = ', time.time()-start_time,'s'
                print 'Err =',Err

                ## Trace evolution mesuree
                #tp=np.zeros(len(DH))   # Temps
                #zp=np.zeros(len(DH))   # Observe (bleu)
                #zpm=np.zeros(len(DH))  # Simule (vert)
                #for i in range(0,len(DH)):
                #    tp[i]=(i+1)
                #    zpm[i]=pos[i*drh]
                #    zp[i]=-ppz+DH[i]
                #plot(tp[mask],zp[mask])
                #plot(tp,zpm)
                #plt.savefig("Sim_al=%s_K=%s_Wd=%s_Err=%s.png" % (al,aKs,tetas-
tetai,Err))
                #plt.clf()
```

G. PROGRAMME « MODLOOP » POUR LA CALIBRATION DU MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME PERMANENT

Ce script peut être directement transféré et exploité dans un interpréteur Python

```
################################################################################
#                          -*- coding: utf-8 -*-                               #
#                            MODLOOP SOFTWARE                                  #
################################################################################

# Pierre Seraphin (seraphinpierre@gmail.com)
# Written with Python v2.7.9 64bit
# Running on Windows 7 64bits, Modflow 5.3.1, and R software 3.2.2

# This script allows to:
# - Run Modflow in loop, extract simulated head (H) and flow (Q) and compare it
#   to observed data (Hobs)
# - Interpolate measured permeabilities (K) of a layer by geostatistical
#   conditional simulations (SGS) in R to test various equiprobable solutions
#   of the K field
# - Test different homogeneous K of the bottom layer and giving it an
#   heterogeneity using gradient method based on Hobs calibration
# - Test of recharges within standard deviations of the regional values
# - Export new parameters diretly in Modflow User Interface (UI)

# Create a new Modflow 5.3.1 model named "model" within the User Interface (UI)
#  Note that 'pmcvrt.exe', provided by USGS, is required in the master folder
#  if you want to convert input data for a Modflow UI use
#  'Bin2asc.exe' is also required to convert output data of Modflow
#  All these software are available here: http://www.pmwin.net/pmwin5.htm

# Move and rename the model's folder like c:/modloop, and run it one time

# Matrix should be saved from Modflow in ASCII "NOT WRAP FORM" to be used in
#  Modloop (ex : Hstart)

# Grid of interpolated geology (thicknesses) is extracted from an homemade .txt
#  file to compute equivalent permeabilities

# To compare observed and simulated heads, generate "bor.bor" and "obs.obs"
#  files in Modflow UI and move them in the main folder
#  (Names must be different: warning PZ10 = PZ1, use PZ01)

# Enter this command to compare observed and simulated heads during the
#  calibration process : for n in range (0,len(Hobstemp)):
#  print Nobstemp[n],':','Hobs =',Hobstemp[n],'Hcalc =', Hcalc[n]

# To test a single permeability field (e.g. produced by SGS), move the
#  "date_SGSnX.txt" file from "results" to "modloop" folder and rename it
#  "UK PermALL.txt" and launch the script using kriged values
#  (Number of simulations SGS = 0)

# To test a simulation of new parameters with Modflow UI, press "1" to export
#  parameter in Modflow UI when it is asked, then, in Modflow UI, open the
#  changed parameters windows (Kh, Kv, rch,...) and close it with
#  "saving changes" and finaly Modflow will run with new parameters

# Indexes of layers in Python script are in opposite order than Modflow UI:
#  Top layer =1 in Modflow, =1 also in Modloop
#  but Bottom layer =2 in Modflow, =0 in Modloop

# Slight differences of results between Modloop and Modflow UI are due to the
#  digits in the BCF calculations
```

```
##############
# LIBRAIRIES #
##############

import numpy as np
import sys, string, os, time, shutil, math
from autopy import key as k
import pylab as pl
import matplotlib

#######################################
# FOLDER & NAME OF THE MODFLOW MODEL #
#######################################

os.chdir('c:/modloop')  # Working folder
model = 'model.nam'     # Modflow model name

import winpexpect   # Library to download (winpexpect and pexpect) and place it
                    #  in the Modloop folder

# Timer of modloop
Tstart = time.strftime('%d.'+'%b.'+'%Y_'+'%H.'+'%M.'+'%S')
Tstarti = time.strftime('%d '+'%b '+'%Y  '+'%H:'+'%M:'+'%S')

# Results file
results = open('Results/%s.txt' % Tstart, 'w')
results.write('Results MOODLOOP ('+str(Tstarti)+')'+'\n'+'\n')

print('\n*----------------*')
print('| Script ModLoop |')
print('*----------------*')
print(Tstarti)

###################################
# READING PARAMETERS OF THE MODEL #
###################################

# Read geometry of the model
with open('model.xy','rU') as geo:
    for i, line in enumerate(geo):
        if i == 0:
            ln = line.split(' ')
            while '' in ln:
                ln.remove('')
            lay = int(ln[2])      # Number of layers
            col = int(ln[0])      # Number of columns
            lin = int(ln[1])      # Number of lines
print '\n','Model geometry:','Layers =',lay,', Lines =',lin,', Columns =',col
results.write('Model geometry:'+'\n'+'    Layers = '+str(lay)+'\n'+'    Lines = '+str(lin)+
'  Columns = '+str(col)+'\n')

# Boundary conditions of Layer 1 and 2
bound1m = []
with open('bound1','rU') as bound :
    for i, line in enumerate(bound):
        if i > 0:
            ln = line.split(' ')
            while '' in ln:
                ln.remove('')
            bound1m.append([float(x) for x in ln])
bound1 = []
for l in range (0,lin):
    for c in range (0,col):
        bound1.append(bound1m[l][c])
bound2m = []
with open('bound2','rU') as bound :
```

```
    for i, line in enumerate(bound):
        if i > 0:
            ln = line.split(' ')
            while '' in ln:
                ln.remove('')
            bound2m.append([float(x) for x in ln])
bound2 = []
for l in range (0,lin):
    for c in range (0,col):
        bound2.append(bound2m[l][c])

# Read grid of coordinates: coord[lin][col] + [0]=X and [1]=Y
with open('model.grd','rU') as grd:
    for i, line in enumerate(grd):
        ln = line.split(' ')
        while '' in ln:
            ln.remove('')
        if i == 1:
            Xtlc = float(ln[0])     # X coordinate of top left cell
            Ytlc = float(ln[1])     # Y coordinate of top left cell
        if i == 2:
            size = float(ln[1])     # Size of a cell
coord = [[[Xtlc + (size/2) + (c*size), Ytlc - (size/2) -
 (l*size)] for c in range (0,col)] for l in range (0,lin)]
coordt = []
for l in range (0,lin):
    for c in range (0,col):
        coordt.append(coord[l][c])
print 'Top Left corner 1st cell: ','X =',Xtlc,', Y =',Ytlc,', Mesh size =',size
results.write('    Mesh size = '+str(size)+'\n')
results.write('Coordinates of the top left corner of the top left cell:'+'\n'+'    X = '+st
r(Xtlc)+'  Y = '+str(Ytlc)+'\n')

# Read observed heads
Nobs = []        # Name of boreholes
Xobs = []        # X coordinate
Yobs = []        # Y coordinate
with open('bor.bor','rU') as bor:
    for line in bor:
        ln = line.strip().split(' ')
        while '' in ln :
            ln.remove('')
        if ln[0] == '-1':     # Select only active boreholes (selected in Modflow UI)
            Nobs.append(ln[6])
            Xobs.append(float(ln[1]))
            Yobs.append(float(ln[2]))
Hobs = []        # Observed heads
Lobs = []        # Layer of the observation
for i in Nobs:
    with open('obs.obs','rU') as obs:
        for line in obs:
            ln = line.strip().split(' ')
            while '' in ln:
                ln.remove('')
            if i in line:
                Hobs.append(float(ln[2]))
                Lobs.append(-int(ln[1])+lay)  # -
(ID layer) + number of layer : conversion ID layer python / modflow
results.write('Number of observation boreholes = '+str(len(Nobs))+'\n'+'\n')

######################
# MODLOOP FUNCTIONS #
######################

Nsgs0 = input('Number of simulations SGS of K layer 1 (If = 0, Kriged values will be used)
= ')
```

```
if Nsgs0 < 1: Nsgs = 1  # To keep using the loop of permeability of layer 1 but with Kriged
 values
else: Nsgs = Nsgs0

randomR0 = input('Number of randomized recharge for each SGS flows (If = 0, Mean values) =
')
if randomR0 < 1: randomR = 1  # To keep using the loop of recharge but using mean values
else: randomR = randomR0

indata = input('Export parameters in Modflow (Yes = 1) = ')

loadKm = input('Load permeability field computed after gradient adjustment (No = 0 ; x = Nb
 of file) = ')

adjustM0 = input('Adjust K layer 2 by gradient method (No = 0, Homogeneous K = 1, Sensitivi
ty = 2) = ')
adjustnj = [0]                  # To avoid sensitivity of Km but keep using main loop
adjustK = 0                     # Turn into 1 when sensitivity is done
if adjustM0 < 2: adjustM = 1    # To keep using the main loop of modflow
else: adjustM = adjustM0
if adjustM0 > 0:
    # For calculation of RMSE with piezometers ONLY with free miocene (plio = 0)
    # keep only P18B P19T PZ03 QUANT4 PZ05 QUANT2 PZ01 PZ16 PZ08 PZ09 QUANT7 PZ10
    PiezM = [0,2,10,11,12,13,14,15,18,19,20,21] # Index changing after each iteration !
    HobsM = [] ; NobsM = [] ; XobsM = [] ; YobsM = [] ; LobsM = []
    for x in range(0,len(PiezM)):
        HobsM.append(Hobs[PiezM[x]])
        NobsM.append(Nobs[PiezM[x]])
        XobsM.append(Xobs[PiezM[x]])
        YobsM.append(Yobs[PiezM[x]])
        LobsM.append(Lobs[PiezM[x]])
if adjustM0 > 1:
    adjustIT = input('Load sensitivity file if already performed (No = 0 ; x = Nb of file)
= ')
    # List of index of active cells in layer 2 for sensitivity
    adjustnjt = []
    for nj in range(0, col*lin):
        if bound2[nj] == 1:        # To avoid inactive cells and also specified head, to ke
ep a good water budget
            adjustnjt.append(nj)

