



HAL
open science

Etude expérimentale et numérique du transfert hydrique dans la plaine de Sidi Bouzid

Manel Boughanmi

► **To cite this version:**

Manel Boughanmi. Etude expérimentale et numérique du transfert hydrique dans la plaine de Sidi Bouzid. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg; Université de Sousse (Tunisie), 2018. Français. NNT : 2018STRAH010 . tel-02143119

HAL Id: tel-02143119

<https://theses.hal.science/tel-02143119>

Submitted on 29 May 2019

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

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

Université

de Strasbourg

Ecole Doctorale Science de la Terre
et de l'Environnement



THESE

En cotutelle avec l'Institut Supérieur Agronomique de Chott Meriem, Tunisie

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE STRASBOURG

Spécialité : Hydrogéologie

Présentée par

Manel BOUGHANMI

Etude expérimentale et numérique du transfert hydrique dans la plaine de Sidi Bouzid

Soutenue le 19 Décembre 2018

Membres du Jury

Président :	M. P. ACKERER	LHyGeS Strasbourg
Directeur de thèse :	M. G. SCHÄFER	LHyGeS Strasbourg
Directeur de thèse :	M. R. MAJDOUB	ISA Chott Meriem
Rapporteur :	Mme J. TARHOUNI	INAT
Rapporteur :	M. M. VANCLOOSTER	Université Catholique de Louvain
Examineur :	M. S. JALLALI	CERTE Borj Cedria
Membre invité :	M. L. DRIDI	GINGER BURGEAP



Dédicace

Louange A Dieu Le Tout Puissant



Je dédie cette thèse

*À **Ali** et **Zahoua**, eux qui sont à la base de tout*

*À mon cher mari **Ghaith**, pour m'avoir soutenue*

*À mes deux frères **Mouhamed** et **Hamdi***

*À ma sœur **Kaouther***

*À mon beau-frère **Fayssel***

*À ma belle-mère **Insaf**, pour l'amour qu'elle m'a toujours accordée*

*À mon beau père **Abd Aziz***

*À mes belles sœurs **Boudour**, **Rania** et **Cyrine***

*À ma meilleure amie **Abir***

*À tous **mes amis***

À toute personne qui m'a soutenue et aidée à franchir cet horizon

Je vous dis merci et je vous dédie le fruit de mes années d'études.

.....Manel

Remerciements

Les travaux de recherche qui ont fait l'objet de ce mémoire ont été réalisés en alternance entre l'Université de Sousse (Tunisie) à l'Institut Supérieur Agronomique de Chott Meriem (ISA-CM) et l'Université de Strasbourg, au sein de l'équipe « TRansferts dans les HYdrosystèmes Continentaux (TrHyCo) » du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg (LHyGeS).

*Ces quelques mots marquent l'achèvement de trois années de recherche, et l'épilogue de mon passage sur « les bancs de l'école ». Je profite de ces lignes pour exprimer ma reconnaissance à ceux qui m'ont accompagné durant ces belles années. Commençons par le commencement, je vais tout d'abord remercier mes deux directeurs **SCHÄFER Gerhard** et **MAJDOUB Rajouene** qui ont contribué à la réussite de cette thèse.*

*Merci **SCHÄFER Gerhard**, pour vos visites matinales presque quotidiennes qui ont été marquées à chaque fois de remarques pertinentes et de nouvelles idées qui m'ont permis de démarrer du bon pied ma journée ! Merci pour votre disponibilité (même tardivement pendant le soir) et surtout votre confiance qui a été un élément moteur pour ma réussite. Par ses qualités scientifiques et humaines, j'ai agréablement vécu l'expérience de la recherche à laquelle il a mis généreusement tout son savoir et toutes ses compétences pour assurer une réussite qui lui a beaucoup tenu à cœur. Je lui dois le plus grand respect. Qu'il trouve ici toute ma reconnaissance.*

*Merci **MAJDOUB Rajouene**, pour votre encadrement et vos directives impressionnantes durant ce travail. Je vous remercie pour vos qualités humaines dont vous avez fait preuve à mon égard pour m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce sujet. Je suis également reconnaissante pour votre temps conséquent que vous m'avez accordé.*

*Je suis très reconnaissante envers Mr **DRIDI Lotfi**, maître assistant à l'Institut Supérieur Agronomique de Chott Meriem, qui s'est beaucoup dépensé pour l'aboutissement de ce travail et qui m'a beaucoup impressionné par son apport dont j'avais énormément besoin. Avec lui, je dis tout simplement que j'ai beaucoup appris. Merci, pour votre encouragement incessant et vos conseils stimulants et avisés à chaque étape de cette thèse. Vous m'avez tant aidé pendant ces trois années, vous avez toujours été présent. Merci vraiment pour cette belle expérience qui a été initiée lors de mon stage du Projet de Fin d'Etudes (PFE), sans vous je n'aurais pu commencer cette aventure à Strasbourg.*

*Ma profonde gratitude s'adresse à Mme **TARHOUNI Jamila**, professeur à l'Institut National Agronomique de Tunisie et Mr **VANCLOOSTER Marnik**, professeur à l'Université Catholique de Louvain pour l'honneur que j'ai eu lorsqu'ils ont accepté de rapporter ce travail. Qu'ils veuillent accepter mes vifs remerciements.*

*Mes remerciements vont également à Mr **ACKERER Philippe**, directeur des recherches à l'Université de Strasbourg et Mr **JELLALI Salah**, maître de conférences au Centre de Recherches et des Technologies des Eaux (CERTE) de Borj-Cédria, qui ont accepté d'examiner ma thèse et de me faire part de leurs remarques pertinentes.*

*Mes sincères remerciements s'adressent aussi à Mr **HAMDI Mongi**, ingénieur principal au Commissariat Régional de Développement Agricole (CRDA) de Sidi Bouzid, pour son aide et sa disponibilité. Il n'a pas hésité à m'appuyer afin de mener à bien les déplacements à Sidi Bouzid et les travaux de terrain. Merci pour toutes les données que vous m'avez fournies.*

*J'adresse tous mes remerciements à Mr **HACHICHA Mohamed**, directeur de recherche à l'Institut National de Recherche en Génie Rural Eaux et Forêts, qui m'a fourni le matériel pour la réussite de mon expérience de drainage interne. Je le remercie vivement pour son aide.*

Je pense particulièrement à toutes les personnes qui m'ont soutenu pendant mes séjours à Strasbourg et avec qui j'ai eu d'agréables moments, une pensée spéciale à Fethi Etaib, Hanen Hajeji, Abidi Nejib, Amor Berez, Rouba Nesserline, Zeineb Boufares, Ahlame Boubazine, Amira, Khaled Abdelmnaouer, Hela Belguith, Housseem, Andreas, Hamid Badri, Housseem

Merci à tous les membres du laboratoire du sol à l'ISA-CM : Soumeiya M'nassri, Amel Ghannem, Issam Jawadi, Fourati Marwa, Nadia Ben Dhiab, Nouha Jridi....etc.

*Je tiens ensuite à remercier **mon mari**. Merci d'avoir supporté mes sauts d'humeur ces derniers temps. Merci de m'avoir toujours encouragé et soutenu.*

Enfin, parce que la thèse est aussi une aventure psychologique parfois « chaotique », je remercie également mes parents qui m'ont toujours supportée et encouragée à aller de l'avant dans mes études, même si parfois j'avais de gros doutes. Ça valait vraiment le coup maintenant que c'est fait ! Aller à l'université et poursuivre le doctorat a été une très bonne initiative et je ne voudrais pas refaire les choses autrement.

Je vous souhaite à tous une agréable lecture.

Table des matières

DEDICACE.....	I
REMERCIEMENTS.....	II
TABLE DES MATIERES	IV
LISTE DES ABREVIATIONS	IX
LISTE DES SYMBOLES	X
LISTE DES FIGURES.....	XIII
LISTE DES TABLEAUX	XVI
LISTE DES ANNEXES	XVIII
RESUME.....	XIX
ملخص	XX
ABSTRACT	XXI
INTRODUCTION.....	1
PARTIE 1 : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE.....	6
<i>Chapitre 1 : Ecoulements et recharge des nappes en zones semi-arides</i>	7
1.1 Recharge des nappes en zones semi-arides	7
1.1.1 L'eau souterraine : une composante spécifique et primordiale.....	7
1.1.2 Recharge naturelle et artificielle des nappes	9
1.1.2.1 Recharge naturelle	9
1.1.2.2 Recharge artificielle.....	11
1.1.3 Méthodes d'estimation de la recharge.....	12
1.1.3.1 Méthodes directes	13
1.1.3.2 Méthodes empiriques.....	13
1.1.3.3 Méthodes des traceurs	13
1.1.3.4 Méthodes hydrologiques.....	14
1.1.3.5 Méthodes numériques.....	15
1.1.4 Choix et défis liés à la méthode d'estimation de la recharge	15
1.2 Bilan en eau	18
1.2.1 Infiltration météorologique	18
1.2.2 Evaporation	18
1.2.3 Extraction racinaire	20
1.2.4 Echange nappe/oued.....	21
1.2.5 Extraction par puits de pompages	24
1.2.5.1 Estimation statistique.....	24
1.2.5.2 Approche basée sur la télédétection	25
1.3 Conclusion.....	25

Chapitre 2 : Modélisation numérique du transfert hydrique en milieu poreux..... 27

2.1	Hydrodynamique en milieu poreux.....	27
2.1.1	Ecoulement en milieu poreux saturé.....	27
2.1.1.1	Loi de Darcy.....	27
2.1.1.2	Equation de conservation de masse.....	28
2.1.2	Ecoulement en milieu poreux non saturé.....	29
2.1.2.1	Loi de Darcy généralisée.....	29
2.1.2.2	Equation de conservation de la masse.....	30
2.1.2.3	Equation de Richards.....	30
2.1.3	Relations constitutives.....	31
2.1.3.1	Courbe de rétention d'eau.....	31
2.1.3.2	Conductivité relative.....	33
2.2	Différentes approches numériques et codes de calcul.....	34
2.3	Conclusion.....	35

PARTIE 2 : MATERIEL ET METHODES..... 36

Chapitre 3 : Présentation de la zone d'étude 37

3.1	Localisation géographique.....	37
3.1.1	Cadre climatique.....	38
3.1.1.1	Pluviométrie.....	38
3.1.1.2	Température.....	40
3.1.1.3	Humidité relative.....	40
3.1.1.4	Evaporation.....	41
3.1.1.5	Vent.....	42
3.2	Cadre hydrographique.....	43
3.2.1	Oued El Fekka.....	44
3.2.2	Oued Serg Dhiba.....	45
3.2.3	Oued El Hachim.....	46
3.3	Ouvrages d'épandages des eaux de crues.....	47
3.4	Conclusion.....	49

Chapitre 4 : Etude géologique et hydrogéologique de la plaine de Sidi Bouzid..... 51

4.1	Contexte géologique.....	51
4.1.1	Cadre stratigraphique.....	51
4.1.1.1	Secondaire.....	53
4.1.1.1.1	Trias.....	53
4.1.1.1.2	Jurassique.....	54
4.1.1.1.3	Crétacé.....	54
4.1.1.1.4	Tertiaire.....	58
4.1.1.2	Quaternaire.....	59
4.1.2	Cadre structural.....	59
4.1.2.1	Structure anticlinales.....	60

4.1.2.1.1	Anticlinal de Dj. El Kabar	60
4.1.2.1.2	Anticlinal de Dj. Lassouda	60
4.1.2.1.3	Alignement de Dj. Rakhmat et Dj. Hamra	61
4.1.2.1.4	Anticlinal de Dj. El Hfey	61
4.1.2.2	Structures synclinales	61
4.1.2.2.1	Synclinal de la plaine de Sidi Bouzid.....	61
4.1.2.2.2	Synclinal d'oued El Hachim.....	62
4.1.2.3	Failles.....	62
4.1.2.3.1	Faïlle de Kasserine.....	62
4.1.2.3.2	Faïlle de Sidi Ali Ben Aoun	62
4.1.2.3.3	Faïlle de Lassouda Boudinar	63
4.2	Etude hydrogéologique	63
4.2.1	Géométrie de l'aquifère.....	63
4.2.2	Fonctionnement hydrodynamique.....	66
4.2.2.1	Paramètres hydrodynamiques.....	66
4.2.2.2	Etude piézométrique	66
4.2.2.3	Exploitation par les puits	70
4.2.2.4	Bilan hydrogéologique	72
4.2.2.4.1	Entrées	72
4.2.2.4.2	Sorties	73
4.3	Conclusion.....	74
Chapitre 5 : Caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée		76
5.1	Mesures in situ	76
5.1.1	Conductivité hydraulique à saturation.....	76
5.1.1.1	Perméamètre de Guelph.....	76
5.1.1.1.1	Protocole expérimental	77
5.1.1.1.2	Théorie et mode de calcul.....	78
5.1.1.2	Double anneau	80
5.1.2	Mesure de la teneur en eau et de la pression	81
5.1.2.1	Réflexométrie dans le domaine temporel	81
5.1.2.2	Sonde Watermark	82
5.2	Mesures au laboratoire	83
5.2.1	Analyse granulométrique	83
5.2.2	Densité apparente	83
5.3	Etude comparative de la conductivité hydraulique à saturation.....	83
5.4	Classification texturale.....	85
5.5	Détermination des paramètres hydrodynamiques	87
5.5.1	Essai de drainage interne.....	87
5.5.1.1	Principe et déroulement	87
5.5.1.2	Dispositif expérimental.....	89
5.5.1.2.1	Installation des instruments de surveillance hydrique.....	90
5.5.1.2.2	Caractérisation pédologique	91
5.5.1.3	Résultats.....	92
5.5.1.3.1	Suivi de l'humidité et de la pression capillaire lors de la phase de l'arrosage	92

5.5.1.3.2	Suivi de l'humidité et la pression capillaire lors de la phase de redistribution	95
5.5.1.3.3	Détermination de la conductivité avec la théorie de Hillel et al (1972)	96
5.5.2	Approche granulométrique.....	97
5.6	Conclusion.....	98