NPER = 1  # Stress period number

########################################
# GEOLOGY AND INITIAL HYDRAULIC HEADS #
########################################

# Thicknesses of layers: geol[lin][2=MNT, 3=holo, 4=cail, 5=plio, 6=torto, 7=helv, 8=burd]

# An homemade file with geology to calculate equivalent permeabilities of the layer 2
geol = []
with open('geology.txt','rU') as geology :
    for line in geology:
        ln = line.split('\t')
        while '' in ln:
            ln.remove('')
        geol.append([float(x) for x in ln])
MNT = [] ; holo = [] ; cail = [] ; plio = [] ; tort = [] ; helv = [] ; burd = []
for i in range(0,col*lin):
    if geol[i][5] < 1:
        geol[i][5] = 0       # If thickness(pliocene) < 1 = 0
    MNT.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][2])))
    holo.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][3])))
    cail.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][4])))
    plio.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][5])))
    tort.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][6])))
```

```
    helv.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][7])))
    burd.append(float('{:.8e}'.format(geol[i][8])))

# Starting Head: Here, the same for every layers
Hinim = []
with open('Hstart','rU') as Hstart :
    for i, line in enumerate(Hstart):
        if i > 0:
            ln = line.split(' ')
            while '' in ln:
                ln.remove('')
            Hinim.append([float(x) for x in ln])
Hini = []
for l in range (0,lin):
    for c in range (0,col):
        Hini.append(Hinim[l][c])

######################
# LOOP SGS K Layer 1 #
######################

# SGS permeability of Layer 1 through R software
for ni in range (0,Nsgs):
    cmd = winpexpect.winspawn('"C:/PROGRA~1/R/R-3.2.2/bin/x64/R.exe" CMD BATCH --vanilla --
slave "c:/modloop/SGS script Kcail light.R"')
    while cmd.isalive():
        time.sleep(0.01)
    if Nsgs0 > 1:
        print '\n', 'Simulation (SGS) nÂ° ', ni+1

    # Filling permeabilities of layer 1
    Kh1temp = []
    if Nsgs0 < 1:   # If 0 SGS, use the kriged permeabilities
        with open('UK PermALL.txt','rU') as Kcail :
            for i, line in enumerate(Kcail):
                if i > 0:
                    ln = line.strip().split(' ')       # .strip() to ignore \n
                    Kh1temp.append('{:.8e}'.format(10**-float(ln[3])))
    else:
        with open('SGS simKcail.txt','rU') as Kcail :
            for i, line in enumerate(Kcail):
                if i > 0:
                    ln = line.strip().split(' ')       # .strip() to ignore \n
                    Kh1temp.append('{:.8e}'.format(10**-float(ln[3])))
    Kh1 = []
    for l in range (0,lin):
        for c in range (0,col):
            Kh1.append(float(Kh1temp[(len(Kh1temp)-
((l+1)*col))+(c)]))   # reverse order of interpolated values created by R
    #Kh1m = [Kh1[i:i+col] for i in range(0, len(Kh1), col)]             # convert in matrix


    # K layer 1 only within the aquifer area
    K1crau = []
    K1crauLOG = []
    for i in range (0,col*lin):
        if bound1[i] != 0:
            K1crau.append(float(Kh1[i]))
            K1crauLOG.append(float(math.log10(Kh1[i])))
    # Geometric mean, minimum and maximum of interpolated permeabilities
    print '\n', 'GEOmean= ', '{:.2e}'.format(10**(np.mean(K1crauLOG))), '  Min= ', '{:.2e}'
.format(min(K1crau)), '  Max= ', '{:.2e}'.format(max(K1crau))

    # Calculation of transmissivities (T) of layer 1
    T1 = []
    for i in range (0,col*lin):
```

```
        if holo[i]+cail[i] > 0:
            if (holo[i]+cail[i])-(MNT[i]-Hini[i]) > 0:   # T variable (layer Unconfined)
                T = Kh1[i]*((holo[i]+cail[i])-(MNT[i]-Hini[i]))
                if T < 0: T = Kh1[i]*(holo[i]+cail[i])
            else: T = Kh1[i]*(holo[i]+cail[i])
        else: T = 0
        T1.append(float('{:.8e}'.format(T)))

#############
# RECHARGE #
#############

    Rii = 1108.7   # (mm/yr) Mean effective recharge by irrigation of grasslands
    SDii = 201.6   # Standard deviation
    Rni = 128      # (mm/yr) Mean natural effective recharge (precipitation)
    SDni = 49.9    # Standard deviation

    #Rii = 1212.1
    #SDii = 201.6
    #Rni = 84.1
    #SDni = 49.9

    # Areas of irrigated grasslands within each cell (m2)
    Iarea = []
    with open('Iarea.txt','rU') as area:
        for line in area:
            ln = line.split('\t')
            while '' in ln:
                ln.remove('')
            Iarea.append(float(ln[2]))

    # Random irrigation and natural recharge values in a normal distribution
    for nR in range(0,randomR):
        if randomR0 > 0:
            Ri = float(np.random.normal(Rii, SDii, 1))
            Rn = float(np.random.normal(Rni, SDni, 1))
        else:
            Ri = Rii
            Rn = Rni

        # Calculation of total recharge of each cell (irrigation + precipitation)
        rch = []
        for n in range(0,col*lin):
            r = ((Rn*1e-3)/(365.25*24*3600))+((Iarea[n]*((Ri*1e-
3)/(365.25*24*3600)))/(size**2))
            rch.append(float('{:.8e}'.format(r)))

        # Filling recharges for Modflow (rch.dat)
        with open('rch.dat','rU') as RCHin:
            with open('rchout.dat','w') as RCHout:
                for i, line in enumerate(RCHin):
                    if i < 2:
                        RCHout.write(line)
                    elif 'Recharge' in line:
                        RCHout.write(line)
                        ln = line.split(' ')
                        while '' in ln:
                            ln.remove('')
                        x = ln[1]
                        nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line
                        lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                        countnbv = 1
                        countcol = 1
                        for n in range(0,col*lin):
                            if countcol < col:
                                if countnbv < nbv:
```

```
                                    RCHout.write('{: {l}.6e}'.format(float(rch[n]),l=lv))
 # lv(=14) characters with exponent and 5 significant digits
                                    countnbv += 1
                                    countcol += 1
                                else:
                                    RCHout.write('{: {l}.6e}'.format(float(rch[n]),l=lv)+'\
n')
                                    countnbv = 1
                                    countcol += 1
                            else:
                                RCHout.write('{: {l}.6e}'.format(float(rch[n]),l=lv)+'\n')

                                countnbv = 1
                                countcol = 1
        os.remove('rch.dat')
        os.rename('rchout.dat','rch.dat')

        if randomR0 > 0:
            print '\n','Recharge nÂ°',nR+1,'(mm.yr-
1) : ','Irrigation =',Ri,', Natural =',Rn,'\n'
        else:
            print '\n','Recharge default (mm.yr-
1) : ','Irrigation =',Ri,', Natural =',Rn,'\n'

######################
# LOOP OF K LAYER 2 #
######################

        # Loop of permeability of Layer 2
        Kp = 1e-9                           # Kp: Permeability Pliocene (constant)
        for ex in range(5,6):             # (4,6)
            for un in range(6,7):          # (1,10)
                Km = un * 10**-(ex)
                Kmt = [] ; KmtSAVE = []
                if loadKm > 0:
                    with open('Results/KsensiMiocene_n%s.txt' %loadKm,'rU') as Kload:
                        for line in Kload:
                            ln = line.split('\t')
                            while '' in ln:
                                ln.remove('')
                            Kmt.append(float(ln[2]))
                            KmtSAVE.append(float(ln[2]))
                else:
                    Kmt = [Km for i in range (0,lin*col)]
                    KmtSAVE = [Km for i in range (0,lin*col)]

                # Loop to adjust Km by gradient method
                for a in range(0,adjustM):
                    Kh2 = [] ; Kv2 = [] ; T2 = [] ; Vcont = []

                    if a == 0 and adjustM0 > 0:
                        HobsSAVE = Hobs ; NobsSAVE = Nobs ; XobsSAVE = Xobs ; YobsSAVE = Yo
bs ; LobsSAVE = Lobs
                        Hobs = HobsM ; Nobs = NobsM ; Xobs = XobsM ; Yobs = YobsM ; Lobs =
LobsM

                    if a > 0 and adjustK == 0:
                        adjustnj = adjustnjt  # if 2cd loop: only apply gradient adjustment
 of Km on active cell
                        RMSESAVE = RMSE       # Save previous RMSE for sensitivity
                        print '\n','Sensitivity of K on layer 2 loop nÂ°%s' %(loadKm+1)
                        pcx = 0

                    # Loop of sensitivity of each cell of K layer 2
                    for nj in adjustnj:
```

```
                        if a > 0 and adjustK == 0:       # start sensitivity after a first
loop with homogeneous Km
                            Kh2 = [] ; Kv2 = [] ; T2 = [] ; Vcont = []
                            KmSAVE = Kmt[nj]
                            Kmt[nj] = Kmt[nj] * 5              # sensivity by multiplying K
m by 5
                        # Progression of sensitivity
                            pcx += 1
                            pc = "Progress {:2.1%}".format(float(pcx)/float(len(adjustnj)))

                            sys.stdout.write('\r' + pc) # '\r' allow to start at the beginn
ing of the line

                        elif a > 0 and adjustK == 1:
                            Kh2 = [] ; Kv2 = [] ; T2 = [] ; Vcont = []
                            nin = 0                # because RMSEsensiAll = only on active
cells and Kmt = all cells
                            for i in adjustnjt:
                                Kmt[i] = KmtSAVE[i] -
 nj * (RMSEsensiALL[nin]/KsensiALL[nin])
                                nin += 1

                        else: pass

                        Kmm = [Kmt[i:i+col] for i in range(0, col*lin, col)]

                        # Geometric mean of K miocene
                        K2crauLOG = []
                        for i in range (0,col*lin):
                            if bound2[i] != 0:
                                K2crauLOG.append(float(math.log10(Kmt[i])))

                        # Calculation of equivalent horizontal (Kheq) and vertical (Kveq) p
ermeabilities,
                        # transmissivities (T) and vertical leackance (Vcont) of layer 2
                        for i in range (0,col*lin):
                            if plio[i] + tort[i] + helv[i] + burd[i] > 0:
                                Kh = float('{:.8e}'.format(((plio[i]*Kp)+((tort[i]+helv[i]+
burd[i])*Kmt[i]))/(plio[i]+tort[i]+helv[i]+burd[i])))
                                Kv = float('{:.8e}'.format((plio[i]+tort[i]+helv[i]+burd[i]
)/((plio[i]/Kp)+((tort[i]+helv[i]+burd[i])/Kmt[i]))))
                                T = float('{:.8e}'.format(Kh*(plio[i]+tort[i]+helv[i]+burd[
i])))
                            else:
                                Kh = 0
                                Kv = 0
                                T = 0
                            if Kv > 0 and Kh1[i] > 0:
                                Vc = float(2/(((plio[i]+tort[i]+helv[i]+burd[i])/Kv)+((holo
[i]+cail[i])/Kh1[i])))
                            else:
                                Vc = -1      # Modflow rule in BCF module
                            Kh2.append(float('{:.6e}'.format(Kh)))
                            Kv2.append(float('{:.6e}'.format(Kv)))
                            T2.append(float('{:.6e}'.format(T)))
                            Vcont.append(float('{:.6e}'.format(Vc)))

                        # Filling Hydaulic parameters for Modflow (BCF.dat)
                        # Work with all the layer types of Modflow (confined, unconfined,..
.)
                        with open('bcf.dat','rU') as BCFin:
                            with open('bcfout.dat','w') as BCFout:
                                for i, line in enumerate(BCFin):
                                    if i < 4:
                                        BCFout.write(line)
                                    elif '4.DATA: DELR(NCOL)' in line:
```

```
                                    BCFout.write(line)
                                    ln = line.split(' ')
                                    while '' in ln:
                                        ln.remove('')
                                    x = ln[1]
                                    nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                    lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                    countnbv = 1
                                    for n in range(0,col):
                                        if countnbv < nbv:
                                            BCFout.write('{: {l}.0f}'.format(size,l=lv)
)   # lv(=14) characters with 0 significant digits
                                            countnbv += 1
                                        else:
                                            BCFout.write('{: {l}.0f}'.format(size,l=lv)
+'\n')
                                            countnbv = 1
                                    BCFout.write('\n')
                                elif '5.DATA: DELC(NROW)' in line:
                                    BCFout.write(line)
                                    ln = line.split(' ')
                                    while '' in ln:
                                        ln.remove('')
                                    x = ln[1]
                                    nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                    lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                    countnbv = 1
                                    for n in range(0,lin):
                                        if countnbv < nbv:
                                            BCFout.write('{: {l}.0f}'.format(size,l=lv)
)   # lv(=14) characters with 0 significant digits
                                            countnbv += 1
                                        else:
                                            BCFout.write('{: {l}.0f}'.format(size,l=lv)
+'\n')
                                            countnbv = 1
                                    BCFout.write('\n')
                                elif '8. DATA HY() = Hydr. Conductivity of layer 1' in
line:
                                    BCFout.write(line)
                                    ln = line.split(' ')
                                    while '' in ln:
                                        ln.remove('')
                                    x = ln[1]
                                    nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                    lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                    countnbv = 1
                                    countcol = 1
                                    for n in range(0,col*lin):
                                        if countcol < col:
                                            if countnbv < nbv:
                                                BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
Kh1[n]),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                                countnbv += 1
                                                countcol += 1
                                            else:
                                                BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
Kh1[n]),l=lv)+'\n')
                                                countnbv = 1
                                                countcol += 1
                                        else:
                                            BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(Kh1[
n]),l=lv)+'\n')
```

```
                                                countnbv = 1
                                                countcol = 1
                                        elif 'Elevation of the bottom of the layer : 1' in line
:
                                            BCFout.write(line)
                                            ln = line.split(' ')
                                            while '' in ln:
                                                ln.remove('')
                                            x = ln[1]
                                            nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                            lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                            countnbv = 1
                                            countcol = 1
                                            for n in range(0,col*lin):
                                                if countcol < col:
                                                    if countnbv < nbv:
                                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]-
(holo[n]+cail[n])),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                                        countnbv += 1
                                                        countcol += 1
                                                    else:
                                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]-(holo[n]+cail[n])),l=lv)+'\n')
                                                        countnbv = 1
                                                        countcol += 1
                                                else:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(MNT[
n]-(holo[n]+cail[n])),l=lv)+'\n')
                                                    countnbv = 1
                                                    countcol = 1
                                        elif '7. DATA Tran(): Transmissivity = Hydr. Conductivi
ty * thickness of layer 1' in line:
                                            BCFout.write(line)
                                            ln = line.split(' ')
                                            while '' in ln:
                                                ln.remove('')
                                            x = ln[1]
                                            nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                            lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                            countnbv = 1
                                            countcol = 1
                                            for n in range(0,col*lin):
                                                if countcol < col:
                                                    if countnbv < nbv:
                                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
T1[n]),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                                        countnbv += 1
                                                        countcol += 1
                                                    else:
                                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
T1[n]),l=lv)+'\n')
                                                        countnbv = 1
                                                        countcol += 1
                                                else:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(T1[n
]),l=lv)+'\n')
                                                    countnbv = 1
                                                    countcol = 1
                                        elif '10. DATA Vcont: Calculated Vertical Leakance of l
ayer 1' in line:
                                            BCFout.write(line)
                                            ln = line.split(' ')
                                            while '' in ln:
```

```
                                    ln.remove('')
                                x = ln[1]
                                nbv = int(x[2:4])      # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                lv = int(x[5:7])       # Length of each value
                                countnbv = 1
                                countcol = 1
                                for n in range(0,col*lin):
                                    if countcol < col:
                                        if countnbv < nbv:
                                            BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
Vcont[n]),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                            countnbv += 1
                                            countcol += 1
                                        else:
                                            BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
Vcont[n]),l=lv)+'\n')
                                            countnbv = 1
                                            countcol += 1
                                    else:
                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(Vcon
t[n]),l=lv)+'\n')
                                        countnbv = 1
                                        countcol = 1
                            elif '12. Data: Elevation of the top of the layer 1' in
 line:
                                BCFout.write(line)
                                ln = line.split(' ')
                                while '' in ln:
                                    ln.remove('')
                                x = ln[1]
                                nbv = int(x[2:4])      # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                lv = int(x[5:7])       # Length of each value
                                countnbv = 1
                                countcol = 1
                                for n in range(0,col*lin):
                                    if countcol < col:
                                        if countnbv < nbv:
                                            BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                            countnbv += 1
                                            countcol += 1
                                        else:
                                            BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]),l=lv)+'\n')
                                            countnbv = 1
                                            countcol += 1
                                    else:
                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(MNT[
n]),l=lv)+'\n')
                                        countnbv = 1
                                        countcol = 1
                            elif '8. DATA HY() = Hydr. Conductivity of layer 2' in
line:
                                BCFout.write(line)
                                ln = line.split(' ')
                                while '' in ln:
                                    ln.remove('')
                                x = ln[1]
                                nbv = int(x[2:4])      # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                lv = int(x[5:7])       # Length of each value
                                countnbv = 1
                                countcol = 1
                                for n in range(0,col*lin):
```

```
                                        if countcol < col:
                                            if countnbv < nbv:
                                                BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
Kh2[n]),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                                countnbv += 1
                                                countcol += 1
                                            else:
                                                BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
Kh2[n]),l=lv)+'\n')
                                                countnbv = 1
                                                countcol += 1
                                        else:
                                            BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(Kh2[
n]),l=lv)+'\n')
                                            countnbv = 1
                                            countcol = 1
                                    elif '7. DATA Tran(): Transmissivity = Hydr. Conductivi
ty * thickness of layer 2' in line:
                                        BCFout.write(line)
                                        ln = line.split(' ')
                                        while '' in ln:
                                            ln.remove('')
                                        x = ln[1]
                                        nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                        lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                        countnbv = 1
                                        countcol = 1
                                        for n in range(0,col*lin):
                                            if countcol < col:
                                                if countnbv < nbv:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
T2[n]),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                                    countnbv += 1
                                                    countcol += 1
                                                else:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
T2[n]),l=lv)+'\n')
                                                    countnbv = 1
                                                    countcol += 1
                                            else:
                                                BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(T2[n
]),l=lv)+'\n')
                                                countnbv = 1
                                                countcol = 1
                                    elif 'Elevation of the bottom of the layer : 2' in line
:
                                        BCFout.write(line)
                                        ln = line.split(' ')
                                        while '' in ln:
                                            ln.remove('')
                                        x = ln[1]
                                        nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                        lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                        countnbv = 1
                                        countcol = 1
                                        for n in range(0,col*lin):
                                            if countcol < col:
                                                if countnbv < nbv:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]-
(holo[n]+cail[n]+plio[n]+tort[n]+helv[n]+burd[n])),l=lv))   # lv(=14) characters with expon
ent and 6 significant digits
                                                    countnbv += 1
                                                    countcol += 1
```

```
                                                else:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]-(holo[n]+cail[n]+plio[n]+tort[n]+helv[n]+burd[n])),l=lv)+'\n')
                                                    countnbv = 1
                                                    countcol += 1
                                            else:
                                                BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(MNT[
n]-(holo[n]+cail[n]+plio[n]+tort[n]+helv[n]+burd[n])),l=lv)+'\n')
                                                countnbv = 1
                                                countcol = 1
                                        elif '12. Data: Elevation of the top of the layer 2' in
 line:
                                            BCFout.write(line)
                                            ln = line.split(' ')
                                            while '' in ln:
                                                ln.remove('')
                                            x = ln[1]
                                            nbv = int(x[2:4])     # Nb values/line (ex:20G14.0
in BCF.dat file)
                                            lv = int(x[5:7])      # Length of each value
                                            countnbv = 1
                                            countcol = 1
                                            for n in range(0,col*lin):
                                                if countcol < col:
                                                    if countnbv < nbv:
                                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]-
(holo[n]+cail[n])),l=lv))   # lv(=14) characters with exponent and 6 significant digits
                                                        countnbv += 1
                                                        countcol += 1
                                                    else:
                                                        BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(
MNT[n]-(holo[n]+cail[n])),l=lv)+'\n')
                                                        countnbv = 1
                                                        countcol += 1
                                                else:
                                                    BCFout.write('{: {l}.6e}'.format(float(MNT[
n]-(holo[n]+cail[n])),l=lv)+'\n')
                                                    countnbv = 1
                                                    countcol = 1
                                        BCFout.seek(-1, os.SEEK_END)
                                        BCFout.truncate()
                                os.remove('bcf.dat')
                                os.rename('bcfout.dat','bcf.dat')