PARTIE 3 : RÉSULTATS ET DISCUSSION 100

Chapitre 6 : Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zones of alluvial aquifers in semi-arid regions 101

6.1	Introduction	102
6.2	Materials and methods	104
6.2.1	Study area.....	104
6.2.2	Spreading perimeters.....	106
6.2.3	Numerical flow model of the vadose zone.....	107
6.2.4	Numerical case studies	110
6.3	Results and discussions	118
6.3.1	Variation of the wetting front and soil water pressure profile	118
6.3.2	Effect of evaporation at the soil surface.....	120
6.3.3	Spatial moments of soil moisture distribution.....	121
6.3.4	Quantification of groundwater recharge	125
6.3.5	Impact of root water uptake	127
6.4	Conclusion.....	128

Chapitre 7 : Modélisation tridimensionnelle des écoulements de la plaine de Sidi Bouzid 131

7.1.	Construction du modèle hydrodynamique tridimensionnel de l'aquifère de Sidi Bouzid	131
7.1.1.	Modèle conceptuel	131
7.1.2.	Paramétrisation du modèle numérique.....	132
7.1.2.1.	Géométrie et discrétisation verticale de l'aquifère	132
7.1.2.2.	Conditions initiales	133
7.1.2.3.	Conditions aux limites	134
7.1.2.3.1.	Condition de type Dirichlet	134
7.1.2.3.2.	Condition de type Neumann	135
7.1.2.3.3.	Approche de la dynamique des eaux de crues	136
7.1.2.3.4.	Approche échange nappe-rivière	137
7.1.2.3.5.	Approche de l'intégration de l'évaporation.....	139
7.1.2.3.6.	Prélèvement d'eau par des puits	140
7.1.2.3.7.	Paramètres hydrodynamiques.....	140
7.2.	Simulation des écoulements en régime transitoire (1993-2013) : Etat de référence	142
7.2.1.	Etat de référence (durée de simulation = 30 j)	142
7.2.1.1.	Choix du critère de convergence	142
7.2.1.2.	Evolution du niveau piézométrique	143

7.2.1.3. Bilan hydrique	145
7.2.2. Etat de référence (durée de simulation = 2 ans)	147
7.2.2.1. Comparaison entre les charges hydrauliques mesurées et simulées... ..	147
7.2.2.2. Bilan hydrique	148
7.3. Etude de sensibilité du modèle numérique.....	149
7.3.1. Contribution des épandages des crues à la recharge de la nappe	149
7.3.1.1. Comparaison du niveau piézométrique simulé et observé	149
7.3.1.2. Bilan hydrique	150
7.3.2. Influence de la perméabilité au niveau des zones d'épandages sur la recharge de la nappe	152
7.3.2.1. Evolution du niveau piézométrique	152
7.3.2.2. Bilan hydrique	153
7.3.3. Influence du débit de pompage sur l'évolution du niveau piézométrique de la nappe.....	153
7.3.3.1. Evolution du niveau piézométrique	153
7.4. Conclusion.....	154
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES.....	156
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	161
ANNEXES.....	185

Liste des abréviations

Cl	: Chlorure
CRDA	: Commissariat Régional au Développement Agricole
CERTE	: Centre des Recherches et des Technologies des Eaux
DF	: Différences finies
DGRE	: Direction Générale des Ressources Hydriques
Dj	: Djebel
DOI	: Identifiant numérique d'objet
EUT	: Eaux Usées Traitées
EF	: Eléments finis
FIDA	: Financement du fonds International pour le développement Agricole
GP	: Perméamètre de Guelph
²H	: Deutérium
³H	: Tritium
ISA-CM	: Institut Supérieur Agronomique de Chott Meriem
INAT	: Institut National Agronomique de Tunisie
LHyGeS	: Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie de Strasbourg
Pz	: Piézomètre
Pz*	: Piézomètre
STEP	: STation d'EPuration
SIG	: Système d'Information Géographique
TrHyCo	: Transferts dans les Hydrosystèmes Continentaux
TDR	: Réflectométrie dans le Domaine Temporel
USDA	: United States Department of Agriculture
VER	: Volume Elémentaire Représentatif
ZNS	: Zone non saturée
ZS	: Zone saturée

Liste des symboles

a	: Rayon
A	: Section du milieu poreux
b	: Paramètre empirique
B_{max}	: Longueur maximale
c	: Paramètre empirique
C	: Facteur de forme
d	: Niveau du toit de la nappe
d_a	: Densité apparente
d_{cr}	: Profondeur critique
d_{max}	: Profondeur maximale
D	: Diffusivité
e	: Paramètre empirique
E_s	: Evaporation du sol
ET	: Taux d'évaporation
ET₀	: Evapotranspiration de référence
ET_{pot}	: Evaporation potentielle
g	: Accélération de pesanteur
h	: Charge hydraulique
H	: Charge hydraulique
H_i	: Charge d'eau imposée
i	: Gradient hydraulique
I_g	: Indice de pente globale
k	: Perméabilité intrinsèque
K	: Conductivité hydraulique
K_c	: Coefficient cultural
K_r	: Conductivité relative
K_s	: Conductivité hydraulique à la saturation
l	: Length of the wadi
L	: Longueur
Le	: Front d'écoulement
L_r	: Lamme d'eau ruisselée
l_{max}	: Longueur racinaire maximal
M	: Moyenne des températures maximales
M_i	: Moment d'ordre i
m	: Moyenne des températures minimales
n	: Paramètre de distribution des tailles des pores
¹⁸O	: Oxygène
P	: Précipitation moyenne annuelle
P_s	: Poids sec de l'échantillon
p	: Pression de l'eau
p_c	: Pression capillaire
P_v	: Pluviométrie
p_z	: Paramètre empirique
\tilde{q}	: Constant water infiltration flux
q	: Vecteur de vitesse de Darcy
Q	: Débit
\tilde{Q}	: Terme puits/source

Q_e	: Quotient pluviométrique
$Q_{up}(\psi, \tilde{Z})$: Extraction racinaire
Q_{evap}	: Extraction par évaporation
Q_{SF_i}	: Stream flow rate at wadi El Fekka
Q_{sp_i}	: Flow rate at the Hachim and Fekka spreading perimeters
r	: Paramètre empirique
\bar{R}	: Vitesse de descente
S	: Surface
S_0	: Coefficient d'emménagement
S_e	: Saturation effective
S_r	: Saturation résiduelle
$S_m(\tilde{Z})$: Distribution normalisée du prélèvement
t	: Temps
t_{b_i}	: The base time of the flooding event
$t_{i,a}$: Time of beginning of flooding event i
$t_{i,a}$: Time of ending of flooding event i
T	: Température
Tr	: Transmissivité
T_{pot}	: Potentiel de transpiration
V	: Volume de l'échantillon
V_r	: Volume d'eau ruisselé
V'_i	: Water volume of storm flow
V_{inf_i}	: Infiltrated water along wadi El Hatab
$V_{diff_{kh-GP3}}$: Différence du volume entre « Kh » et « GP3 »
$V_{inf-oued}$: Volume infiltré au niveau du tracé A
$V_{inf-périmètre}$: Volume infiltré au niveau des périmètres
Wb_i	: Water blade at spreading perimeters
W_i	: Wetted width of the wadi
W_{max}	: Maximum width of wadi El Hatab
X	: Surface de réservoir externe
Y	: Surface de réservoir interne
Z	: Cote
\tilde{Z}	: Profondeur dirigé vers le bas
z_c	: Centre de masse

Symboles Grecs

α	: Paramètre de forme
α^*	: Paramètre de forme
ρ	: Masse volumique
ν	: Viscosité
Ψ	: Pression capillaire
Ψ_{50}	: Potentiel de pression pour lequel la transpiration est réduite à 50%
ε	: Porosité
σ_z^2	: Variance
θ	: Teneur en eau
θ_{fc}	: Teneur en eau à la capacité au champ
θ_r	: Teneur en eau résiduelle
θ_s	: Teneur en eau à saturation

θ_{wp}	: Teneur en eau au point de flétrissement
$\gamma(\Psi)$: Fonction de réponse de stress hydrique
$\beta(\tilde{z})$: Distribution des racines
β	: Ajustement constant
Δh	: Différence de charge
Δt	: Pas de temps
$\Delta t_{i,inf}$: Infiltration time of the water blade after the end of flooding event i

Liste des figures

Chapitre 1

Figure 1. Distribution de l'eau dans le monde	8
Figure 2. Différents mécanismes de recharge	10
Figure 3. Plages de taux de recharge, échelles temporelles et spatiales pour lesquelles les estimations de recharge sont valides pour différentes techniques d'estimation.....	16
Figure 4. Schéma du processus d'échange nappe-rivière	22

Chapitre 2

Figure 5. Représentation d'une courbe de rétention d'eau	32
Figure 6. Allure générale des courbes $K(h)$ et $K(\theta)$	33

Chapitre 3

Figure 7. Localisation de la zone d'étude	37
Figure 8. Pluviométrie moyenne annuelle (1980-2013).....	38
Figure 9. Pluviométrie mensuelle annuelle (1980-2013)	39
Figure 10. Pluviométrie saisonnières moyenne (1980-2013).....	39
Figure 11. Température mensuelle moyenne (2005-2015)	40
Figure 12. Humidité relative mensuelle moyenne (2005-2015).....	41
Figure 13. Evaporation potentielle mensuelle moyenne (2005-2015)	41
Figure 14. Vitesse moyenne mensuelle du vent (2005-2015)	42
Figure 15. Etage bioclimatique de la zone d'étude selon la classification d'Emberger	43
Figure 16. Réseau hydrographique de la plaine de Sidi Bouzid	44
Figure 17. Ouvrage en canaux en béton et digue de terre (Mgoud)	47
Figure 18. Manfas au niveau d'un canal en terre	48
Figure 19. Composantes d'un ouvrage moderne	49

Chapitre 4

Figure 20. Cadre structural de la Tunisie	52
Figure 21. Carte géologique de la plaine de Sidi Bouzid (extraite de la carte géologique (1/50000)).....	52
Figure 22. Colonne litho-stratigraphique du Trias au Dj. Rhéouis	53
Figure 23. Corrélation des unités litho-stratigraphiques du Crétacé inférieur en Tunisie central	55
Figure 24. Litho-stratigraphie de Dj. Lassouda.....	57
Figure 25. Corrélation litho-stratigraphique des puits pétroliers et des coupes géologiques de surface en Tunisie Centrale	58
Figure 26. Carte structurale de la plaine de Sidi Bouzid et ses alentours, 1 : faille Lassouda boudinar ; 2 : faille de Kasserine ; 3 : faille de Sidi Ali Ben Aoun ; A : synclinale de Sidi Bouzid ; B : synclinale el Hachim.....	60
Figure 27. Localisation de coupes litho-stratigraphiques.....	64
Figure 28. Coupe litho-stratigraphique (coupe 1)	64
Figure 29. Coupe litho-stratigraphique (coupe 2)	65
Figure 30. Carte piézométrique de la cuvette de Sidi Bouzid (état 2013).....	67

Figure 31. Localisation des piézomètres d'observation	68
Figure 32. Historique piézométrique de quelques piézomètres implantés dans la zone d'étude	69
Figure 33. Evolution du niveau piézométrique au niveau des périmètres d'épandages	69
Figure 34. Evolution de l'exploitation annuelle par les puits de pompes.....	71

Chapitre 5

Figure 35. Composantes du perméamètre de Guelph.....	78
Figure 36. Dispositif de l'infiltromètre à double anneau	81
Figure 37. Carte de localisation des différentes mesures in situ	81
Figure 38. Fraction granulométrique au niveau du profil de (a) : périmètre Hachim Central ; (b) périmètre ZRG ; (c) lit d'oued.....	86
Figure 39. (a) : fosse d'accès et caisson ; (b) : casier de protection ; (c) tubes en PVC	90
Figure 40. Schéma simplifié du dispositif expérimental	91
Figure 41. A : profil pédologique ; B : évolution de la densité apparente au niveau du périmètre SARD ; C : fraction granulométrique du profil	92
Figure 42. Suivi spatio-temporel de l'humidité et de la pression capillaire au cours de la phase d'infiltration	93
Figure 43. (a) variation de la pluviométrie et du débit d'arrosage appliqué à la surface du caisson avant et après la phase d'infiltration, (b) variation du volume cumulé pendant la phase d'infiltration	93
Figure 44. Evolution de la teneur en eau et la pression capillaire en fonction du temps pour chaque profondeur.....	94
Figure 45. Suivi spatio-temporel de l'humidité et de la tension au cours de la phase de redistribution	95
Figure 46. Variation de la teneur en eau pour chaque profondeur au bout d'une journée	96
Figure 47. Variation de la teneur en eau à saturation déterminée par les deux méthodes.....	98

Chapitre 6

Figure 48. Location of the study area. Mt.: mountain; H: Hachim; F: Fekka; G: Guedera ..	105
Figure 49. Flood hydrograph measured at the Khanguet Zazia hydrometric station during hydrological year 2013/14, and the schematic representation of the water distribution between floodwater and irrigation water on the El Hachim (H) and El Fekka (F) spreading perimeters.	107
Figure 50. Characteristics of the three sampling locations, and temporal variation in the upper boundary conditions at the soil surface: (a) the prescribed head boundary ($h(t)$) during flooding periods, and (b) the prescribed flux boundary ($Q_{evap}(t)$) during periods without flooding.	111
Figure 51. Schematic procedure of estimating the water blade in the spreading perimeters: example of the first flooding event	116
Figure 52. Soil surface boundary conditions during the simulation period (time 0 corresponds to 1 September 2013)	117
Figure 53. Variation in potential transpiration of carrot crops with crop coefficients	118
Figure 54. Calculated water content and water pressure profiles as a function of time and elevation at the soil profile H1 at the Hachim site.	119