##############################################
# INPUTS CONVERSIONS TO IMPORT IN MODFLOW UI #
##############################################

                                if indata == 1:

                                    # Filling inputs in files for conversion
                                    Khi = [] ; Khi.append(Kh1) ; Khi.append(Kh2)
                                    Kvi = [] ; Kvi.append(Kh1) ; Kvi.append(Kv2)
                                    rchtemp = [] ; rchtemp.append(rch) ; rchtemp.append(rch)
                                    inHHC = open('inHHC.dat','w')               # Horizontal Hydrau
lic Conductivity input
                                    inVHC = open('inVHC.dat','w')               # Vertical Hydrauli
c Conductivity input
                                    inRCH = open('inRCH.dat','w')
                                    inHHC.write(str(lay*NPER)+'\n')
                                    inVHC.write(str(lay*NPER)+'\n')
                                    inRCH.write(str(lay*NPER)+'\n')
                                    for s in range(0,NPER):
                                        for n in range(0,lay):
                                            inHHC.write(str(s+1)+','+str(n+1)+'\n')
```

```
                                    inVHC.write(str(s+1)+','+str(n+1)+'\n')
                                    inRCH.write(str(s+1)+','+str(n+1)+'\n')
                                    for i in range(0,col*lin):
                                        if i != 0 and i % col == 82:
                                            inHHC.write('{:.6e}'.format(Khi[n][i])+'\n')
                                            inVHC.write('{:.6e}'.format(Kvi[n][i])+'\n')
                                            inRCH.write('{:.6e}'.format(rchtemp[n][i])+'\n'
)
                                        else:
                                            inHHC.write('{:.6e}'.format(Khi[n][i])+' ')
                                            inVHC.write('{:.6e}'.format(Kvi[n][i])+' ')
                                            inRCH.write('{:.6e}'.format(rchtemp[n][i])+' ')

                                inHHC.seek(-1, os.SEEK_END)
                                inHHC.truncate()
                                inVHC.seek(-
1, os.SEEK_END)   # to remove the last \n (= error)
                                inVHC.truncate()
                                inRCH.seek(-1, os.SEEK_END)
                                inRCH.truncate()
                                inHHC.close()
                                inVHC.close()
                                inRCH.close()
                                # WordPad of windows displays only 1024 char/line in but the fi
le's structure is OK

                                # Conversion Horizontal conductivity (inHHC.dat)
                                pmcvrtHHC = winpexpect.winspawn('pmcvrt.exe')
                                time.sleep(0.5)
                                # Model PMWIN (.pm5)
                                k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\n')
                                time.sleep(0.5)
                                k.tap('c'); k.tap(':'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k
.tap('!'); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.ta
p('l'); k.tap('o'); k.tap('o'); k.tap('p'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k.tap('!'
); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.tap('e');
k.tap('l'); k.toggle(16,True), k.tap(';'), k.toggle(16,False); k.tap('p'); k.tap('m'); k.to
ggle(16,True), k.tap('('), k.toggle(16,False)
                                k.tap('\n')
                                # Input file
                                k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\n')
                                time.sleep(0.5)
                                k.tap('c'); k.tap(':'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k
.tap('!'); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.ta
p('l'); k.tap('o'); k.tap('o'); k.tap('p'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k.tap('!'
); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('i'); k.tap('n'); k.tap('H'); k.tap('H');
k.tap('C'); k.toggle(16,True), k.tap(';'), k.toggle(16,False); k.tap('d'); k.tap('a'); k.ta
p('t')
                                k.tap('\n')
                                # Parameter to convert : Horizontal cond. (6 * down arrow)
                                k.tap('\t')
                                k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40
)
                                k.tap('\t')
                                # Output file and GO
                                k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\t')
                                k.tap('\n')
                                time.sleep(0.5)
                                k.tap('\n')
                                # Close window
                                k.toggle(18,True); k.tap(115); k.toggle(18,False)

                                # Conversion Vertical conductivity (inVHC.dat)
                                pmcvrtVHC = winpexpect.winspawn('pmcvrt.exe')
                                time.sleep(0.5)
                                # Model PMWIN (.pm5)
```

```
                            k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\n')
                            time.sleep(0.5)
                            k.tap('c'); k.tap(':'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k
.tap('!'); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.ta
p('l'); k.tap('o'); k.tap('o'); k.tap('p'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k.tap('!'
); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.tap('e');
k.tap('l'); k.toggle(16,True), k.tap(';'), k.toggle(16,False); k.tap('p'); k.tap('m'); k.to
ggle(16,True), k.tap('('), k.toggle(16,False)
                            k.tap('\n')
                            # Input file
                            k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\n')
                            time.sleep(0.5)
                            k.tap('c'); k.tap(':'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k
.tap('!'); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.ta
p('l'); k.tap('o'); k.tap('o'); k.tap('p'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k.tap('!'
); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('i'); k.tap('n'); k.tap('V'); k.tap('H');
k.tap('C'); k.toggle(16,True), k.tap(';'), k.toggle(16,False); k.tap('d'); k.tap('a'); k.ta
p('t')
                            k.tap('\n')
                            # Parameter to convert : Vertical cond. (7 * down arrow)
                            k.tap('\t')
                            k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40
); k.tap(40)
                            k.tap('\t')
                            # Output file and GO
                            k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\t')
                            k.tap('\n')
                            time.sleep(0.5)
                            k.tap('\n')
                            # Close window
                            k.toggle(18,True); k.tap(115); k.toggle(18,False)

                            # Conversion Recharge (inRCH.dat)
                            pmcvrtVHC = winpexpect.winspawn('pmcvrt.exe')
                            time.sleep(0.5)
                            # Model PMWIN (.pm5)
                            k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\n')
                            time.sleep(0.5)
                            k.tap('c'); k.tap(':'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k
.tap('!'); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.ta
p('l'); k.tap('o'); k.tap('o'); k.tap('p'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k.tap('!'
); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.tap('e');
k.tap('l'); k.toggle(16,True), k.tap(';'), k.toggle(16,False); k.tap('p'); k.tap('m'); k.to
ggle(16,True), k.tap('('), k.toggle(16,False)
                            k.tap('\n')
                            # Input file
                            k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\n')
                            time.sleep(0.5)
                            k.tap('c'); k.tap(':'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k
.tap('!'); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('m'); k.tap('o'); k.tap('d'); k.ta
p('l'); k.tap('o'); k.tap('o'); k.tap('p'); k.toggle(17,True); k.toggle(18,True); k.tap('!'
); k.toggle(18,False); k.toggle(17,False); k.tap('i'); k.tap('n'); k.tap('R'); k.tap('C');
k.tap('H'); k.toggle(16,True), k.tap(';'), k.toggle(16,False); k.tap('d'); k.tap('a'); k.ta
p('t')
                            k.tap('\n')
                            # Parameter to convert : RCH rate (14 * down arrow)
                            k.tap('\t')
                            k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40
); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40); k.tap(40)
                            k.tap('\t')
                            # Output file and GO
                            k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\t'); k.tap('\t')
                            k.tap('\n')
                            time.sleep(0.5)
                            k.tap('\n')
                            # Close window
```

```
                            k.toggle(18,True); k.tap(115); k.toggle(18,False)

############################################################
# LAUNCH MODFLOW AND CONVERT RESULTS FROM BINARY TO ASCII #
############################################################

                        modflow = winpexpect.winspawn('Modflow2v.exe')
                        modflow.sendline (model)
                        while modflow.isalive():
                            time.sleep(0.01)

                        bin2asc = winpexpect.winspawn('Bin2asc.exe')
                        while bin2asc.isalive():
                            time.sleep(0.01)

#################################################
# FILLING MATRIX WITH SIMULATED HEADS AND BUDGET #
#################################################

                        Hstemp = []
                        with open('HEADS.TXT','rU') as Heads:
                            for line in Heads:
                                if 'HEAD' not in line:
                                    ln = line.split('\n' and ' ')
                                    while '' in ln:
                                        ln.remove('')
                                    Hstemp.append([float(x) for x in ln])   # Add all head
values in a matrix
                        # Matrix of simulated heads : Hc[layer][line][col]
                        Hsim = [[[Hstemp[i][j] for j in range (0,col)] for i in range ((1-
1)*lin,l*lin)] for l in range (0,lay)]
                        # Warning : layers in Python in opposite order than Modflow (e.g. 0
=bot(modflow) 1=top(modflow))

                        Budgtemp = []
                        with open('BUDGET.TXT','rU') as Budget:
                            for i, line in enumerate(Budget):
                                if i > 0 and i < 127:
                                    ln = line.split('\n' and ' ')
                                    while '' in ln:
                                        ln.remove('')
                                    Budgtemp.append([float(x) for x in ln])   # Add all hea
d values in a matrix

                        # Matrix of meshes budgets : Hc[layer][line][col]
                        Budg = [[[Budgtemp[i][j] for j in range (0,col)] for i in range ((l
-1)*lin,l*lin)] for l in range (0,lay)]
                        # Warning : layers in Python in opposite order than Modflow (e.g. 0
=bot(modflow) 1=top(modflow))

#################################################
# COMPARISONS OF CALCULATED WITH OBSERVED VALUES #
#################################################

                        # Calculation of Hcalc of the boreholes by bilinear interpolation
                        Hcalc = []
                        Hobstemp = []
                        Nobstemp = []
                        Xobstemp = []
                        Yobstemp = []
                        Lobstemp = Lobs[:]
                        for n in range (0,len(Xobs)):
                            for l in range (0,lin):
                                for c in range (0,col):
                                    if Xobs[n]>(coord[l][c][0]-
(size/2)) and Xobs[n]<=(coord[l][c][0]+(size/2))\
```

```
                                    and Yobs[n]>(coord[l][c][1]-
(size/2)) and Yobs[n]<=(coord[l][c][1]+(size/2)):    # >= in case of a borehole in the midd
le of a cell
                                if Hsim[Lobs[n]][l][c] == -999.99:
                                    print 'Warning : Borehole',Nobs[n],'within a no
-flow cell'
                                    break
                                else:
                                    if Hsim[Lobstemp[n]][l][c] == -1E+30:
                                        #print 'Warning : Borehole',Nobs[n],'within
 a dry cell'
                                        Lobstemp[n] -
= 1    # Look for H of the lower layer
                                    if Xobs[n] - coord[l][c][0] >= 0 and Yobs[n] -
 coord[l][c][1] >= 0:      # >= in case of a borehole in the middle of a cell
                                        x1 = coord[l][c][0] ; y1 = coord[l][c][1]
                                        x2 = coord[l-1][c+1][0] ; y2 = coord[l-
1][c+1][1]
                                        Hx1y1 = Hsim[Lobstemp[n]][l][c] ; Hx2y2 = H
sim[Lobstemp[n]][l-1][c+1]
                                        Hx1y2 = Hsim[Lobstemp[n]][l-
1][c] ; Hx2y1 = Hsim[Lobstemp[n]][l][c+1]
                                    if Xobs[n] - coord[l][c][0] >= 0 and Yobs[n] -
 coord[l][c][1] <= 0:    # >= in case of a borehole in the middle of a cell
                                        x1 = coord[l][c][0] ; y1 = coord[l][c][1]
                                        x2 = coord[l+1][c+1][0] ; y2 = coord[l+1][c
+1][1]
                                        Hx1y1 = Hsim[Lobstemp[n]][l][c] ; Hx2y2 = H
sim[Lobstemp[n]][l+1][c+1]
                                        Hx1y2 = Hsim[Lobstemp[n]][l+1][c] ; Hx2y1 =
 Hsim[Lobstemp[n]][l][c+1]
                                    if Xobs[n] - coord[l][c][0] < 0 and Yobs[n] -
 coord[l][c][1] > 0:
                                        x1 = coord[l][c][0] ; y1 = coord[l][c][1]
                                        x2 = coord[l-1][c-1][0] ; y2 = coord[l-
1][c-1][1]
                                        Hx1y1 = Hsim[Lobstemp[n]][l][c] ; Hx2y2 = H
sim[Lobstemp[n]][l-1][c-1]
                                        Hx1y2 = Hsim[Lobstemp[n]][l-
1][c] ; Hx2y1 = Hsim[Lobstemp[n]][l][c-1]
                                    if Xobs[n] - coord[l][c][0] < 0 and Yobs[n] -
 coord[l][c][1] < 0:
                                        x1 = coord[l][c][0] ; y1 = coord[l][c][1]
                                        x2 = coord[l+1][c-
1][0] ; y2 = coord[l+1][c-1][1]
                                        Hx1y1 = Hsim[Lobstemp[n]][l][c] ; Hx2y2 = H
sim[Lobstemp[n]][l+1][c-1]
                                        Hx1y2 = Hsim[Lobstemp[n]][l+1][c] ; Hx2y1 =
 Hsim[Lobstemp[n]][l][c-1]
                                if Hx1y1 == -999.99 or Hx1y1 == -
1E+30 or Hx2y1 == -999.99 or Hx2y1 == -1E+30 or Hx1y2 == -999.99 or Hx1y2 == -
1E+30 or Hx2y2 == -999.99 or Hx2y2 == -1E+30:
                                    Hcalc.append(Hsim[Lobstemp[n]][l][c]) # If inte
rpolation not possible, value of the cell considered
                                    Hobstemp.append(Hobs[n])
                                    Nobstemp.append(Nobs[n])
                                    Xobstemp.append(Xobs[n])
                                    Yobstemp.append(Yobs[n])
                                else:
                                    A = np.array([[x1,y1,x1*y1,1],[x2,y1,x2*y1,1],[
x1,y2,x1*y2,1],[x2,y2,x2*y2,1]])
                                    B = np.array([Hx1y1,Hx2y1,Hx1y2,Hx2y2])
                                    X = np.linalg.solve(A,B)
                                    H = (Xobs[n]*X[0])+(Yobs[n]*X[1])+(Xobs[n]*Yobs
[n]*X[2])+X[3]
                                    Hcalc.append(H)
```

```
                                        Hobstemp.append(Hobs[n])
                                        Nobstemp.append(Nobs[n])
                                        Xobstemp.append(Xobs[n])
                                        Yobstemp.append(Yobs[n])

                        Hobsx = np.asarray(Hobstemp) ; Hcalcx = np.asarray(Hcalc)
                        RMSE = np.sqrt(((Hcalcx-Hobsx)**2).mean())
                        Err = np.mean(abs(Hcalcx-Hobsx))                # Mean error
                        ErrR = np.mean((abs(Hcalcx-
Hobsx)/Hobsx))        # Mean relative error

                        # Extraction of flow rates (boundaries + springs)
                        Mary = Budg[0][21][70]                          # Flow rate Mary-
Rose Spring
                        Qin = 0                                         # Upstream inlet f
low rate
                        QinNeg = 0                                      # To check if the
inlet does not turn into an outlet
                        QoutM = 0                                       # Outflow limestom
e Mouries
                        QoutMNeg = 0
                        QoutX = [27,28,29,30,31,32,33,34,35,36,37,38,39,40,41,42,43,44,45,4
6,46,45,45,45,46,46]
                        QoutY = [9,10,11,12,12,12,12,13,13,13,13,14,14,14,14,15,14,14,13,12
,11,10,9,8,7,6]
                        QinX = [70,71,72,73,76,76,76,76,76,76,75,75,75,76,76,76,76,77,78]
                        QinY = [7,7,7,7,6,7,8,9,10,11,12,13,14,15,16,17,18,19,19]
                        for i in range(0,19):
                            if Budg[0][QinY[i]][QinX[i]] > 0:
                                Qin += Budg[0][QinY[i]][QinX[i]]
                            else:
                                QinNeg += Budg[0][QinY[i]][QinX[i]]
                        for i in range(6,10):
                            if Budg[1][i][76] > 0:
                                Qin += Budg[1][i][76]
                            else:
                                QinNeg += Budg[1][i][76]
                        for i in range(0,26):
                            if Budg[0][QoutY[i]][QoutX[i]] < 0:
                                QoutM += Budg[0][QoutY[i]][QoutX[i]]    # Layer 2 (in modfl
ow, or 0 in modloop)
                            else:
                                QoutMNeg += Budg[0][QoutY[i]][QoutX[i]]

###################################
# DISPLAYING AND WRITING RESULTS #
###################################

                        if adjustM0 > 1 and a > 0 and adjustK == 0:
                            with open('Results/RMSEsensiMiocene_n%s.txt' %(loadKm+1),'a') a
s RMSEsensi:
                                RMSEsensi.write(str(coordt[nj][0])+'\t'+str(coordt[nj][1])+
'\t'+'{:.8f}'.format(Kmt[nj]-KmSAVE)+'\t'+'{:.8f}'.format(RMSE-RMSESAVE)+'\n')
                            Kmt[nj] = KmSAVE    # To set Km to the previous value (for sens
itivity)

                        if adjustM0 > 1 and (nj == adjustnjt[-
1] or adjustIT > 0) and adjustK == 0:
                            adjustK = 1
                            if adjustIT > 0: a = 1        # To directly go to wanted iterat
ion
                            adjustnj = [1e-17,5e-17,6e-17,7e-17,8e-17,9e-17,1e-16,2e-16,3e-
16,4e-16,5e-16,6e-16,7e-16,8e-
16] # So nj (in adjustnj) become the alpha to adjust the gradient method
                            RMSEsensiALL = [] ; KsensiALL = []
```

```
                            with open('Results/RMSEsensiMiocene_n%s.txt' %adjustIT,'rU') as
 sensi:
                                for line in sensi:
                                    ln = line.split('\t')
                                    while '' in ln:
                                        ln.remove('')
                                    RMSEsensiALL.append(float(ln[3]))
                                    KsensiALL.append(float(ln[2]))

                            #results.write('  adjustKm= '+str(a))
                            #results.write('  K2GEOmean= '+'{:.2e}'.format(10**(np.mean(K2c
rauLOG))))

                        if adjustK == 1:
                            print 'Alpha=', nj, '   K2GEOmean=', '{:.2e}'.format(10**float(
np.mean(K2crauLOG))), '   RMSE L2 =', '{:.3f}'.format(RMSE), ' Err =', '{:.3f}'.format(Err)
, '  Qin =', '{:.3f}'.format(Qin), ' QoutM =', '{:.3f}'.format(QoutM), ' Mary-
Rose =', '{:.3f}'.format(Mary)

                        if a < 1:
                            print 'Km=', '{:.2e}'.format(Km), ' Kp=', '{:.2e}'.format(Kp),
'   RMSE =', '{:.3f}'.format(RMSE), ' Err =', '{:.3f}'.format(Err), '  Qin =', '{:.3f}'.for
mat(Qin), ' QoutM =', '{:.3f}'.format(QoutM), ' Mary-Rose =', '{:.3f}'.format(Mary)
                            results.write('RnÂ° '+str(nR+1)+'  Ri= '+'{:.1f}'.format(float(
Ri))+'  Rn= '+'{:.1f}'.format(float(Rn)))
                            if Nsgs0 > 0:
                                results.write('  SGSnÂ° '+str(ni+1))
                                os.rename('SGS simKcail.txt', 'Results/'+str(Tstart)+'_SGSn
'+str(ni+1)+'.txt')
                            results.write('  RMSE= '+'{:.3f}'.format(float(RMSE))+'  Err= '
+'{:.3f}'.format(float(Err))+'  ErrRel= '+'{:.6f}'.format(float(ErrR))+' with '+str(len(Hob
sx))+' points')
                            results.write('  Qin= '+'{:.3f}'.format(float(Qin))+'  QinNeg=
'+'{:.3f}'.format(float(QinNeg))+'  QoutM= '+'{:.3f}'.format(float(QoutM))+'  QoutMNeg= '+'
{:.3f}'.format(float(QoutMNeg))+'  Mary-Rose= '+'{:.3f}'.format(float(Mary)))
                            results.write('  Kp= '+'{:.0e}'.format(float(Kp))+'  Km= '+'{:.
0e}'.format(float(Km)))
                            results.write('  K1GEOmean= '+'{:.2e}'.format(10**float(np.mean
(K1crauLOG)))+'  K1min= '+'{:.2e}'.format(float(min(K1crau)))+'  K1max= '+'{:.2e}'.format(f
loat(max(K1crau)))+'\n')