Figure 55. Calculated water content profiles considering evaporation at the soil surface compared to those calculated without evaporation of the first 5 m of soil profile H1 of the Hachim site.....	121
Figure 56. Calculated zeroth spatial moments M_0 as functions of time for the H1, F1 and G1 soil profiles.....	122
Figure 57. Calculated vertical locations of the centre of mass z_c as functions of time for the (a) Hachim, (b) Fekka and (c) Guedera sites.	123
Figure 58. Differences in water content calculated at $t = 80$ d as functions of elevation for the four profiles of the Hachim site.....	124
Figure 59. Standard deviation of moisture content for the (a) Hachim, (b) Fekka and (c) Guedera sites.	125
Figure 60. Water discharge at the water table for the (a) Hachim, (b) Fekka and (c) Guedera sites.....	126
Figure 61. Relative difference of water content calculated under evaporation and root water uptake conditions (B) compared to that calculated under evaporation and without root water uptake conditions (A) of the first 5 m for profile H1 of the Hachim site.....	128
 Chapitre 7	
Figure 62. Modèle conceptuel de la plaine de Sidi Bouzid.....	132
Figure 63. Discrétisation spatiale du domaine d'étude	133
Figure 64. Répartition des charges hydrauliques initiales appliquées.....	134
Figure 65. Charge hydraulique en fonction du temps appliquée au deux limites Nord-Est et Ouest (encarts : en ordonnées, la charge hydraulique en mètres ; en abscisses, le temps en jours).....	135
Figure 66. Charge hydraulique (m) en fonction du temps (j) pendant l'année hydrologique 1993/94 appliquée à la surface du périmètre El Hachim	137
Figure 67. Schéma simplifié pour la détermination du débit d'eau infiltré le long du tracé A	139
Figure 68. Evolution du volume d'eau annuel prélevé de la nappe par pompage	140
Figure 69. Variation du niveau piézométrique en fonction du critère de convergence pour Pz16 (à gauche) et Pz18 (à droite)	143
Figure 70. Variation du niveau piézométrique simulé pendant la première crue.....	144
Figure 71. Variation de la charge hydraulique pour quelques piézomètres à la surface	145
Figure 72. Carte piézométrique après 30j de simulation.....	146
Figure 73. Evolution du niveau piézométrique simulé et mesuré pour 3 piézomètres pendant 2 ans.....	147
Figure 74. Variation du niveau piézométrique simulé et calculé pour 20 ans	149
Figure 75. Niveau piézométrique simulé versus niveau piézométrique mesuré à 730 j	150
Figure 76. Evolution du niveau piézométrique en fonction de la perméabilité affecté au niveau des périmètres d'épandage.....	152
Figure 77. Différence relative du niveau piézométrique par rapport à l'état de référence en fonction de débit de pompage	154

Liste des tableaux

Chapitre 1

Tableau 1. Potentiel en eaux souterraines en Tunisie	9
Tableau 2. Valeur moyenne des paramètres de Van Genuchten pour 12 classes du sol.....	34

Chapitre 3

Tableau 3. Apport d'eau d'Oued El Hatab (1960-2013) en Mm ³	45
Tableau 4. Caractéristiques des périmètres d'épandage dans la plaine de Sidi Bouzid	48

Chapitre 4

Tableau 5. Evolution de l'exploitation de la nappe de Sidi Bouzid	70
Tableau 6. Débits des seuils de la nappe de Sidi Bouzid	73
Tableau 7. Bilan hydrique global de la nappe de Sidi Bouzid (le terme prélèvement est relatif à l'année 2013).....	74

Chapitre 5

Tableau 8. Valeurs du paramètre α * en fonction du type du sol.....	79
Tableau 9. Valeurs de la conductivité hydraulique	85
Tableau 10. Valeurs de la densité apparente à la surface de chaque périmètre	86
Tableau 11. Démarche du calcul du flux	89
Tableau 12. Démarche du calcul de la conductivité hydraulique	89
Tableau 13. Valeurs de la conductivité hydraulique à saturation obtenues par l'approche expérimentale	96
Tableau 14. Paramètres hydrodynamiques obtenus avec le code Rosetta	98

Chapitre 6

Table 15. Soil parameters obtained with neural network theory based on the particle-size distribution of the soil layers at the Hachim (H), Guedera (G) and Fekka (F) spreading perimeters used in the numerical studies.....	113
Table 16. Water balance at t = 365 d for the four soil profiles at the Hachim, Fekka and Guedera sites.	120
Table 17. Influence of root water uptake on the water balance for profile H1 of the Hachim site.	127

Chapitre 7

Tableau 18. Paramètres hydrodynamiques associés aux différentes couches de la zone non saturée.....	141
Tableau 19. Volume infiltré par les apports de crues selon le critère de convergence choisi	143
Tableau 20. Composantes du bilan hydrique de l'aquifère pour une période de 30 jours	146
Tableau 21. Composantes du bilan hydrique de l'aquifère pour une période de 2 ans (1993 - 1995).....	148
Tableau 22. Composantes du bilan hydrique de l'aquifère pour une période de 2 ans et 20 ans (sans épandage)	151

Tableau 23. Apports d'eau par les crues et bilan en eau calculé en fonction de la conductivité hydraulique..... 153

Liste des annexes

Annexe 1. Calcul du facteur de forme en fonction de la texture et la structure du sol.....	185
Annexe 2. Calcul du débit en fonction de la méthode utilisée	186

Résumé

La durabilité et la pérennité des ressources en eaux souterraines dans la région de Sidi Bouzid sont soumises à l'effet combiné de la surexploitation de la ressource et la rareté des apports. De ce fait, l'Etat a fait recours à la recharge artificielle de la nappe phréatique de Sidi Bouzid par l'aménagement des ouvrages de dérivation sur Oued El Fekka conçus pour l'épandage des eaux de crues.

L'objectif général de ces recherches est la construction numérique d'un modèle régional tridimensionnel permettant la quantification du transfert hydrique en zones non saturée et saturée et du rôle des crues sur le processus de recharge. Pour ce faire, des simulations numériques de l'écoulement ont été réalisées à l'aide de code de calcul Feflow et validées par des données mesurées in situ. Une conceptualisation de plusieurs paramètres d'entrée a été réalisée afin de contourner l'absence de données mesurées.

Une première étape s'est focalisée sur la caractérisation in situ de la zone non saturée. Cette caractérisation a mis en évidence l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques. Ces hétérogénéités qui varient spatialement dans la plaine de Sidi Bouzid ont un impact significatif sur la variation du flux vertical, le temps de résidence et la propagation du front d'humidité de l'eau dans la zone non saturée. Les résultats obtenus en 1D ont été spatialisés à l'échelle de la plaine de Sidi Bouzid avec l'objectif de quantifier l'ensemble des flux d'écoulements. L'originalité de cette étude réside, d'une part, dans la détermination des conditions aux limites appliquées à la surface du sol à partir des hydrogrammes des crues enregistrés et, d'autre part, au modèle conceptuel limitant l'évaporation. Le modèle hydrodynamique a mis en évidence à travers des cas tests que le bilan hydrique est fortement excédentaire. Les simulations de l'écoulement régional ont montré que l'approche des épandages de crues au niveau des périmètres surestime la recharge artificielle de la nappe. Cette surestimation est due à l'exagération de la superficie sur laquelle la lame d'eau est appliquée, à l'apport d'eau dévié pour les périmètres et le volume infiltré au niveau de l'oued.

Mots clés : Modèle numérique, transfert hydrique, hétérogénéité de la zone non saturée, Feflow, plaine de Sidi Bouzid, épandage de crues

ملخص

استمرارية واستدامة موارد المياه الجوفية في منطقة سيدي بوزيد تتميز بالاستغلال المفرط للموارد ونقص مدخول المياه السطحية. لذلك لجأت الدولة إلى التغذية الاصطناعية للمياه الجوفية في سيدي بوزيد من خلال طريقة فرش مياه الفيضانات المتأتية من وادي الفكة لري المساحات الزراعية المجاورة.

الهدف العام من هذا البحث هو بناء نموذج جهوي ثلاثي الأبعاد يمكن من تقدير تسرب المياه من المناطق غير المشبعة الى مناطق المياه المشبعة وبيان دور الفيضانات في عملية التغذية. للقيام بذلك، تم إجراء محاكاة عددية لسيلان المياه باستخدام رمز حساب Feflow والتحقق من صحتها من خلال المعطيات المقاسة في الموقع. تم وضع تصور للعديد من معطيات الدخول للتحليل نظراً لغياب البيانات المقاسة.

ركزت الخطوة الأولى على التوصيف الموقعي لخصائص المنطقة الغير مشبعة. كشف هذا التوصيف عن عدم تجانس المعايير الهيدروديناميكية. عدم التجانس هذا الذي يختلف من الناحية المكانية في حوض سيدي بوزيد يكون له تأثير كبير على التغير في التدفق العمودي ووقت الإقامة وإمتداد جبهة رطوبة المياه في المنطقة الغير المشبعة. وقد تم استغلال النتائج التي تم الحصول عليها في ID على مستوى حوض سيدي بوزيد بهدف تحديد كمية جميع التدفقات على كامل مساحة الحوض. تتميز هذه الدراسة يكمن في تحديد الشروط الحدودية المطبقة على سطح التربة من خلال هيدروغرام الفيضانات المسجلة من ناحية، وفي النموذج التصوري الذي يحد التبخر من ناحية أخرى. لقد أبرز النموذج الهيدروديناميكي من خلال حالات الاختبار أن نسبة التوازن المائي كبيرة جداً. وقد أظهرت عمليات محاكاة التدفق الجهوي أن اتباع منهجية فرش مياه فيضانات وادي الفكة على مستوى المساحات الزراعية يبالغ في تقدير التغذية الاصطناعية للمائدة الجوفية. يكمن هذا التقدير الكبير في المبالغة في تقدير المساحة التي يتم فيها تطبيق الشريحة المائية وأيضاً بسبب تضخم حجم مدخلات المياه للمساحات الزراعية.

الكلمات المفتاحية : النموذج العددي، نقل المياه، عدم تجانس المنطقة الغير المشبعة، Feflow، حوض سيدي بوزيد، فرش مياه الفيضانات

Abstract

The sustainability and the depletion of groundwater resources in the plain of Sidi Bouzid are subject to the combined effect of intensive water extraction and scarcity of water recharge. As a result, the artificial recharge of the groundwater has been favored in this aquifer by the development of gabion structures on the Wadi El Fekka designed for spreading of floodwaters.

The aim of this study is to set up a three-dimensional regional model to quantify water flux in unsaturated-saturated zones and the role of floods on the recharge process. Therefore, numerical flow simulations were conducted using the finite element Feflow that will be validated by measured data. A conceptualization of several input parameters was carried out to overcome the absence of measured data.

The first step focuses on the characterization of the unsaturated zone. This characterization revealed the heterogeneity of the hydrodynamic parameters. These heterogeneities that vary spatially on the plain of Sidi Bouzid have a significant impact on the variation of the vertical flow, the residence time and the propagation of wetting front in the unsaturated zone. The results obtained in 1D were then used to quantify groundwater recharge of the entire area of the study site. The original approach is to derive the time-dependent hydraulic boundary condition of water level at the soil surface of the spreading perimeters by measured flood hydrographs and to develop a limited conceptual model of water uptake by evaporation. The hydrodynamic model showed that the water balance is very important. Flow simulations have shown that the perimeter flooding approach overestimates the artificial recharge of the aquifer. This is due to the large area on which the water blade is applied, the important derived volume to the perimeter and also the high infiltrated water volume through the wadi.

Key words: Numerical model, water flux, heterogeneity of the vadose zone, Feflow, plain of Sidi Bouzid, spreading of floodwaters.

Introduction

Contexte général

Mermet et Treyer (2001) ont signalé que « la gestion de l'équilibre entre la demande en eau et la ressource disponible est un enjeu central du débat mondial sur la gestion de l'eau ». En effet, la suffisance des ressources en eau est une préoccupation mondiale de première importance à laquelle les sociétés modernes doivent répondre immédiatement, en adoptant notamment des mesures et des programmes de gestion concertée. Les régions les plus affectées par la question de rareté de l'eau sont les domaines arides et semi-arides, et tout particulièrement ceux soumis à une forte croissance démographique (Treyer, 2005).

La Tunisie, par sa situation géographique, est un pays à climat semi-aride à aride sur la majeure partie de son territoire où les moyennes des pluies sont faibles par rapport d'une forte demande évaporatoire (Henia, 2008). Le problème de la disponibilité des ressources hydriques est d'autant plus aigu qu'il est compliqué à cause de la variabilité spatio-temporelle des précipitations. Cette variabilité se traduit par des périodes de sécheresse qui peuvent persister quelques mois, une année et même des années consécutives. Ces conditions climatiques, couplées avec le développement agricole et l'accroissement démographique ont conduit à un déficit hydrique inquiétant. Selon Mekki (2007), la Tunisie se place dans la catégorie des pays les moins dotés en ressources en eau dans le bassin méditerranéen. En effet, pour une population de dix millions d'habitants, la dotation moyenne par personne est de 385 m³/hab/an (Boubaker, 2016), reste en dessous du seuil de 500 m³/hab/an communément admis comme étant celui de stress hydrique sévère.

En Tunisie, les régimes naturels des nappes souterraines ont été considérablement modifiés au cours des dernières années, en particulier pour répondre à la demande du secteur agricole étant donné que ce dernier, par le biais d'irrigation, reste l'activité la plus consommatrice d'eau, soit 80% du volume distribué à tous les secteurs (Laajimi, 2007). En effet, les prélèvements des ressources souterraines sont passés pour les nappes phréatiques de 200 Mm³ en 1975 à 810 Mm³ en 2010 (Elloumi, 2016). Pour les nappes profondes, les prélèvements sont de 1205 Mm³/an avec un taux d'exploitation de 102% (DGRE, 2010). Ce taux d'exploitation est défini par le rapport entre la somme des volumes d'eau prélevés et les ressources réellement dédiées à une nappe. A travers tout le pays, 550 nappes sont recensées. Quarante-vingt d'entre elles ont déjà dépassé le seuil optimal de l'exploitation de leurs

ressources. A titre d'exemple, le taux d'exploitation atteint même 139% pour les nappes profondes en Tunisie Centrale (DGRE, 2010).

Pour remédier à cette situation et soulager les nappes intensivement exploitées, l'Etat a fait recours à la recharge artificielle des nappes phréatiques et profondes. L'optimisation de la recharge artificielle des eaux souterraines à partir des eaux de surface représente l'une parmi les stratégies de l'eau en Tunisie comme l'économie d'eau et la réutilisation des eaux usées traitées. L'expérience tunisienne en termes de recharge de nappes a démarré depuis 1956 par l'épandage des eaux usées traitées pour l'irrigation dans la zone de Soukra du gouvernorat d'Ariana. De nos jours, plusieurs techniques de recharge sont mises en œuvre utilisant les eaux conventionnelles et non conventionnelles. Parmi ces techniques, nous pouvons citer l'injection directe des eaux dans des puits de surface (cas de la nappe de Mateur), la recharge artificielle par bassins des eaux usées traitées : cas des nappes d'Oued Souhil (Mahjoub, 2009) et de Korba-El Mida (Cary, 2012) ; les lâchers des eaux des barrages dans les lits des oueds à travers des seuils : cas des nappes de Siliana, Kasserine, Zaghouan, Kairouan (Nazoumou, 2002) et enfin l'épandage des eaux de crue : cas de la nappe de Sidi Bouzid).

Problématique

La région de Sidi Bouzid relevant du Centre de la Tunisie est un exemple où la problématique de la quantité et de la qualité des ressources hydriques essentiellement souterraines s'est intensifiée durant les vingt dernières années. Cette problématique est due, entre autres, à l'exploitation intensive qui a atteint 156% en 2015 (DGRE, 2015). Les chroniques piézométriques de la région de Sidi Bouzid montrent une baisse continue du niveau de la nappe phréatique d'environ 0,5 m/an avec quelques remontées enregistrées lors des crues exceptionnelles (Hamdi et al., 2015). De ce fait, l'Etat tunisien a fait recours à la recharge artificielle de la nappe phréatique de Sidi Bouzid par l'aménagement d'ouvrages de dérivation sur Oued El Fekka conçus pour l'épandage des eaux de crues.

L'importance des crues des oueds dans la recharge des nappes en zone aride est reconnue et observée depuis une cinquantaine d'années (Besbes, 2006). Ce phénomène a notamment été mis en exergue dans la lutte contre le déficit hydrique et plus précisément leur rôle dans la reconstitution des systèmes aquifères (Nazoumou, 2002). Les écoulements intermittents issus des crues sont caractérisés par un court temps de montée, une durée d'écoulement limitée (de quelques heures à quelques jours) et des pertes d'écoulement très importantes qui laissent présager une infiltration substantielle vers les nappes (Parissopoulos

& Wheater, 1991). L'arrivée du front de recharge à la zone saturée dépend de plusieurs facteurs dont bien entendu la forme de l'hydrogramme de crue (l'intensité et la durée de crue), les paramètres hydrauliques de la nappe, la nature et la structure de la zone non saturée et notamment son épaisseur.

La zone non saturée a fait l'objet de nombreuses études. Elle constitue un facteur de régulation des échanges hydriques (Fox et Durnford, 2003). Wilson et Cook (1968) ont bien décrit le retard de percolation du front de saturation après le passage d'une crue sur le site de la Santa Cruz River à Tucson (USA) et ont établi expérimentalement que ce retard, qui est de plusieurs mois, est dû à la fois à la profondeur de la nappe et à la structure de la zone non saturée et son hétérogénéité. Récemment, Huo et al., (2014) ont montré aussi par des simulations numériques des écoulements dans la plaine de Chine, que l'épaisseur de la zone non saturée retarde le processus de recharge et minimise la quantité qui rejoint la nappe. Pour ce faire, une attention particulière a été accordée à la caractérisation de la zone non saturée, jouant un rôle prépondérant dans le transfert d'eau (Stephens, 1986).

Les travaux menés jusqu'à présent dans la zone d'étude ont essentiellement porté sur le fonctionnement hydrologique du système d'épandage et l'impact de ce dernier sur la qualité de l'eau et du sol (Bouzaiane et Besbes, 1984 ; Simonot, 1996 ; Ben salah, 1988 ; Zinsou, 1998 ; Yangui, 2012 ; Hamdi, 2016). En effet, un modèle global d'infiltration a été élaboré par Bouzaiane et Besbes en 1984. Ce modèle constitue la première tentative d'une série d'essais de modélisation sur l'épandage des eaux de crues d'Oued El Fekka. Les résultats issus de ce modèle serviront à Ben Salah (1988) d'établir une relation empirique permettant de calculer l'infiltration efficace des crues. Une autre étude a été établie par Zinsou (1998) a consisté à utiliser deux modèles afin d'évaluer l'impact de l'épandage des eaux des crues sur la recharge de la nappe de Sidi Bouzid. Il a utilisé un modèle hydrologique de surface pour évaluer le taux d'infiltration des eaux de crues vers la nappe puis il a suivi le comportement du système aquifère sur 20 ans à l'aide d'un modèle hydrogéologique. Il a pu conclure que l'amélioration des apports à la nappe du fait des aménagements d'épandage de crues.

Une évaluation approfondie du système d'épandage passe nécessairement par l'étude expérimentale et numérique des écoulements dans les zones non saturée et saturée ainsi que la contribution de ce système dans la recharge de la nappe phréatique. L'analyse des travaux antérieurs montre l'absence d'études numériques approfondies concernant la quantification de

la part de la recharge par épandage des eaux de crue à la surface du sol et la simulation de l'évolution future de la piézométrie des eaux souterraines dans cette zone.

But et questions scientifiques :

Notre travail s'est donné pour principal but la construction numérique d'un modèle hydrodynamique tridimensionnel permettant, d'une part, l'évaluation du bilan en eau à l'échelle régionale en fonction du temps, d'autre part, l'étude de l'influence de différents apports (pluies, épandages d'eau de crues,...) et sorties (évaporation de surface, pompage de l'eau d'irrigation,..). Il sera ainsi possible d'évaluer le rôle des crues sur le processus de recharge. L'originalité de ce travail réside dans les approches et les hypothèses utilisées pour l'intégration des différents apports et sorties pour contourner l'absence et le peu des données disponibles.

Les questions scientifiques de recherche auxquelles nous souhaitons répondre dans ce travail sont les suivantes :

- Quelle est l'influence de l'hétérogénéité de la zone non saturée sur la propagation du flux lors des événements de crues ?
- Quelles sont les paramètres et les processus qui gouvernent les flux hydriques ?
- Quelle information peut-on obtenir pour la construction du modèle par des expériences in situ ?

Des questions plus concrètes peuvent être posées pour la construction du modèle numérique :

- Comment peut-on implémenter les différents apports (épandage de crues) et sorties (évaporation, puits de pompage) d'un hydro-système dans le modèle à construire ?
- Est-ce qu'il y a une recharge artificielle significative de la nappe : rôle de l'oued et l'épandage de crues ?

Pour ce faire, les simulations numériques de l'écoulement ont été réalisées moyennant le code de calcul Feflow (**F**inite **e**lement subsurface **flow** system) qui permet une simulation couplée des zones saturée et non saturée de l'aquifère.

Organisation

Afin de répondre aux questions scientifiques posées, le travail de thèse s'est articulé autour de trois parties :

La première partie est un état de connaissance sur la recharge des nappes en zones semi-arides, les différentes méthodes d'estimation de la recharge et le fondement du choix de la méthode appropriée pour notre étude. De plus, nous mettons l'accent sur le modèle conceptuel développé pour l'intégration de l'évaporation et les méthodes pour l'estimation du volume d'eau pompé. Nous rappelons aussi les approches de modélisation des transferts en zone saturée/non saturée ainsi que les différents codes de calcul.

La deuxième partie est consacrée, tout d'abord, à la présentation de la zone d'étude et aux propriétés hydrologiques, géologiques et hydrogéologiques de la zone de Sidi Bouzid. Ces données serviront comme base pour définir le modèle conceptuel. Par la suite, nous nous sommes penchés sur la caractérisation du transfert hydrique à travers la zone non saturée par des expériences in situ. Nous décrivons le déroulement, la mise en place du site pilote et les différentes méthodes utilisées pour la détermination des paramètres hydrodynamiques. Nous évoquerons une étude comparative de trois approches utilisées pour la détermination de la conductivité hydraulique à saturation.

La troisième partie traite deux études numériques : monodimensionnelle et tridimensionnelle. La première est menée sur trois sites localisés sur la rive droite de l'oued El Fekka. Elle permet d'une part d'évaluer la quantité d'eau qui rejoint la nappe suite aux évènements successifs des crues survenues durant l'année hydrologique pluvieuse 2013-2014, et d'autre part, étudier l'impact de l'évaporation et l'extraction d'eau par les plantes sur la distribution de la teneur en eau. Pour l'étude tridimensionnelle, une attention s'est accordée sur les approches ainsi que les hypothèses proposées pour la détermination et l'intégration des différentes conditions aux limites ; essentiellement l'originalité d'intégrer le modèle d'évaporation. Finalement, l'étude de sensibilité vis-à-vis des processus d'entrées et de sorties a été effectuée.

Partie 1 : Revue bibliographique

Chapitre 1 : Ecoulements et recharge des nappes en zones semi-arides

Dans ce chapitre nous présenterons, d'abord, les processus de recharge naturelle et artificielle et leurs différents mécanismes. Nous tenterons à terme d'exposer des méthodes et des études antérieures sur l'estimation de cette recharge. Le contexte de la thèse nous oriente vers l'étude des différents termes du bilan en eau, l'accent sera mis sur l'interaction nappe/rivière, l'estimation du volume pompé et l'évaporation limitée.

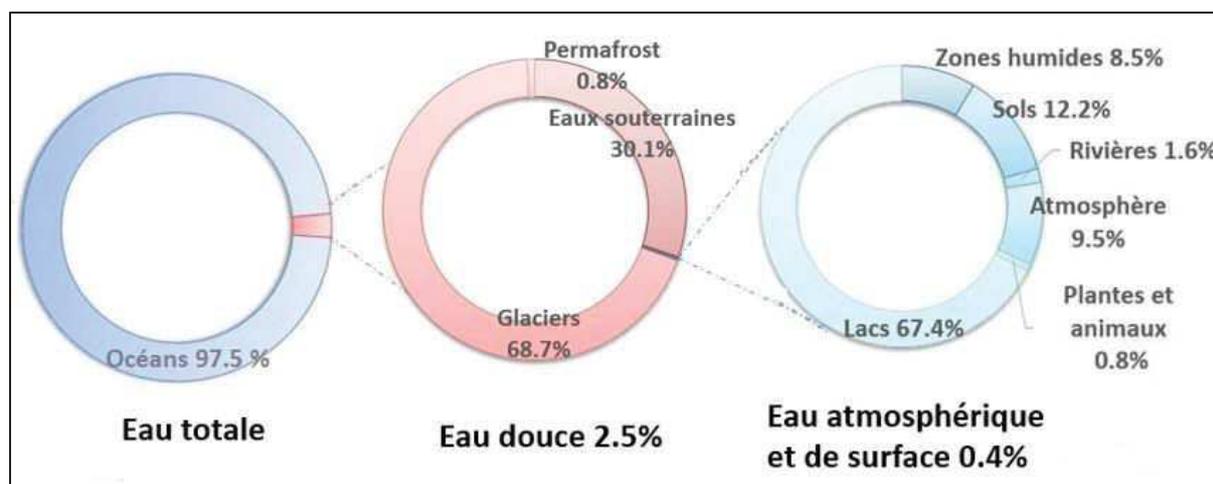
1.1 Recharge des nappes en zones semi-arides

Les régions semi-arides occupent environ 30% des terres émergées et leur population est estimée à 2 milliards d'individus, soit environ le tiers de la population mondiale (Zafar et al., 2005). Leur développement économique et social est directement lié à la disponibilité et à l'utilisation des ressources en eau, notamment les eaux souterraines, qui sont souvent les seules disponibles tout au long de l'année (Genxu et Guodong, 1999 ; Hamdy et Mugnozza, 2003 ; Braune et Xu, 2010), mais une partie de ces ressources est "fossile" et leur exploitation n'est pas durable (Scanlon et al., 2006). Ceci est d'autant plus problématique que les volumes d'eau consommés ont considérablement augmenté au cours des dernières décennies pour satisfaire le besoin croissant en eau potable et les activités industrielles et agricoles (Custodio, 2002; Petit, 2004), accroissant encore la sensibilité et la fragilité de ces ressources vitales face au changement global. La connaissance de l'origine des eaux souterraines et de leurs modes de renouvellement est donc indispensable à leur gestion raisonnée.

1.1.1 L'eau souterraine : une composante spécifique et primordiale

L'eau souterraine constitue une ressource naturelle fondamentale au développement de nos sociétés (Hiscock, 2005) et vitale pour de nombreux secteurs d'activités humains : agriculture (42%), domestique (36%) et industrie (27%) (Döll et al., 2012). L'eau souterraine joue un rôle essentiel dans l'approvisionnement en eau des populations. Près de la moitié des besoins en eau potable dans le monde est comblée par l'eau souterraine (WWAP, 2015). De plus, elle joue un rôle très important dans le fonctionnement des rivières, des lacs, des zones humides et des écosystèmes (Treidel et al., 2011). Environ 71% de la surface terrestre est recouverte d'eau, ce qui correspond à un volume d'environ 1340 millions de km³ (Shiklomanov et

Rodda, 2003). De ce volume, seulement 2,5% est constitué d'eau douce, dont plus de 69% est stocké sous forme solide dans les glaciers, les neiges permanentes et le pergélisol. Environ 30% est constitué d'eau souterraine. Le reste de l'eau douce (moins de 1%) est principalement stockée dans les eaux de surface et l'atmosphère (Figure 1). Ainsi, presque 99% de toute l'eau douce disponible sur Terre sous forme liquide est constituée d'eau souterraine.