# Print Hobs and Hcalc for each piezometer
print ''
for n in range (0,len(Hobstemp)): print Nobstemp[n],':','Hobs =',Hobstemp[n],'Hcalc =', '{:
.3f}'.format(Hcalc[n])

# Save new K layer 2 after gradient adjustment
#saveKm = input('Save last permeability field of Layer 2 (0 = No ; x = Number of file) = ')

#if saveKm > 0:
#    with open('Results/KsensiMiocene_n%s.txt' %saveKm,'w') as Ksave:
#        for i in range(0,lin*col):
#            Ksave.write(str(coordt[i][0])+'\t'+str(coordt[i][1])+'\t'+'{:.8e}'.format(Kmt[
i])+'\n')

Tend = time.strftime('%d '+'%b '+'%Y  '+'%H:'+'%M:'+'%S')
print('\n'+Tend)
results.close()
```

LISTES DES TABLEAUX

Tableau 1 : Résumé des conditions aux limites de la nappe de la Crau 36
Tableau 2 : Informations sur les piézomètres télémesurés sur la plaine de la Crau 39
Tableau 3 : Synthèse des volumes prélevés pour l'AEP en 2011 et les coordonnées des captages 46
Tableau 4 : Synthèse des volumes prélevés pour l'AEI en 2011 et les coordonnées des captages 47
Tableau 5 : Synthèse des volumes prélevés pour l'AEA en 2011 et les coordonnées des captages 48
Tableau 6 : Bilan hydrologique obtenu par Dellery et al. (1964) 49
Tableau 7 : Bilan hydrologique obtenu par Berard et al. (1995) 50
Tableau 8 : Bilan hydrologique obtenu par l'INRA (Bailleux, pers.com) 51
Tableau 9 : Synthèse des correspondances entre lithographies et perméabilités associées 54
Tableau 10 : Données de porosités de drainage (S_y) trouvées dans la littérature 57
Tableau 11 : Synthèse des données des campagnes piézométriques 2013-2014 106
Tableau 12 : Paramètres des modèles variographiques utilisés pour l'interpolation des nouvelles cartes piézométriques 108
Tableau 13 : Résultats des indices de performance des modèles variographiques choisis pour l'interpolation des cartes piézométriques 109
Tableau 14 : Comparaison des moyennes piézométrique à long terme avec l'année 2013 ... 112
Tableau 15 : Hauteurs piézométriques moyennes de l'année hydrologique 2013 sur les points de contrôle du SYMCRAU 114
Tableau 16 : Résultats des simulations « zéros » du modèle en régime permanent 139
Tableau 17 : Résultats des itérations de la méthode du gradient sur les perméabilités des matériaux miocènes de la couche n°2 143
Tableau 18 : Bilan hydrologique par couche du système aquifère de la Crau simulé par le modèle hydrogéologique en régime permanent 149
Tableau 19 : Périodes d'irrigation déduites des chroniques piézométriques 155
Tableau 20 : Périodes de recharges simulées pour le modèles de transport isotopique en régime transitoire 156
Tableau 21 : Scénarios testés pour les simulations prospectives pour l'horizon 2030 171
Tableau 22 : Répartition temporelle des proportions de recharge par irrigation représentant des périodes de crises dans le scénario prospectif n°3 173

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Maquette d'un système aquifère (©GEOsciences Rennes) *11*
Figure 2 : Cuve rhéo-électrique (à gauche) et système maillé en résistances et capacités (à droite) du modèle de nappe d'Aquitaine de 1965 à 1971 (©CESEAU) *11*
Figure 3 : Gravimètre relatif Autograv CG-5 ..... *15*
Figure 4 : Coussoul de Crau *16*
Figure 5 : Canal d'irrigation et martelière *16*
Figure 6 : Base aérienne 125 d'Istres *16*
Figure 7 : Marais du Vigueirat *17*
Figure 8 : Installation d'un piézomètre de suivi quantitatif du SYMCRAU *17*
Figure 9 : Conditions aux limites du modèle MARTCRAU (Berard et al., 1995) *19*
Figure 10 : Piézométrie simulée et observée sur la période 2003-2010 (Baillieux, pers.com) *20*
Figure 11 : Topographie de la plaine de la Crau *22*
Figure 12 : Précipitations et températures moyennes annuelles en Crau *23*
Figure 13 : Précipitations à Arles, période 1970-2000 ..... *23*
Figure 14 : Schéma des principaux accidents tectoniques en Crau (Scanvic, 1981) *24*
Figure 15 : Dépôts anté-cailloutis du Sud de la Crau (Glintzboeckel, 1974) *25*
Figure 16 : Variations des épaisseurs de dépôts du Néogène dans le Bas-Rhône et la Provence (Catzigras et Colomb, 1981) *27*
Figure 17 : Schéma structural de la Crau (Colomb et Roux, 1986) *28*
Figure 18 : Hypothèse des cours de la Durance au Pléistocène (Gouvernet, 1959) *30*
Figure 19 : Log stratigraphique moyen de la plaine de la Crau *32*
Figure 20 : Coupes géologiques de la Crau – Voir Figure 17 pour la localisation des transects (Colomb et Roux, 1986) *33*
Figure 21 : Carte hydrogéologique et conditions aux limites de la nappe des cailloutis de Crau d'après Albinet et al. (1969) *34*
Figure 22 : Localisation de la tranchée drainante du GPMM (SAFEGE CETIIS, 2003) *35*
Figure 23 : Carte des isohypses du substratum des cailloutis (Roure et al., 2004) *37*
Figure 24 : Carte de localisation des points de suivis quantitatifs et qualitatifs de la nappe phréatique de la Crau *38*
Figure 25 : Carte des principaux canaux d'irrigation et des surfaces de prairies irriguées reconnues par orthophotographies (Seraphin, 2012) *40*
Figure 26 : Carte piézométrique du seuil de Lamanon (Archambault, 1950) *42*
Figure 27 : Carte de localisation des prélèvements d'eau souterraine *45*
Figure 28 : Evolution des prélèvements AEP depuis 1997 ..... *46*
Figure 29 : Carte de la répartition des valeurs de perméabilité extraites de la littérature *49*
Figure 30 : Classification des logarithmes des perméabilités obtenues par mesures in situ *50*
Figure 31 : Comparaison des perméabilités calculées par la méthode lithologique et celles mesurées (Simmarano, 2012) *51*
Figure 32 : Classification des logarithmes des perméabilités obtenues par la méthode lithologique *52*
Figure 33 : Classification des logarithmes des perméabilités obtenues par la méthode de Porchet (1930) *53*
Figure 34 : Carte des coefficients d'emmagasinement simulés par le modèle MARTCRAU (Berard et al., 1995) *53*

Figure 35 : Carte de localisation des échantillonnages isotopiques en Crau 55
Figure 36 : Représentation conceptuelle du modèle de mélange hydro-isotopique et les flux mis en œuvres ainsi que leurs compositions isotopiques associées ($\delta^{18}O$). 73
Figure 37 : Variations piézométriques du piézomètre P18B très influencé par l'irrigation des prairies 103
Figure 38 : Semi-variogrammes orientés (N0°, N45°, N90°, N135°) des données des campagnes piézométriques d'octobre 2013 (à gauche) et mai 2014 (à droite) 104
Figure 39 : Semi-variogrammes orientés (N0°, N45°, N90°, N135°) des résidus des données des campagnes piézométriques d'octobre 2013 (à gauche) et mai 2014 (à droite) 105
Figure 40 : Carte piézométrique de la nappe de la Crau d'octobre 2013 106
Figure 41 : Carte piézométrique de la nappe de la Crau de mai 2014 107
Figure 42 : Comparaison de la carte piézométrique d'Octobre 2013 avec celle d'Octobre 1967 108
Figure 43 : Exemples d'analyses des chroniques piézométriques à long terme des piézomètres du BRGM 110
Figure 44 : Répartition des points de contrôle utilisés pour la calibration du modèle en régime permanent du système aquifère de la Crau 111
Figure 45 : Carte localisant les logs stratigraphiques utilisés pour définir la nouvelle géométrie de l'hydro-système Craven 112
Figure 46 : Exemple de log stratigraphique présentant une épaisseur probablement incomplète des cailloutis mais supérieure aux points de donnée environnant (10 m maximum) 113
Figure 47 : Carte représentant les épaisseurs d'Holocène extraites de la BSS (BRGM) 116
Figure 48 : Carte des épaisseurs d'Holocène interpolées et le variogramme de krigeage associé 116
Figure 49 : Carte représentant les épaisseurs de Plio-Quaternaire extraites de la BSS (BRGM) 117
Figure 50 : Carte des épaisseurs de Plio-Quaternaire interpolées et le variogramme de krigeage associé 117
Figure 51 : Carte représentant les épaisseurs de Pliocène argileux extraites de la BSS (BRGM) 118
Figure 52 : Carte des épaisseurs de Pliocène argileux interpolées et le variogramme de krigeage associé 118
Figure 53 : Carte représentant les épaisseurs de Vindobonien extraites de la BSS (BRGM) 119
Figure 54 : Carte des épaisseurs de Vindobonien interpolées et le variogramme de krigeage associé 119
Figure 55 : Carte représentant les épaisseurs de Burdigalien extraites de la BSS (BRGM) 120
Figure 56 : Carte des épaisseurs de Burdigalien interpolées et le variogramme de krigeage associé 120
Figure 57 : Carte du tracé des coupes géologiques réalisées à partir des épaisseurs interpolés 121
Figure 58 : Coupe géologique n°1 (Est-Ouest) 121