(adaptée d'UNESCO-WWAP, 2006)

Figure 1. Distribution de l'eau dans le monde

En Tunisie, l'eau souterraine est d'ailleurs la ressource la plus sollicitée, particulièrement en région rurale. Concernant l'utilisation de cette eau, le secteur agricole est de loin le principal consommateur. En effet, 82% des prélèvements servent à l'irrigation et à la production alimentaire. Le potentiel des eaux souterraines est évalué en 2015 à 2175 Mm³ dont 746 Mm³ proviennent des nappes phréatiques et 1429 Mm³ sont fournis par les nappes profondes. Contrairement aux eaux de surface, le sud possède un potentiel relativement important en eaux souterraines (Tableau 1). L'exploitation de ces ressources a connu une progression remarquable, en effet, le volume exploité des nappes phréatiques et profondes est estimé respectivement à 903 Mm³/an et 1705 Mm³/an. Cette surexploitation est liée à l'augmentation des nombres de puits (263281) et de forages (21675) aux cours des dernières décennies (Mekki, 2015).

Tableau 1. Potentiel en eaux souterraines en Tunisie

Type des ressources	Potentiel (Mm ³)			Total
	nord	centre	sud	
Nappes phréatiques	371	251	124	746
Nappes profondes	314	331	785	1429
Total	685	582	909	2175

(Mekki, 2015)

1.1.2 Recharge naturelle et artificielle des nappes

La recharge représente le flux de percolation d'eau qui atteint la nappe et contribue au stock d'eau et l'écoulement de celle-ci (Simmers, 1988). On distingue la recharge naturelle qui peut s'opérer à partir des précipitations, des rivières (pérennes ou intermittentes), des canaux ou des lacs et la recharge artificielle. Cette dernière est due à certains processus anthropogéniques : par intervention directe de l'Homme ou comme un phénomène induit par certaines de ces activités comme l'irrigation.

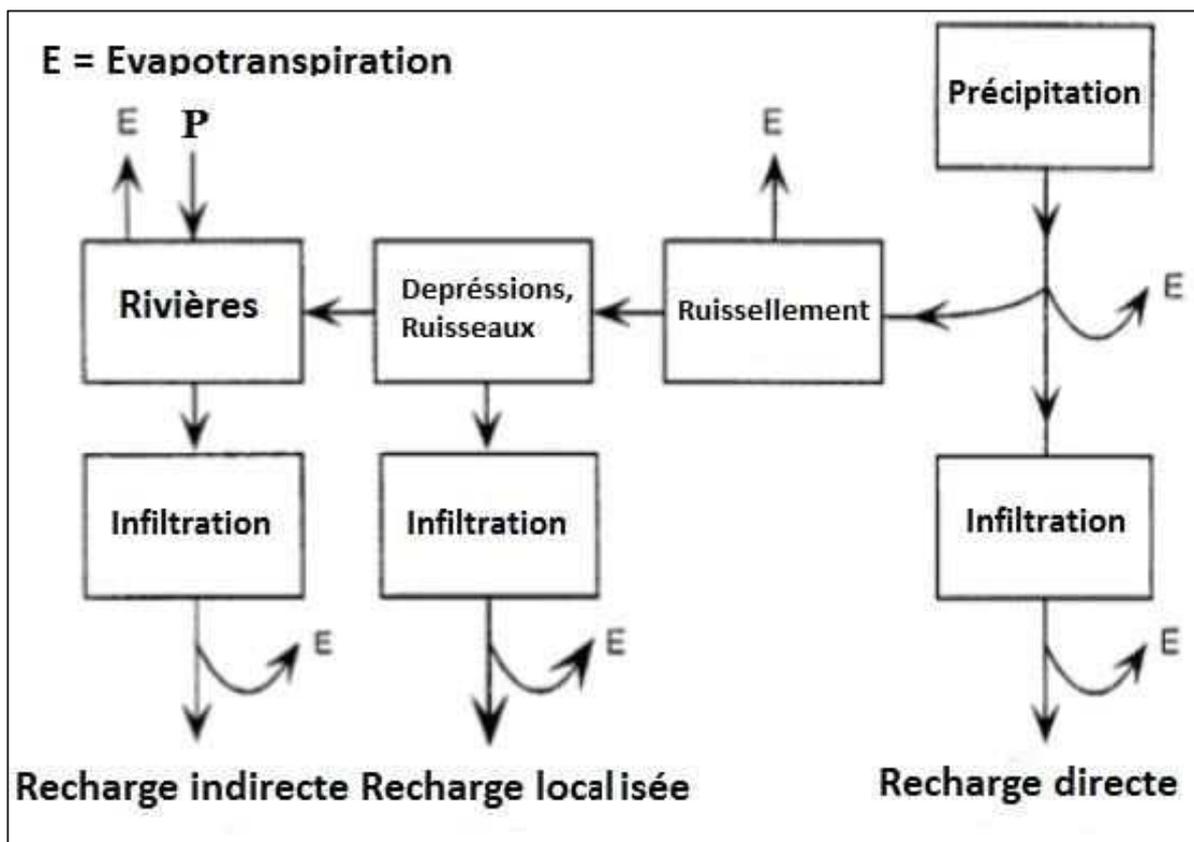
Différents paramètres influencent directement la recharge, à savoir, le climat, la topographie, le sol, la végétation et la géologie. La recharge varie aussi spatialement selon l'épaisseur de la zone vadose (Flint et al., 2002). Globalement, la recharge est favorisée lorsque la végétation est pauvre (faible ETR), les précipitations sont importantes et bien distribuées sur l'année hydrologique, le sol est perméable (à grains grossiers ou à socle rocheux fracturé ou faillé proche de la surface), et lorsque la pente du terrain est faible (limite le ruissellement).

1.1.2.1 Recharge naturelle

Les mécanismes de recharge naturelle peuvent être directes, localisés et indirectes (Simmers, 1997) (Figure 2). La recharge directe est aussi appelée la recharge diffuse ou encore la recharge potentielle ou réelle (Healy, 2010). C'est la part des précipitations infiltrée qui a percolé à travers la zone non saturée et qui, par la suite, atteint la nappe. La recharge localisée est une forme intermédiaire de la recharge résultante d'une accumulation de l'eau à la surface en l'absence d'un chenal bien défini (Nazoumou, 2002). Elle fait référence à la recharge se produisant au niveau de certaines singularités telles que les étendues d'eau. La recharge indirecte s'établit par percolation dans le lit des cours d'eau généralement intermittents ou

oueds. Cette classification n'est qu'une simplification de la réalité des processus car elle ne prend pas explicitement en compte le flux de recharge latérale.

En zone semi-aride, l'infiltration directe des précipitations ne constitue pas une source déterminante d'apports aux nappes souterraines (Besbes, 2006). Du fait d'un déficit hydrique permanent, l'infiltration n'est possible qu'à la faveur des concentrations du ruissellement dans le lit des cours d'eau. Ce mode de recharge a notamment été mis en exergue dans le bassin expérimental de Walnut Gulch en Arizona (Besbes, 2006), dans la plaine de Kairouan en Tunisie (Nazoumou, 2002). Le flux de recharge qui percole à travers la zone non saturée dépend des caractéristiques suivantes à savoir le volume et la durée de l'écoulement, la largeur inondée du lit, la perméabilité des matériaux du lit et de la zone non saturée et l'épaisseur de la zone non saturée qui stocke temporairement l'eau infiltrée et qui diminue généralement d'amont en aval.



(adaptée par Lerner, 1997)

Figure 2. Différents mécanismes de recharge

1.1.2.2 Recharge artificielle

D'après Todd (1959), la recharge artificielle est l'augmentation de la quantité d'eau bénéficiant aux réservoirs d'eau souterraine via des dispositifs artificiels. Flint et al. (2002) la définissent comme étant : « l'introduction des eaux dans une formation aquifère par leur transit dans la zone non-saturée à travers des bassins d'infiltration, des puits, des aménagement des cours d'eau, etc. ». En zone semi-aride, les techniques de recharge artificielle utilisées peuvent être classées en deux grandes catégories (Kruseman, 1997 ; Nazoumou, 2002) :

- les épandages contrôlés qui consistent à augmenter la quantité d'eau infiltrée par l'accroissement de la surface ou du temps d'infiltration. Ils comprennent les bassins d'infiltration, les lâchers dans le lit naturel ou aménagé en diguettes ou en bassins de l'oued et les épandages sur des périmètres irrigués ;
- les injections directes dans les puits, les forages ou les tranchées de recharge d'eaux usées traitées ayant subi un prétraitement avancé.

Divers sont les objectifs recherchés par la recharge artificielle dont les plus importants sont l'amélioration de la ressource en eau quantitativement et qualitativement (Bouwer, 2002), la sauvegarde des nappes côtières contre l'effet de l'intrusion du biseau salé en créant une sorte de barrière hydraulique ainsi que la conservation de l'intégrité de l'environnement.

L'expérience tunisienne en termes de recharge de nappes a démarré depuis 1956 par l'épandage des eaux usées traitées pour l'irrigation dans la zone de Soukra du gouvernorat d'Ariana. La recharge artificielle des nappes d'eau souterraine par des eaux usées traitées peut jouer un rôle central dans la gestion des ressources en eau (Casanova et al., 2013). Cette recharge concerne une douzaine de nappes, et représente environ 65 Mm³ par an (Ayari et al., 2018). Elle s'effectue à partir des techniques de conservation des eaux et des sols (à travers le long des lits des oueds à forte perméabilité, à travers des bassins aménagés pour cet objectif et par épandage des crues) par injection directe des ressources en eau de surplus dans des forages et des puits. Les ressources en eaux ainsi infiltrées permettent non seulement d'augmenter le volume stocké, mais aussi de lutter contre l'intrusion saline dans les nappes côtières.

La recharge artificielle des nappes à partir des eaux usées traitées en Tunisie a été entamée pour la première fois dans la nappe de Soukra suite à la création d'un périmètre public irrigué dans la région par les eaux usées traitées de la STEP de la Charguia (Chaieb, 2009a). En décembre 1986 et suite au projet RAB080, une station expérimentale de recharge artificielle de la nappe Nabeul-Hammamet (Oued Souhil) a été construite. Cette nappe est alimentée à partir des EUT des STEP SE4 de Béni Khiar et SE3 de Mrezga. En 1995, le périmètre d'El Hajeb-Sidi Abid est irrigué par les EUT de la STEP de Sfax. En mai 2008 et dans le cadre du projet «PISEAU», un nouveau site pilote a été construit dans la région d'El Mida, ayant pour objectif de recharger la nappe de la côte orientale du Cap-Bon par les EUT de la STEP de Korba (Chaieb, 2009a). En effet, cette nappe côtière de Korba-El Mida (Nord-Est de la Tunisie), a manifesté des signes des plus aigus de la surexploitation provoquant une invasion du biseau salé sur une large partie de l'aquifère.

1.1.3 Méthodes d'estimation de la recharge

L'estimation de la recharge est le facteur le plus important dans la gestion durable des ressources en eaux souterraines dans les régions arides et semi-arides. Etant donné que la recharge dépend d'un grand nombre de facteurs environnementaux (climat, géomorphologie, géologie, etc.), elle peut être difficile à estimer (Bazie et al., 1995). De plus, elle est presque impossible à mesurer directement, souvent elle est déterminée par des moyens indirects et la précision du résultat est donc souvent difficile à évaluer (USGS, 2009). Scanlon et al., (2002) répartissent les différentes techniques existantes en trois catégories selon la zone hydrogéologique ou les données utilisées pour estimer la recharge. Elles ont été acquises comme suit : i) eaux de surface, ii) zone non saturée et iii) zone saturée. Healy (2010) a adopté une classification similaire à celles de Scanlon et al. (2002) en regroupant les méthodes plutôt selon le type de données à partir desquelles la recharge est calculée : i) données relatives aux eaux de surface, ii) données physiques en zone non saturée et saturée, iii) données géochimiques et iv) données thermiques. Ces approches de classification sont intéressantes, car l'ensemble des méthodes appartenant à un même groupe partagent en général des limites d'application qui sont similaires (Gosselin, 2016). Entre autre, les méthodes basées sur des mesures provenant des eaux de surface et de la zone saturée sont plus utilisées dans les régions humides, alors que les techniques basées sur la zone non saturée sont en général mieux adaptées aux régions arides et semi-arides (Scanlon et al., 2002).

Il est souvent difficile de choisir les méthodes appropriées pour l'estimation de la recharge. Les points importants pour le choix d'une méthode sont l'échelle de temps et d'espace, la gamme de valeurs et la validité des estimations de la recharge basées sur différentes techniques (Scanlon, 2000). Notons aussi que le choix de la méthode est conditionné par les moyens opérationnels. Les incertitudes de chaque méthode mettent en relief la nécessité d'appliquer des techniques multiples pour accroître la validité des estimations de la recharge.

1.1.3.1 Méthodes directes

Les méthodes directes consistent à estimer la recharge par la mesure des paramètres hydrologiques ou des paramètres physiques du sol et déduire la recharge à partir de ces paramètres. A titre d'exemple, les lysimètres donnent une estimation du bilan hydrique en fournissant les mesures in situ de l'évapotranspiration, la variation du stock d'eau dans le sol et de l'infiltration. Ils fournissent la seule mesure directe du flux d'eau à travers une surface en présence d'une couverture végétale. Leur utilisation reste néanmoins circonscrite en raison des résultats qui sont ponctuels et limités au site de mesures et aussi de la probable perturbation des conditions naturelles d'infiltration par les installations.

1.1.3.2 Méthodes empiriques

Ces méthodes visent à établir une relation empirique reliant la recharge à des phénomènes facilement mesurables tels que la précipitation, la température, l'élévation, la végétation et le type de sol (Kumar, 2000). Certaines de ces relations supposent que la recharge représente un pourcentage de la pluie. Ce pourcentage peut être déterminé à partir d'une relation linéaire le plus souvent difficile à établir et valable que pour une région donnée (Nimmo et al., 2005). Plusieurs formules empiriques ont été élaborées pour diverses régions de l'Inde sur la base de différentes études détaillées. Chaturvedi en 1936, a établi une relation empirique pour estimer la recharge en fonction des précipitations annuelles. C'est la formule la plus utilisée et elle est basée sur les fluctuations du niveau d'eau et les quantités de pluie dans la région « Ganga-Yamuna doab ».

1.1.3.3 Méthodes des traceurs

Les traceurs sont présents dans l'environnement suite à l'activité humaine comme les déversements de contaminants (Nativ et al., 1995). Ils permettent la détection et l'estimation du flux de percolation ainsi que sa vitesse dans la zone non saturée ou dans la nappe. La

technique la plus prometteuse est l'utilisation des isotopes de l'environnement dont la variation naturelle au cours du cycle de l'eau permet leur utilisation comme traceurs. Les plus fréquemment utilisés sont le tritium (^3H), l'isotope radioactif et les isotopes stables de la molécule de l'eau à savoir l'oxygène (^{18}O) et le deutérium (^2H). Ces isotopes traduisent de manière convenable le mouvement de l'eau. Toutefois, les traceurs ne permettent pas d'estimer une recharge faible. Aussi le choix du traceur, ainsi que son suivi peut être délicat dans certains systèmes.

L'introduction artificielle du tritium est possible par enrichissement, la plupart des recherches tentent de suivre le mouvement du tritium thermonucléaire. Comme la concentration varie d'une année à l'autre (Allison et Hughes, 1983), il est difficile d'identifier les profondeurs et le pic de tritium correspondant au flux de recharge d'une année donnée, à moins que la zone non saturée ne soit suffisamment épaisse pour mémoriser plusieurs années de recharge (Gee et Hillel, 1988). L'inconvénient du tritium reste sa faible demi-vie (12,3 ans) et surtout sa volatilité qui engendre une incertitude dans l'estimation de la reprise par l'évapotranspiration et le bilan de masse.

D'autres études ont montré que les traceurs environnementaux tels que le chlorure (Cl) sont produits naturellement dans l'atmosphère terrestre et sont utilisés pour quantifier le taux de recharge (Allison et Hughes 1978 ; Scanlon, 2000 ; Phillips, 1994).

1.1.3.4 Méthodes hydrologiques

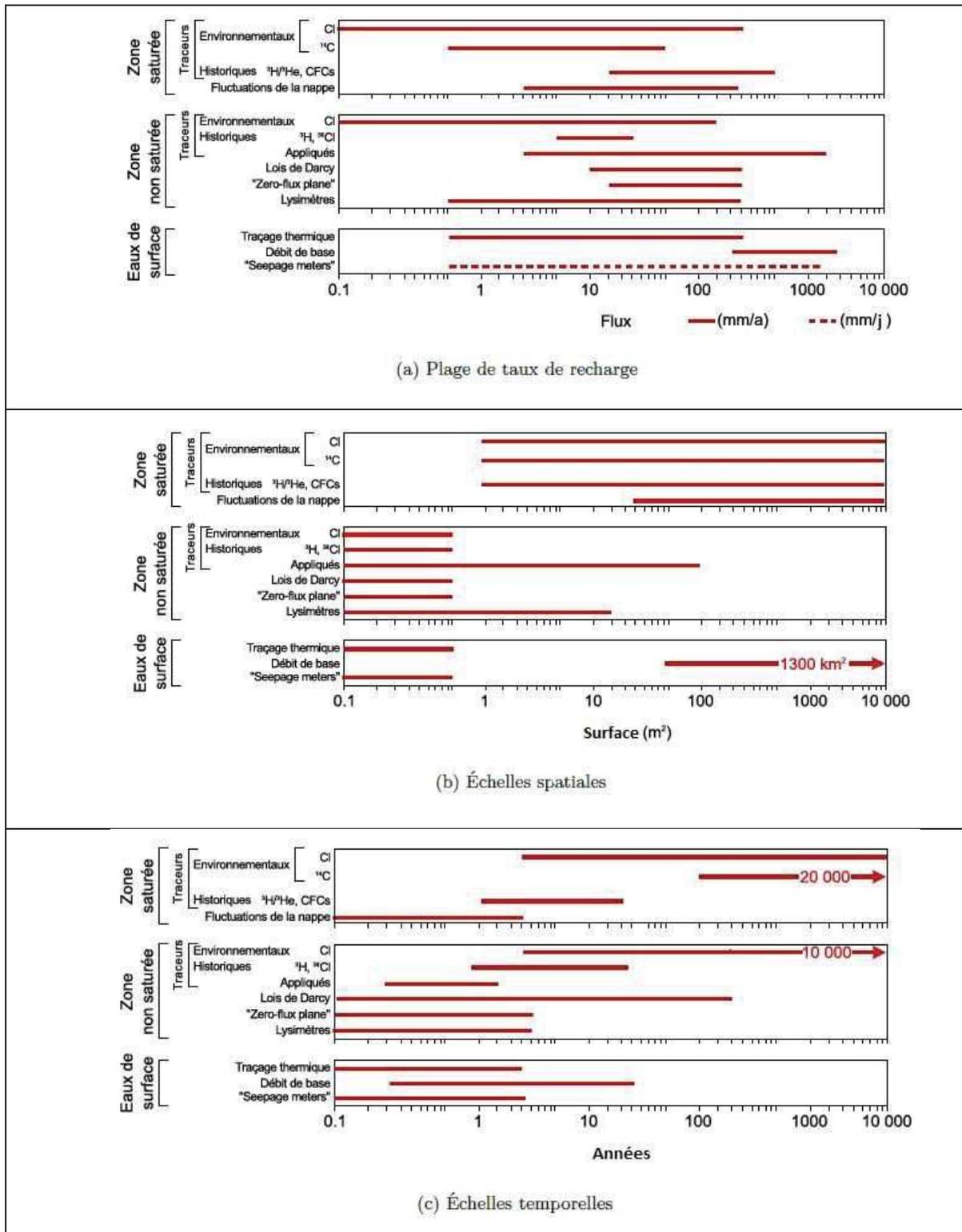
Les modèles hydrologiques présentent un ou plusieurs mécanismes du cycle de l'eau produisant au sein du bassin versant. Ces modèles diffèrent selon le type d'approche qu'ils utilisent dans la description des processus hydrologiques ou dans la représentation du temps et de l'espace. Selon les processus hydrologiques, les modèles peuvent être classés en trois groupes. Les premiers, ce sont les modèles empiriques où des relations simples permettent de décrire la relation entre les entrées et les sorties. Le second groupe contient les modèles conceptuels. Dans ces modèles, les compartiments hydrologiques d'un bassin versant sont représentés par des réservoirs connectés entre eux. On trouve aussi les modèles physiques qui sont les plus phénoménologiques utilisant des lois physiques pour décrire les processus hydrologiques se déroulant dans le milieu.

1.1.3.5 Méthodes numériques

Le progrès de la technologie d'informatique et le développement des codes de calcul ont rendu les simulations à long terme de la recharge plus réalisables. Diverses approches sont utilisées pour simuler les écoulements à travers la zone non saturée, y compris les approches de stockage (Flint et al., 2002 ; Walker et al., 2002), les approches quasi-analytiques (Kim et al., 1996, Simmons et Meyer, 2000), et les approches basées sur la résolution numérique de l'équation de Richards. Plusieurs codes utilisant l'équation de Richards, parmi-lesquels : BREATH (Stothoff, 1995), HYDRUS-1D, HYDRUS-2D (Simunek et al., 1996), SWIM (Ross, 1990) et UNSATH (Fayer, 2000). Sur le plan théorique, la gamme des taux de recharge qui peuvent être estimés à l'aide de la modélisation numérique est infinie. Cependant, la fiabilité de ces estimations devrait être comparable par rapport aux données sur le terrain telles que les données lysimétriques, les traceurs, la teneur en eau et la température (Scanlon et Milly, 1994 ; Andraski et Jacobson 2000 ; Simmons et Meyer 2000 ; Flint et al., 2002). La modélisation de la zone non saturée est utilisée pour estimer le drainage profond sous la zone racinaire où la recharge répond très vite aux pulsations météorologiques.

1.1.4 Choix et défis liés à la méthode d'estimation de la recharge

Il est cependant difficile de choisir parmi ces nombreuses méthodes la plus appropriée pour un système aquifère donné. Les paramètres géologiques, climatiques, et géomorphologiques contrôlent largement la recharge et jouent donc un grand rôle concernant le choix de la méthode à utiliser (Gogolev, 2002 ; Scanlon et al., 2002). La sélection se fait aussi selon l'échelle spatio-temporelle, la gamme de valeurs de la recharge et le mécanisme recherché (Flint et al., 2002; Yin et al., 2011). Chaque méthode permet d'estimer des taux de recharge à l'intérieur d'une plage de valeurs limitée, avec des échelles d'applications spatiales et temporelles qui varient énormément d'une méthode à l'autre. Ceci est bien illustré sur les schémas de la figure 3, tirés de Scanlon et al. (2002), qui présentent des plages plausibles pour les taux de recharge et les échelles d'application spatiales et temporelles de diverses méthodes d'estimation de la recharge. Il est à noter que l'estimation de la recharge par les méthodes numériques ne sont pas prises en compte dans l'étude de Scanlon et al. (2002). Cela est due au fait que la gamme des taux de recharge qui peuvent être estimés à l'aide de la modélisation numérique est infinie.



(Scanlon et al., 2002)

Figure 3. Plages de taux de recharge, échelles temporelles et spatiales pour lesquelles les estimations de recharge sont valides pour différentes techniques d'estimation

Les auteurs sont également en accord sur le fait que la non-homogénéité des échelles de temps et d'espace sur lesquelles s'appliquent les différentes méthodes rend difficile la comparaison

des méthodes entre elles (Risser et al., 2009). De plus, le type de recharge estimée diffère selon l'approche. Néanmoins, en considérant que la variation temporelle de la recharge est essentiellement causée par les fluctuations des précipitations, il convient alors d'utiliser le ratio de la recharge par rapport aux précipitations afin d'apprécier des méthodes appliquées sur des années différentes.

Par ailleurs, il ne faut pas non plus négliger le degré de complexité de réalisation des différentes méthodes, leur coût, leur durée d'investigation, leur efficacité selon la zone d'étude ou encore la disponibilité des données en termes de quantité et de qualité (Yin et al., 2011). Par exemple, les méthodes basées sur des traceurs géochimiques naturels, tels que le chlore et le carbone, permettent d'obtenir une valeur moyenne de la recharge intégrée sur de longues périodes de temps. Ces méthodes ne conviendraient donc pas pour faire un suivi journalier, ou même saisonnier de la recharge dans un objectif de gestion de la ressource. Toutefois, elles pourraient fournir des informations très utiles pour l'élaboration d'un modèle conceptuel d'écoulement à l'échelle régionale (Carrier et al., 2013). À l'inverse, les méthodes basées sur l'interprétation des fluctuations des niveaux de la nappe permettent d'estimer la recharge sur une échelle de temps très court (jours à semaines). Toutefois, la durée sur laquelle les estimations peuvent être calculées est limitée par la quantité de données disponibles et par ce fait, par la durée du projet.

Etant donné les nombreux facteurs qui déterminent la recharge, cette dernière reste la composante dans les projets de caractérisation des aquifères la plus difficile à quantifier avec précision (Stephens, 2009). Vu que la recharge est presque toujours déduite de mesures indirectes, à l'aide de méthodes basées sur diverses hypothèses simplificatrices par rapport à la répartition dans le temps et l'espace, de même que sur les processus contrôlant la recharge. Puisque ces hypothèses ne permettent jamais de représenter parfaitement la réalité, une incertitude importante et difficile à quantifier est généralement associée à toute estimation de la recharge (Healy, 2010). De plus, étant donné que la recharge ne peut généralement pas être mesurée directement in situ, les estimations ne peuvent pas être comparées à des valeurs de référence afin de valider et quantifier l'incertitude des méthodes utilisées. Puisque la majorité des incertitudes ne peuvent généralement pas être quantifiées, plusieurs auteurs recommandent l'utilisation de plusieurs méthodes pour évaluer la recharge afin d'accroître le niveau de confiance des estimations obtenues (De Vries et Simmers, 2002; Scanlon et al., 2002; Healy, 2010). Cette recommandation semble en général avoir été acceptée d'emblée par

la communauté scientifique. En effet, depuis les années 2000, le nombre d'études scientifiques réalisées dont l'objectif principal était de comparer les résultats de différentes méthodes existantes pour estimer la recharge est impressionnant (Arnold et al., 2000; Timlin et al., 2003; Goodrich et al., 2004; Coes et al., 2007; Sibanda et al., 2009; Obiefuna et Orazulike, 2011; Aurand et Thamke, 2014; Rivard et al., 2014; Huet et al., 2015; Ringleb et al., 2015).

Il y a donc un intérêt pratique et scientifique à améliorer les méthodes d'estimation de la recharge qui sont simples d'application et basées sur des données facilement disponibles. Entre autres, il est nécessaire d'incorporer des techniques modernes d'assimilation des données et de développer des approches permettant de mieux évaluer l'incertitude de ces méthodes. Dans une optique de gestion durable de la ressource, il est également nécessaire de développer des méthodes qui ne permettent pas uniquement de fournir un portrait statique de la recharge en un temps donné, mais qui permettent de faire un suivi et même de prédire la recharge dans le temps.

1.2 Bilan en eau

Une gestion rationnelle de la nappe passe par la connaissance des différents flux en entrée et en sortie. La partie suivante présente les différents processus hydrogéologiques qui peuvent influencer les écoulements souterrains.

1.2.1 Infiltration météorologique

Les précipitations constituent le premier contribuant à la recharge des nappes. La recharge liée aux précipitations nécessite au préalable le calcul de la pluie efficace. Cette dernière est une notion permettant d'identifier la fraction des précipitations météorologiques qui donne lieu à un apport d'eau à l'hydrosystème continental. Cette alimentation de l'hydrosystème se traduit par un écoulement d'eau, décomposable d'une part en ruissellement de surface ou en ruissellement hypodermique au niveau du sol, et, pour l'autre part, en une infiltration dans le sous-sol en direction des nappes d'eau souterraine.