Figure 59 : Coupe géologique n°2 (Nord-Sud) 122
Figure 60 : Coupe géologique n°3 (Nord-Sud) 122
Figure 61 : Surface piézométrique (bleu) extraite de la carte hydrogéologique de 1967 (Albinet et al., 1969) par rapport au mur de la couche de cailloutis plio-quaternaire interpolée dans cette étude (rouge) 123
Figure 62 : Horizons géologiques dans lesquels se situe la piézométrie d'Octobre 2013 124
Figure 63 : Discrétisation spatiale d'un système aquifère dans MODFLOW et indices des mailles de calcul (Chiang and Kinzelbach, 1998) 125

Figure 64 : Conditions aux limites, points de prélèvement, et piézomètres de contrôle de la couche n°1 ..... *127*
Figure 65 : Conditions aux limites et points de prélèvement de la couche n°2 ..... *128*
Figure 66 : Carte du logarithme des perméabilités des cailloutis interpolée et son semi-variogramme associé. *129*
Figure 67 : Schémas conceptuel des étapes suivies pour la calibration du modèle hydrogéologique du système aquifère de la Crau en régime permanent *133*
Figure 68 : Fréquences des erreurs piézométriques moyennes sur les variables de contrôle obtenues pour les différentes étapes de la calibration du modèle en régime permanent *135*
Figure 69 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs piézométriques (B) de la meilleur simulation « zéro » *136*
Figure 70 : Perméabilités moyennes et écart-types selon le pourcentage de simulations possédant les erreurs moyennes (ME) les plus faibles *137*
Figure 71 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs (B) de la meilleure simulation par inversion stochastique des champs de perméabilités *138*
Figure 72 : Champ du logarithme des perméabilités de la couche n°1 obtenue par simulations conditionnelles géostatistiques à l'issue de l'inversion stochastique *139*
Figure 73 : Champ du logarithme des perméabilités des matériaux miocènes de la couche n°2 à l'issue de la méthode du gradient *140*
Figure 74 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs (B) à l'issue de l'application de la méthode du gradient *141*
Figure 75 : Graphiques présentant les corrélations entre H observés et calculés (A), et les fréquences des erreurs (B) à l'issue de l'ajustement des recharges par tirage aléatoire *142*
Figure 76 : Carte piézométrie de la couche n°1 (nappe des cailloutis) du modèle en régime permanent *143*
Figure 77 : Carte piézométrie de la couche n°2 (nappe miocène) du modèle en régime permanent *144*
Figure 78 : Carte piézométrique de la nappe phréatique de la Crau simulée par le modèle hydrogéologique en régime permanent *145*
Figure 79 : Carte des flux verticaux par maille (500 x 500 m) à l'interface entre les deux couches de la simulation en régime permanent *147*
Figure 80 : Carte des vitesses d'écoulement de la nappe des cailloutis (couche n°1) *148*
Figure 81 : Carte des vitesses d'écoulement du réservoir miocène (couche n°2) *148*
Figure 82 : Carte interpolée des porosités de drainage estimées par la méthode des fluctuations de nappe et son semi-variogramme de krigeage associé *151*
Figure 83 : Localisation des 29 points de contrôle du modèle hydrogéologique en régime transitoire *155*
Figure 84 : Planche de comparaison des piézométries hebdomadaire simulées (rouge) et observées (noir) en m NGF *156*
Figure 85 : Comparaisons des amplitudes simulées et observées calculées pour l'année 2014 ..... *157*
Figure 86 : Cartes du signal isotopique simulé de la nappe des cailloutis (gauche) et de la nappe miocène (droite) d'octobre 2011 (A), de mars 2012 (B), et d'octobre 2012 (C) *159*
Figure 87 : Cartes du signal isotopique simulé de la nappe des cailloutis (gauche) et de la nappe miocène (droite) de mars 2013 (D), d'octobre 2013 (E), et d'octobre 2021 (F) *160*
Figure 88 : Comparaison de quelques chroniques de signaux isotopiques simulés aux valeurs observées *161*
Figure 89 : Graphique de corrélation entre les signaux isotopiques simulés et observés pendant cinq campagnes semestrielles pour la couche n°1 ..... *162*

Figure 90 : Cartes du signal isotopique simulé de la nappe des cailloutis (gauche) et de la nappe miocène (droite) 50 ans (A), 250 ans (B), et 375 ans (C) après les premières irrigations 164
Figure 91 : Conditions aux limites et prélèvements de la couche n°1 pour les simulations prospectives 166
Figure 92 : Conditions aux limites et prélèvements de la couche n°2 pour les simulations prospectives 167
Figure 93 : Etat des surfaces de prairies irriguées en 2020 169
Figure 94 : Chroniques piézométriques des points de suivis (Figure 91) des simulations prospectives de la nappe phréatique de la Crau 171

TABLE DES MATIERES

1. INTRODUCTION GENERALE 11

1.1. LA MODELISATION HYDROGEOLOGIQUE 12
1.2. LES METHODES D'ESTIMATION DE LA RECHARGE 13
1.2.1. TRACEURS GEOCHIMIQUES 13
1.2.1.1. ISOTOPES STABLES DE L'EAU (δD ; $\delta^{18}O$) 14
1.2.2. METHODES D'ANALYSE DES FLUCTUATIONS DE NAPPE 15
1.3. LES METHODES D'ESTIMATION DES COEFFICIENTS DE STOCKAGE 15
1.3.1. HYDRO-GRAVIMETRIE 16
1.4. LA PLAINE DE LA CRAU 17
1.5. OBJECTIFS ET ORGANISATION DE L'ETUDE 19

2. ETAT DES CONNAISSANCES DE L'HYDROSYSTEME DE LA CRAU 21

2.1. PRESENTATION DU SITE D'ETUDE 22
2.1.1. TOPOGRAPHIE DE LA REGION 22
2.1.2. LE CLIMAT 23
2.1.3. HISTOIRE GEOLOGIQUE DE LA CRAU 24
2.1.3.1. CRETACE 24
2.1.3.2. PALEOGENE 26
2.1.3.3. MIOCENE 26
2.1.3.4. PLIO-QUATERNAIRE 28
2.1.3.5. SYNTHESE 32
2.1.4. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE 34
2.1.4.1. CONDITIONS AUX LIMITES DE LA NAPPE DES CAILLOUTIS 34
2.1.4.2. LE SUBSTRATUM DES CAILLOUTIS 36
2.1.4.3. RESEAUX DE SUIVIS QUANTITATIFS ET QUALITATIFS 38
2.2. LES ENTREES ET SORTIES DE LA NAPPE DE LA CRAU 40
2.2.1. LA RECHARGE DE SURFACE 40
2.2.2. LES ENTREES LATERALES 41
2.2.3. LES SORTIES NATURELLES 42
2.2.4. LES PRELEVEMENTS 45
2.2.4.1. ALIMENTATION EN EAUX POTABLES (AEP) 45
2.2.4.2. ALIMENTATION EN EAUX INDUSTRIELLES (AEI) 47
2.2.4.3. ALIMENTATION EN EAUX AGRICOLES (AEA) 47
2.3. BILANS HYDROLOGIQUES OBTENUS PAR MODELISATIONS 49
2.3.1. PREMIER BILAN HYDROLOGIQUE DU BRGM (1964) 49
2.3.2. MODELE HYDROGEOLOGIQUE MARTCRAU (1995) 49
2.3.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE DE L'INRA (2013) 51
2.4. PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES ET HYDRODYNAMIQUES 52
2.4.1. PERMEABILITE 52

2.4.1.1. MESURES *IN SITU* 52
2.4.1.2. METHODE LITHOLOGIQUE 53
2.4.1.3. METHODE DE PORCHET 55
2.4.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE 56
2.4.3. DONNEES GEOCHIMIQUES 58

3. ESTIMATION DES RECHARGES DE L'AQUIFERE 61

3.1. PRÉAMBULE 62
3.2. PARTITIONING GROUNDWATER RECHARGE BETWEEN RAINFALL INFILTRATION AND IRRIGATION RETURN FLOW USING STABLE ISOTOPES: THE CRAU AQUIFER 62
3.3. ADDENDUM 76
3.4. ASSESSING IRRIGATION RETURN FLOWS IN A MEDITERRANEAN ALLUVIAL-TYPE AQUIFER USING ENVIRONMENTAL TRACERS 77

4. ESTIMATION DES POROSITES DE DRAINAGE 79

4.1. PRÉAMBULE 80
4.2. MULTI-APPROACH ASSESSMENT OF THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE SPECIFIC YIELD: CASE STUDY OF THE ALLUVIAL-TYPE CRAU PLAIN AQUIFER, FRANCE 81
4.2.1. INTRODUCTION 81
4.2.2. HYDROGEOLOGICAL SETTINGS 82
4.2.2.1. THE CRAU PLAIN AQUIFER 82
4.2.2.2. HYDROLOGICAL DATA 84
4.2.3. MATERIAL AND METHODS 84
4.2.3.1. IDENTIFICATION OF THE MAJOR RAINFALL EVENTS 84
4.2.3.2. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 85
4.2.3.3. REPRODUCING INFILTRATION ACROSS THE UNSATURATED ZONE 87
4.2.3.3.1. THEORETICAL BACKGROUND 87
4.2.3.3.2. NUMERICAL TREATMENT AND IMPLEMENTATION OF THE INFILTRATION MODEL 88
4.2.3.4. GRAVIMETRY 89
4.2.3.4.1. SURVEY SETUP AND DATA PROCESSING 89
4.2.3.4.2. INFERRING POROSITY FROM GRAVIMETRY MEASUREMENTS 90
4.2.4. RESULTS 90
4.2.4.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 90
4.2.4.2. INFILTRATION MODEL 91
4.2.4.3. GRAVIMETRY 92
4.2.4.3.1. AT THE AQUIFER SCALE 92
4.2.4.3.2. AT THE MEASUREMENT POINT SCALE 93
4.2.5. DISCUSSION 93
4.2.5.1. WATER TABLE FLUCTUATION METHOD 94
4.2.5.2. INFILTRATION MODEL 95
4.2.5.3. GRAVIMETRY 95
4.2.5.4. SPECIFIC YIELD SPATIAL DISTRIBUTION AND GLOBAL GROUNDWATER BUDGET 96
4.2.6. CONCLUSION 97
4.3. ADDENDUM 100

5. NOUVELLE MODELISATION DE LA NAPPE DE LA CRAU 103

5.1. INTRODUCTION 105
5.2. ANALYSES ET TRAITEMENTS DES DONNEES 106
5.2.1. PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DE LA CRAU 106
5.2.1.1. CONSTRUCTION DE CARTES PIEZOMETRIQUES ACTUALISEES 106
5.2.1.2. PIEZOMETRIE MOYENNE DE LONG TERME 112