1.2.2 Evaporation

L'évaporation de la surface de l'eau a soulevé un grand intérêt chez les scientifiques depuis très longtemps. Dans des conditions arides, l'évaporation peut être élevée alors que

l'approvisionnement en eau est généralement limité. L'estimation de ces pertes est importante pour évaluer le bilan hydrique afin d'élaborer des plans de gestion de ces ressources. La mesure directe de l'évaporation au niveau de la nappe est difficile, coûteuse et généralement peu pratique. Ainsi, plusieurs chercheurs ont étudié l'évaporation au niveau de la nappe théoriquement (Gardner, 1958, Willis, 1960, Ripple et al., 1972) et expérimentalement en laboratoire (Benetin et Cervenкова, 1968, Hadas et Hillel, 1972) ou in situ (Katz, 1968, Mermoud et Morel- Seytoux, 1989). Une série de méthodes fondées sur des mesures de sol ou de caractéristiques météorologiques plus facilement mesurables ont été élaborées.

Gardner (1958) a suggéré que l'évaporation est régie soit par les conditions d'évaporation externes si la nappe phréatique se trouve près de la surface du sol, soit par les propriétés physiques du sol si la nappe phréatique est plus profonde. Il a développé une solution analytique pour évaluer l'évaporation du sol limitée dans des conditions de nappe phréatique profonde. Schoeller, (1961), McDonald et Harbaugh (1988) et Coudrain-Ribstein et al. (1997) ont suggéré des formules empiriques simplifiées pour évaluer l'évaporation de la nappe phréatique.

Cette formule s'écrit sous la forme suivante par l'équation (1.1) :

$$ET = \begin{cases} ET_{pot} \left(1 - \frac{d}{d_{cr}}\right)^r, & d < d_{cr} \\ 0, & d \geq d_{cr} \end{cases} \quad (1.1)$$

avec

ET : taux d'évaporation [LT^{-1}], ET_{pot} : évaporation potentielle [LT^{-1}], d : niveau du toit de la nappe [L], d_{cr} : profondeur de la nappe critique au-delà duquel l'évaporation égale à zéro [L] et r : paramètre empirique varie de 1 à 3.

La profondeur critique d_{cr} peut être calculée par l'équation (1.2) (Zammouri, 2001) :

$$d_{cr}(cm) = 170 + 8 T \quad (1.2)$$

avec

T : température annuelle moyenne [$^{\circ}C$].

Doorenbos et Pruitt (1977) ont proposé une méthode pour calculer l'évaporation moyennant la variation du stock de l'eau du sol dans la zone racinaire. Plus récemment, Wang et al. (2016) ont modifié la formule en reliant l'évaporation avec le coefficient cultural et la distribution de la teneur en eau. Elle se définit par l'équation (1.3) :

$$ET = K_c ET_0 \left(1 - \frac{d}{d_{max}}\right)^r \frac{\theta_{fc} - \theta}{\theta_{fc} - \theta_{wp}} \quad (1.3)$$

avec

K_c : coefficient cultural [-], ET_0 : évapotranspiration de référence [LT^{-1}], d : niveau du toit de la nappe [L], d_{max} : profondeur maximum ou critique au-delà de laquelle l'évaporation est égale à zéro [L]. θ : teneur en eau moyenne [-], θ_{fc} : teneur en eau à la capacité au champ [-] et θ_{wp} : teneur en eau au point de flétrissement [-].

1.2.3 Extraction racinaire

L'extraction de l'eau par les systèmes racinaires peut exercer un impact important sur les flux d'eau vers l'atmosphère et vers les eaux souterraines (Canadell et al., 1996) et surtout un effet sur l'équilibre hydrique du sol (Camargo et Kemanian, 2016). De nombreuses approches pour la modélisation de l'extraction racinaire ont été suggérées. Ces approches diffèrent par la dimensionnalité spatiale et la complexité de la description de ce terme puits (Javaux et al., 2013 ; Peters, 2016). Dans la zone non saturée, l'écoulement de l'eau est souvent simulé dans une, deux et trois dimensions spatiales, l'extraction racinaire est généralement considérée comme une fonction simple de la dimension verticale seulement (Vrugt et al., 2001). Pour modéliser l'extraction par les racines dans la zone non saturée, un terme de prélèvement (Q_{up}) a été incorporé au membre de droite de l'équation de Richards (Kool et Van Genuchten, 1991). Ce terme comme décrit dans Raats (1974), Feddes et al. (1978) et Šimůnek et Hopmans (2009), a été testé en divers cas pratiques. Il peut facilement être mis en œuvre dans les outils numériques existants via une interface définie par un utilisateur.

Dans notre étude, on va s'intéresser à un modèle monodimensionnel de l'extraction racinaire. En effet, le modèle proposé par Vrugt et al., (2001) a été utilisé. Il est basé sur la fonction exponentielle de Raats (1974) présentée par l'équation (1.4) :

$$\beta(\tilde{Z}) = \left[1 - \frac{\tilde{Z}}{l_{max}}\right] e^{-\frac{e}{l_{max}}|b-\tilde{Z}|}, \tilde{Z} \geq 0 \quad (1.4)$$

avec

$\beta(\tilde{Z})$ décrit la variation spatiale verticale du terme de prélèvement dans la zone racinaire suivant la profondeur \tilde{Z} , l_{max} : longueur maximale des racines [L], e et b : paramètres empiriques [-].

La fonction normalisée de l'extraction d'eau par les racines S_m [T⁻¹], exprime le volume d'eau extrait par unité du volume du sol avec le temps, est calculée comme suit par l'équation (1.5) :

$$S_m(\tilde{Z}) = \frac{\beta(\tilde{Z}) T_{pot}}{\int_0^{l_{max}} \beta(\tilde{Z}) dz} \quad (1.5)$$

avec

T_{pot} : potentiel de transpiration [LT⁻¹]. Il se calcule comme présenté dans l'équation (1.6) :

$$T_{pot} = Kc \times ET_0 - E_s \quad (1.6)$$

avec

K_c : coefficient cultural [-], ET_0 : évapotranspiration de référence [LT⁻¹], E_s : évaporation du sol [LT⁻¹].

Pour assurer les conditions du non stress hydrique, une fonction de réponse doit être introduite (Van Genuchten, 1987). Cette fonction est représentée par l'équation (1.7) :

$$\gamma(\psi) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_{50}}\right)^c\right]} \quad (1.7)$$

avec

ψ : pression de l'eau [L], ψ_{50} : potentiel de pression pour lequel la transpiration est réduite de 50% [L], c : paramètre empirique [-].

Une valeur de 3 a été assignée pour la constante c tel que suggérée par Kool et Van Genuchten (1991).

Finalement, en combinant les équations 1.5 et 1.7, on arrive à l'Equation 1.8 :

$$Q_{up}(\psi, \tilde{Z}) = \gamma(\psi) \times S_m(\tilde{Z}) \quad (1.8)$$

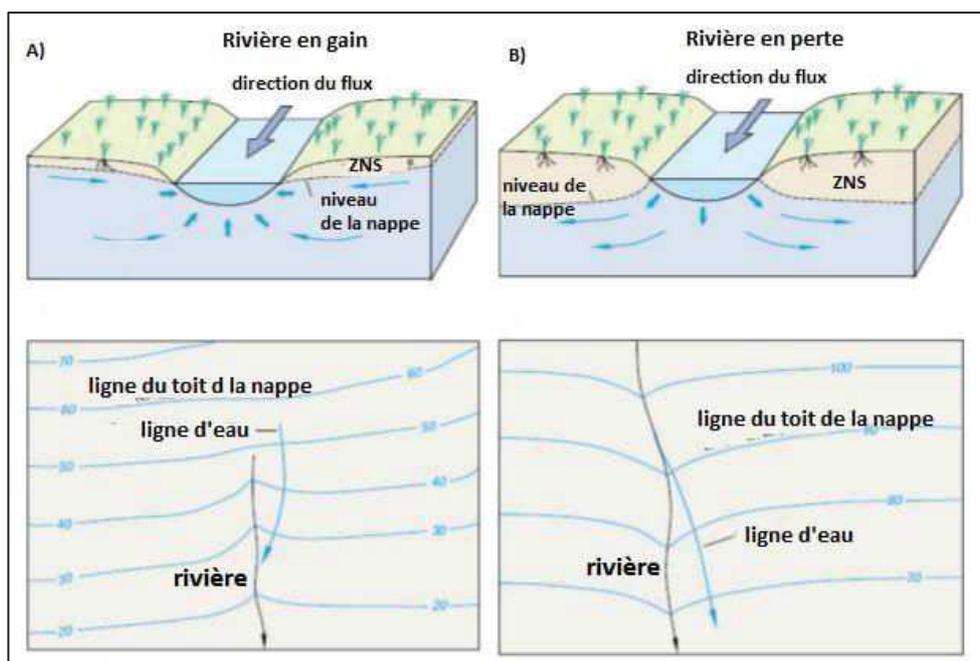
avec

$Q_{up}(\psi, \tilde{Z})$: extraction racinaire pour chaque profondeur \tilde{Z} [T⁻¹]

1.2.4 Echange nappe/oued

Depuis les deux dernières décennies, l'intérêt pour les interactions aquifère-rivière se fait grandissant auprès de la communauté scientifique (Fleckenstein et al., 2010). Les flux échangés entre un aquifère et une rivière peuvent avoir lieu dans deux directions. La première, une rivière peut drainer l'eau souterraine lorsque le niveau de la ligne d'eau de la rivière est

supérieur au niveau du toit de la nappe (rivière en gain). Dans ce cas, les eaux superficielles s'infiltrent vers les eaux souterraines à travers le lit et les berges du cours d'eau. La deuxième direction s'établit lorsque le niveau de la ligne d'eau est en dessous du toit de la nappe (rivière en perte) (Brunke et Gonser, 1997). La figure 4 présente le processus d'échange en fonction des positions relatives de la ligne d'eau et du toit de la nappe.



(Winter et al., 1998)

Figure 4. Schéma du processus d'échange nappe-rivière

L'exfiltration de l'eau souterraine survient à différentes échelles de façon diffuse ou ponctuelle dans le lit d'une rivière (Sophocleous, 2002). D'une manière locale, les perturbations du régime d'écoulement en rivière peuvent engendrer des flux entrants et sortants à faible profondeur dans le lit et les berges d'une rivière. De tels flux sont notamment observables dans les zones de seuils et mouilles (Storey et al., 2003). À l'échelle du bassin versant, l'interaction entre l'eau de surface et l'eau souterraine dépend de la position des masses d'eau de surface par rapport aux patrons d'écoulement souterrain (Winter, 1998). Un système d'écoulement souterrain peut être local, intermédiaire ou régional, selon la distance entre les zones de recharge et les zones de résurgence. Les systèmes d'écoulement souterrain issus d'une topographie prononcée génèrent des débits de base de provenance locale dans les plans d'eau mineurs. À l'inverse, les patrons d'écoulements issus d'une topographie plane génèrent des débits de base de provenance régionale dans les plans d'eau majeurs (Sophocleous, 2002).

Les mécanismes d'échange sont beaucoup plus complexes et dépendent principalement de la différence de pression entre le cours d'eau et l'aquifère (Sophocleous, 2002) ; la forme du lit de la rivière (Cardenas et al., 2004, Boano et al., 2006), les propriétés hydrauliques du lit de la rivière et de l'aquifère adjacent (Genereux et al., 2008) et l'état de la connexion hydraulique entre la rivière et le cours d'eau (Brunner et al., 2009). Les flux d'échange présentent une grande variabilité spatiale et temporelle, souvent liée à l'hétérogénéité spatiale des paramètres hydrauliques du lit de la rivière et de l'aquifère adjacent (Conant, 2004 ; Rosenberry et Pitlick, 2009). Cette variabilité rend l'étude des échanges des flux un défi majeur à révéler. La conductivité hydraulique du lit de la rivière est généralement inférieure à celle du milieu aquifère adjacent (Doppler et al., 2007) en raison du colmatage par les sédiments fins (Rushton et Tomlinson, 1979).

La position, les dimensions et les propriétés hydrauliques des aquifères sont en fonction de la géologie du bassin qui est considérée comme étant le facteur prédominant lié aux interactions aquifère-rivière (Bloomfield et al., 2009). En effet, Belhassan et al (2010) ont souligné que la relation nappe-rivière est très influencée par la géologie des terrains ainsi que par la composante ruissellement-infiltration. Au niveau du bassin versant du Sais au Maroc où les formations sont peu perméables, l'infiltration est faible et la relation débit de rivière-niveau piézométrique permet de distinguer trois zones correspondantes à trois périodes différentes (période d'étiage, période d'alimentation-drainage et période des crues). Dans le cas où les formations géologiques sont très perméables, l'infiltration est très forte et la relation débit de rivière-niveau piézométrique ne permet pas de démontrer une corrélation positive.

La majorité des échanges entre les deux systèmes est observée sous l'influence d'une inondation sur la plaine. En effet, une inondation est une submersion plus au moins rapide d'une zone avec des hauteurs d'eau variables. Elle est due à la remontée de la nappe provoquée par des pluies successives importantes. L'intensité, la durée et la fréquence des inondations affectent les variations spatiales et temporelles des propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'hydrosystème (Junk et al., 1989). La variation de l'intensité des inondations détermine le degré de la connectivité entre la rivière et sa plaine. L'inondation favorise le maintien de la fertilité des sols.

1.2.5 Extraction par puits de pompages

L'eau souterraine est un capital indispensable au développement agricole. Le recours à ces ressources, essentiellement dans les zones semi-arides, a été fréquemment encouragé par les États en octroyant des subventions (Llamas et Martínez-Santos, 2005). Cela a conduit par la suite à des situations parfois qualifiées « d'anarchique » avec la reprise de l'initiative d'irrigation par les agriculteurs à travers des millions de forages souvent illicites (Shah, 2009). A l'échelle mondiale, les prélèvements en eau souterraine ont été multipliés par 10 entre 1950 et 2000, passant d'environ 100 à presque 1000 Km³/an (Margat et Van der Gun, 2013). En Afrique du Nord, la surexploitation des eaux souterraines dépasse 50% (Kuper et al., 2016).