5.2.2. MODELE GEOMETRIQUE DE LA PLAINE DE LA CRAU 115
5.2.2.1. UNE GEOMETRIE REALISTE DE L'HYDRO-SYSTEME DE LA CRAU 115
5.2.2.1.1. HOLOCENE 117
5.2.2.1.2. PLIO-QUATERNAIRE (CAILLOUTIS) 117
5.2.2.1.3. PLIOCENE ARGILEUX 117
5.2.2.1.4. VINDOBONIEN (TORTONIEN ET HELVETIEN) 118
5.2.2.1.5. MIOCENE INFERIEUR (BURDIGALIEN ET AQUITANIEN) 118
5.2.2.2. DISCUSSION SUR LA GEOMETRIE OBTENUE 124
5.2.2.3. IMPLICATION HYDROGEOLOGIQUE DE L'ANALYSE GEOMETRIQUE 126
5.3. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME PERMANENT 128
5.3.1. INTRODUCTION D'UNE GEOMETRIE BICOUCHE 129
5.3.2. CONDITIONS AUX LIMITES 129
5.3.3. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE 132
5.3.3.1. CHAMPS DE PERMEABILITES 132
5.3.3.2. VALEURS ET DISTRIBUTION DE LA RECHARGE 133
5.3.3.3. PRELEVEMENTS PAR POMPAGES 134
5.3.4. CALIBRATION DU MODELE EN REGIME PERMANENT 135
5.3.4.1. VARIABLES DE CONTROLE 135
5.3.4.2. METHODOLOGIE DE LA CALIBRATION 136
5.3.5. RESULTATS DES DIFFERENTES ETAPES DE CALIBRATION 138
5.3.5.1. RESULTATS DES SIMULATIONS DE REFERENCE (ETAPE 0) 138
5.3.5.2. INVERSION STOCHASTIQUE DES CHAMPS DE PERMEABILITES (ETAPES 1 ET 2) 140
5.3.5.3. INVERSION DE LA PERMEABILITE DE LA COUCHE N°2 PAR LA METHODE DU GRADIENT (ETAPE 5) 142
5.3.5.4. AJUSTEMENT FINAL DE LA RECHARGE (ETAPE 6) 145
5.3.6. DISCUSSIONS ET CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT 146
5.3.6.1. CARTES PIEZOMETRIQUES SIMULEES 146
5.3.6.2. BILAN HYDROLOGIQUE 149
5.3.6.3. VITESSES D'ECOULEMENT 150
5.3.6.4. CONCLUSIONS SUR LA MODELISATION EN REGIME PERMANENT 152
5.4. MODELE HYDROGEOLOGIQUE EN REGIME TRANSITOIRE 153
5.4.1. PARAMETRES ET VARIABLES DU MODELE TRANSITOIRE 153
5.4.1.1. PERIODES ET DUREE DE SIMULATIONS 153
5.4.1.2. COEFFICIENTS DE STOCKAGE 153
5.4.1.3. RECHARGES 154
5.4.1.4. SIMULATION DU TRANSPORT DU SIGNAL ISOTOPIQUE 156
5.4.2. RESULTATS ET INTERPRETATIONS DU MODELE TRANSITOIRE 158
5.4.2.1. PIEZOMETRIE SIMULEE 158
5.4.2.2. TRANSPORT ISOTOPIQUE 161
5.4.2.2.1. SIMULATION A COURT TERME 161
5.4.2.2.2. SIMULATION A LONG TERME 166
5.5. SIMULATIONS PROSPECTIVES 169
5.5.1. MODIFICATION DES CONDITIONS AUX LIMITES 169
5.5.2. POINTS DE SUIVIS DE LA NAPPE 171

5.5.3. SCENARIOS 171
5.5.3.1. REDUCTION DES SURFACES DE PRAIRIES IRRIGUEES 171
5.5.3.2. CHANGEMENT CLIMATIQUE 172
5.5.3.3. REDUCTION DE LA DOTATION EN EAUX D'IRRIGATION 173
5.5.4. RESULTATS 173
5.5.5. CONCLUSION DES SIMULATIONS PROSPECTIVES 176

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES 179

BIBLIOGRAPHIE 184

ANNEXES 193

LISTES DES TABLEAUX 247

LISTE DES FIGURES 248

TABLE DES MATIERES 252

Contribution du traçage isotopique ($\delta^{18}O$ et δD) à la compréhension et à la modélisation hydrogéologique de la nappe de la Crau.

La plaine de la Crau (Bouches-du-Rhône, France) renferme une nappe phréatique alluviale qualifiée de « ressource patrimoniale ». Débutée il y a près de 500 ans par la création d'un réseau de canaux, la mise en culture de prairies est, encore aujourd'hui, pratiquée selon une technique d'irrigation traditionnelle par submersion. Provenant d'un autre bassin versant, les eaux d'irrigation ont un effet majeur sur la recharge de la nappe. Néanmoins, l'urbanisation progressive du territoire, l'augmentation des prélèvements, et le changement climatique menacent l'équilibre actuel de la nappe de la Crau. La préservation de cette ressource nécessite donc la production d'un outil de gestion performant prenant en compte la globalité de cet hydro-système, ainsi que sa complexité géométrique et hydrologique. Nous avons remarqué que le réservoir superficiel des cailloutis de la Crau présente une connexion hydraulique avec un réservoir molassique sous-jacent mal connu. Cette thèse présente une approche originale de modélisation hydrogéologique en estimant, à chaque étape, les variables et paramètres nécessaires de manière indépendante, réduisant ainsi un problème récurrent d'équifinalité. Un contraste isotopique important entre le signal des eaux d'irrigation exogènes (d'origines Alpine) et les précipitations locales a permis d'utiliser les isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}O$ et δD) comme traceurs conservatifs dans un modèle de mélange global pour estimer ces contributions à la recharge totale (69 ± 9% par excédents d'irrigation). Les recharges étant fixées, la calibration d'un modèle hydrogéologique en régime permanent réalisée par inversion stochastique des champs de perméabilité autorise la simulation d'un bilan hydrologique en accord avec l'inventaire des entrées et sorties de nappe. Déterminées indépendamment de toute modélisation hydrogéologique, la distribution spatiale des porosités de drainage permet une bonne reproduction les fortes saisonnalités du système aquifère de la Crau, tout en respectant la réalité paramétrique. La simulation du transport isotopique reproduit fidèlement les données observées, mais également quatre siècles d'irrigation ayant conduit à la distribution actuelle du signal isotopique. Constituant donc un outil prospectif fiable, ce nouveau modèle est alimenté par des scénarios réalistes permettant d'observer les impacts du changement climatique, de l'évolution de l'occupation des sols planifiée, et de réductions occasionnelles de la dotation en eaux d'irrigation à l'horizon 2030. Sous les effets combinés de ces réductions de la recharge (jusqu'à -19%), la nappe phréatique de la Crau pourrait être soumise à une diminution de sa surface piézométrique allant jusqu'à 2 m entrainant l'assèchement de zones humides rares et protégées.

Mots clés : modélisation hydrogéologique, plaine de la Crau, irrigation, multicouche, isotopes stables de l'eau, gravimétrie, géostatistiques

Contribution of isotopic tracing ($\delta^{18}O$ and δD) for understanding and hydrogeological modeling of the groundwater of the Crau aquifer.

The Crau plain (Southern France) contains an alluvial aquifer described as a regional "heritage resource". Started nearly 500 years ago by creating a network of canals, the cultivation of grasslands is even today performed using a traditional technique of irrigation by flooding. Derived from another watershed, irrigation water has a major impact on the recharge of the aquifer. Nevertheless, urbanization of the territory, increase of uptakes, and climate change threaten the existing balance of the Crau aquifer. The preservation of this resource therefore requires the production of an efficient management tool accounting for the whole hydro-system in its hydrological and geometric complexity. We noticed that the shallow gravel stone layer presents a hydraulic connection with a poorly known underlying molassic reservoir. This thesis presents an original approach of hydrogeological modeling by independently estimating, for each step, the necessary variables and parameters, reducing a recurring problem of equifinality. A large isotopic contrast between the signal of the exogenous irrigation water (Alpine origin) and the local precipitation allowed the use of stable isotopes of water ($\delta^{18}O$ and δD) as conservative tracers in a global mixing model to estimate these contributions to the overall recharge (69 ± 9% from irrigation return flows). Recharges being fixed, a stochastic inversion of the permeability fields of the two reservoirs has been performed to calibrate the steady state model, allowing the simulation of a water balance in accordance with the inventory of groundwater inputs and outputs. Estimated independently of any hydrogeological modeling, the specific yield distribution provides a good reproduction the strong seasonality of the Crau aquifer in strict accordance with the parametric reality. The simulation of isotopic transportation faithfully reproduces the observed data, but also four centuries of irrigation practice that led to the current distribution of the isotopic signal. Providing a reliable forecasting tool, this new model is implemented by realistic scenarios to observe the impacts of climate change, the evolution of the planned land-use, and occasional reductions of irrigation input in 2030. Under the combined effects of these recharge reductions (up to -19%) the water table could be subjected to local decreases up to 2 m, leading to the drying up of rare and protected wetlands.

Keywords: hydrogeological modeling, Crau plain, irrigation, multi-layer aquifer, stable isotopes of water, gravimetry, geostatistics