Le pompage des eaux souterraines pour l'irrigation est souvent le terme quantitatif le plus important dans le bilan hydrique. Comme la recharge, l'extraction par les puits de pompages dans un système aquifère est un terme difficile à quantifier. En effet, le manque d'observations sur les prélèvements réels des eaux souterraines laisse de grandes questions sur la contribution de chaque processus hydrogéologique à la baisse des nappes. Pour une meilleure gestion raisonnée de la ressource en eau, l'estimation des pompages est une information indispensable. Cependant, les prélèvements en eau souterraines par les agriculteurs restent encore mal connus et estimés avec beaucoup d'incertitudes (Margat, 2008).

Ces prélèvements sont souvent estimés par des méthodes indirectes, basées sur la télédétection pour identifier les aires irriguées et déterminer l'évapotranspiration sur les estimations des besoins théoriques des plantes (Abourida et al., 2008; Castaño et al., 2010; Famiglietti et al., 2011; Wada et al., 2012) ou des estimations statistiques.

1.2.5.1 Estimation statistique

L'évaluation des volumes d'eau prélevés d'une nappe, peut se faire à partir d'une enquête de terrain. Cette méthode nécessite des moyens humains et matériels quand la nappe couvre une grande superficie. Pour chaque point de pompage, le prélèvement peut être calculé par les quatre méthodes suivantes :

- ✓ méthode directe par la détermination des débits extraits comme étant le produit des débits instantanés mesurés et la durée annuelle déclarée du fonctionnement de la pompe,
- ✓ méthode d'estimation des volumes prélevés en se basant sur la quantité d'énergie consommée annuellement et le rendement de la pompe,
- ✓ méthode basée sur l'utilisation des volumes d'eau des bassins remplis durant l'année,
- ✓ méthode s'appuyant sur les cultures pratiquées au niveau des superficies desservies par le pompage et du volume d'eau utilisé pour l'irrigation.

Cette méthode statistique ne s'accorde pas avec la réalité à cause de la qualité médiocre des données, des nombreux forages non autorisés, ou des forages qui dépassent le débit accordé en absence des compteurs (Abourida et al., 2008).

1.2.5.2 Approche basée sur la télédétection

La télédétection est utilisée pour estimer la consommation en eau des cultures à partir de la cartographie de l'occupation du sol. Cette cartographie passe nécessairement par l'utilisation des images satellitaires. Elle permet d'estimer les superficies des différentes occupations de sol. Plus la cartographie est précise, plus l'estimation des besoins en eau est précise et plus la quantification des volumes pompés est réelle. Abourida et al. (2008) ont pu estimer le volume d'eau pompé à partir de la nappe pour l'irrigation dans la plaine du Haouz au Maroc en utilisant deux méthodes : une méthode statistique et une méthode basée sur l'utilisation de la télédétection. Ils ont affirmé la fiabilité de l'utilisation des images satellitaires pour une bonne estimation du volume pompé. Récemment, Tazekrit et al. (2018) ont estimé le volume d'eau pompé pour l'irrigation dans la plaine de Macta située en Algérie à l'aide du modèle de bilan hydrique SAMIR (SATellite Monitoring of Irrigation). Les résultats montrent que le volume d'eau pompé obtenu par ce modèle est égal au volume d'eau pompé enregistré par des compteurs spécifiques. Ceci confirme la faisabilité d'estimer le volume pompé par télédétection sans calculer les valeurs théoriques besoins en eau des cultures.

1.3 Conclusion

L'estimation de la recharge est basée sur la modélisation numérique. Dans notre cas d'étude, l'évaporation potentielle annuelle est toujours supérieure au taux des précipitations annuelles. Pour remédier à ce problème dans les simulations des écoulements depuis la surface jusqu'à

la nappe (chapitre 7), l'évaporation potentielle est multipliée par un coefficient de réduction reliant l'évaporation à la pression capillaire et à la distribution de la teneur en eau (Equation 1.3). Ce terme représente un réel verrou scientifique dans cette étude. La méthodologie de l'intégration de ce terme puits va être abordée dans le chapitre 7.

Compte tenu de l'importance des inondations dans la plaine de Sidi Bouzid pour recharger la nappe par l'infiltration des eaux de crues le long du lit d'oued, une attention s'est accordée à la date et à la durée de chaque crue dans les simulations du transfert hydrique.

Chapitre 2 : Modélisation numérique du transfert hydrique en milieu poreux

Nous allons rappeler dans ce chapitre les équations de base qui décrivent les transferts d'eau dans un milieu poreux saturé et non saturé, avant d'ébaucher les différents codes de calcul permettant de modéliser les écoulements depuis la surface du sol jusqu'au toit de la nappe.

2.1 Hydrodynamique en milieu poreux

Les phénomènes de transfert de l'eau abordés concernent les écoulements dans la partie saturée (transferts linéaires) ainsi que dans la partie non saturée (transferts non linéaires) du sol. Les équations fondamentales qui régissent ces transferts sont l'équation de Darcy et l'équation de conservation de la masse appliquée au fluide. Au niveau du formalisme, les équations sont établies à l'échelle du Volume Élémentaire Représentatif (VER) qui permet d'établir une équivalence entre le milieu réel et un milieu fictif continu défini à l'échelle macroscopique (Bear, 1979).

2.1.1 Ecoulement en milieu poreux saturé

Le milieu poreux est dit saturé lorsque tous les pores sont remplis d'eau. Le milieu est dans ce cas formé par deux phases. La phase liquide et la phase solide.

2.1.1.1 Loi de Darcy

La loi de comportement à l'échelle macroscopique des écoulements en milieux poreux est la loi de Darcy. C'est une loi empirique établie par Henry Darcy en 1856 permettant de déterminer le débit Q résultant d'un écoulement unidirectionnel dans une colonne remplie par un milieu poreux saturé homogène indéformable et isotrope et traversée par un fluide incompressible isotherme. Ce débit correspond à l'équation (2.1) :

$$Q = \frac{K\Delta h}{L} A \quad (2.1)$$

avec

Q : débit [L^3T^{-1}], A : section du milieu poreux [L^2], Δh : différence de charge [L] et L : longueur du domaine [L] et K : conductivité hydraulique [LT^{-1}].

La conductivité hydraulique correspond à l'aptitude du milieu à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient de charge, elle dépend de la perméabilité intrinsèque k (une propriété du milieu poreux et dépendant de la connectivité de ses pores) de la viscosité du fluide ν et sa masse volumique ρ . Elle est définie par l'équation (2.2) :

$$K = \frac{k \rho g}{\nu} \quad (2.2)$$

avec

k : perméabilité intrinsèque [L^2] , g : accélération de la pesanteur [LT^{-2}], ρ : masse volumique [ML^{-3}] et ν : viscosité [$ML^{-1}T^{-1}$].

La loi de Darcy pour un écoulement tridimensionnel a été généralisée pour tenir compte du gradient de pression et de la gravité séparément. Elle s'écrit sous l'équation (2.3) :

$$q = -\frac{k}{\nu} (\nabla p + \rho g \nabla z) \quad (2.3)$$

avec

q : vecteur de vitesse de Darcy [$L.T^{-1}$], p : pression de l'eau dans le sol [MLT^{-1}].

Dans le cas où la masse volumique est constante, l'équation précédente se simplifie sous l'équation (2.4). Elle s'exprime par :

$$q = -K \nabla h \quad (2.4)$$

La charge hydraulique au point considéré s'exprime par $h = \psi + z$ où $\psi = \frac{p}{\rho g}$ est la pression capillaire de l'eau mesurée relativement à la pression atmosphérique et exprimée en hauteur de colonne d'eau, z [L] est la cote du point considéré.

2.1.1.2 Equation de conservation de masse

L'équation de conservation de la masse appliquée au fluide à l'échelle de VER (Bear, 1979) est définie sous la forme (2.5) :

$$\frac{\partial(\varepsilon\rho)}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho q) = \rho Q \quad (2.5)$$

avec

ε : porosité [-], ρQ : flux massique pompé ou injecté [$\text{ML}^{-3}\text{T}^{-1}$]. Dans le cas d'une densité constante, elle se simplifie sous la forme :

$$S_0 \frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot q = Q \quad (2.6)$$

avec

S_0 : emmagasinement par unité de volume du milieu poreux dû à une variation d'une unité de charge [L^{-1}].

2.1.2 Ecoulement en milieu poreux non saturé

Le mouvement de l'eau en milieu non saturé est grandement différent de celui en milieu saturé. Cette différence est due à la présence d'air dans les pores du sol en conditions de non saturation. En effet, la présence de cette phase gazeuse modifie considérablement le mouvement de l'eau. Lors de son passage dans la zone vadose, l'eau est en contact avec les grains du sol et avec l'air. La diminution du contenu en eau est accompagnée par une augmentation négative de la pression (suction) subie par l'eau et le parcours emprunté par l'eau devient de plus en plus étroit et tortueux (Jury et al., 1991). La description de l'écoulement fait intervenir dans ce cas la notion de teneur en eau θ dans le VER qui peut varier entre une valeur résiduelle θ_r et une valeur maximale saturation θ_s . L'écoulement de l'eau en milieu poreux non saturé est régi par deux lois de référence : la loi de Darcy généralisée et la loi de conservation de masse.

2.1.2.1 Loi de Darcy généralisée

Dans le cas d'un milieu non saturé isotrope, la loi de Darcy s'écrit en fonction de la pression capillaire sous la forme (appelée équation de Darcy-Buckingham) représentée par l'équation (2.7) :

$$q = -K_r K \nabla h \quad (2.7)$$

avec

K_r : conductivité relative, elle exprime la capacité du sol à transmettre l'eau suivant son état de saturation [LT^{-1}].

2.1.2.2 Equation de conservation de la masse

L'équation de la conservation de masse à l'échelle macroscopique d'un milieu poreux s'écrit sous l'équation (2.8) :

$$\frac{\partial(\rho\theta)}{\partial t} = -\nabla \cdot (\rho q) + \rho Q \quad (2.8)$$

avec

θ : teneur en eau volumique [L^3L^{-3}].

2.1.2.3 Equation de Richards

Le mouvement de l'eau dans un milieu non saturé est décrit par l'équation générale des écoulements. Cette équation découle de la combinaison de la loi de Darcy-Buckingham et de l'équation de conservation de la masse. Dans cette étude, l'eau est considérée comme étant incompressible dans l'espace et dans le temps et sa viscosité dynamique et sa masse volumique sont constantes. L'écoulement étant à trois dimensions, l'équation peut être formulée selon les divers termes dont elle est composée comme la pression capillaire ou la teneur en eau.

Trois formes d'équations d'écoulement non saturée peuvent être tirées. La première est la forme mixte où les deux variables (ψ, θ) sont employées. Et au moment de la résolution de l'équation la pression est utilisée comme variable primaire. La deuxième forme considère seulement la pression (ψ) où la variable primaire est la pression ou la charge hydraulique. La dernière forme est basée sur la saturation (S) où la teneur en eau ou la saturation sont choisies comme variables primaires. Dans notre cas, la formulation choisie est celle en ψ , exprimée par l'équation (2.9) :

$$S_0 S(\psi) \frac{\delta \psi}{\delta t} + \varepsilon \frac{\delta S(\psi)}{\delta t} - \nabla [K_r(S) K \nabla (\psi + z)] = \check{Q} \quad (2.9)$$

avec

\check{Q} : terme puits/source [T^{-1}].

Les variables h et θ , ainsi que la conductivité hydraulique K , varient simultanément et sont liées. La résolution de l'équation de l'écoulement de l'eau en milieu poreux non saturé (formule de Richards) nécessite alors de connaître les expressions de $h(\theta)$ et $K(\theta)$. Appelées

respectivement courbes caractéristiques de rétention d'eau et de conductivité hydraulique, ces courbes, sont généralement abordées et définies par l'intermédiaire de fonctionnelles phénoménologiques. Selon Vogel et al. (2001), cette résolution est néanmoins très sensible à la détermination des relations décrivant les paramètres hydrodynamiques, en particulier au voisinage de la saturation. Ces relations constitutives seront énoncées dans la partie suivante.

2.1.3 Relations constitutives

Les relations constitutives ou fonctionnelles sont traditionnellement réparties en deux groupes (Raats, 2001, Belfort, 2006) :

- ❖ Le premier groupe de fonctionnelles permet de linéariser l'équation de transfert et autorise, par le biais de transformations, une résolution analytique de l'écoulement. Dans cette catégorie figurent les modèles où la diffusivité D est constante (modèle linéaire), varie suivant une fonction échelon (modèle de Green-Ampt) ou une fonction puissance (modèle de Brooks et Corey). Les modèles de Gardner représentant une relation exponentielle entre la conductivité et la pression sont également utilisés.
- ❖ Le second groupe de relations constitutives est utilisé dans les études numériques. La démarche constitutive consiste à définir un modèle de courbe de rétention d'eau qui exprime la relation entre la teneur en eau et la pression. La conductivité relative est ensuite calculée à partir de considérations microscopiques sur la distribution des tailles de pores. Une variété de modèles est proposée dans la littérature pour définir ces relations. Le modèle de Van Genuchten et Brooks et Corey sont les plus largement utilisés.

2.1.3.1 Courbe de rétention d'eau

La variation entre le potentiel matriciel ou tension de l'eau dans le sol en fonction de la teneur en eau est appelée courbe de rétention d'eau ou courbe caractéristique d'humidité du sol (Barbour, 1998). Cette courbe est généralement spécifique à un type de sol donné. Mais elle n'est pas unique, en raison d'un effet d'hystérèse, lié à la succession des cycles d'infiltration et de drainage subis par le milieu. Celui-ci est en particulier dû au non uniformité géométrique des pores et au piégeage d'air lors de l'humidification des sols. Cet effet est souvent masqué dans les conditions naturelles par les hétérogénéités et la variabilité spatiale des sols, il est

également négligé dans la plupart des modèles mathématiques d'écoulement en milieux poreux non saturés.

Le modèle standard de Van Genuchten (1980) utilisé pour décrire la relation entre la pression et la saturation de l'eau est exprimé par l'équation (2.10) :

$$p_c = \frac{1}{\alpha} \left(S_e^{1-n} - 1 \right) \quad (2.10)$$

avec

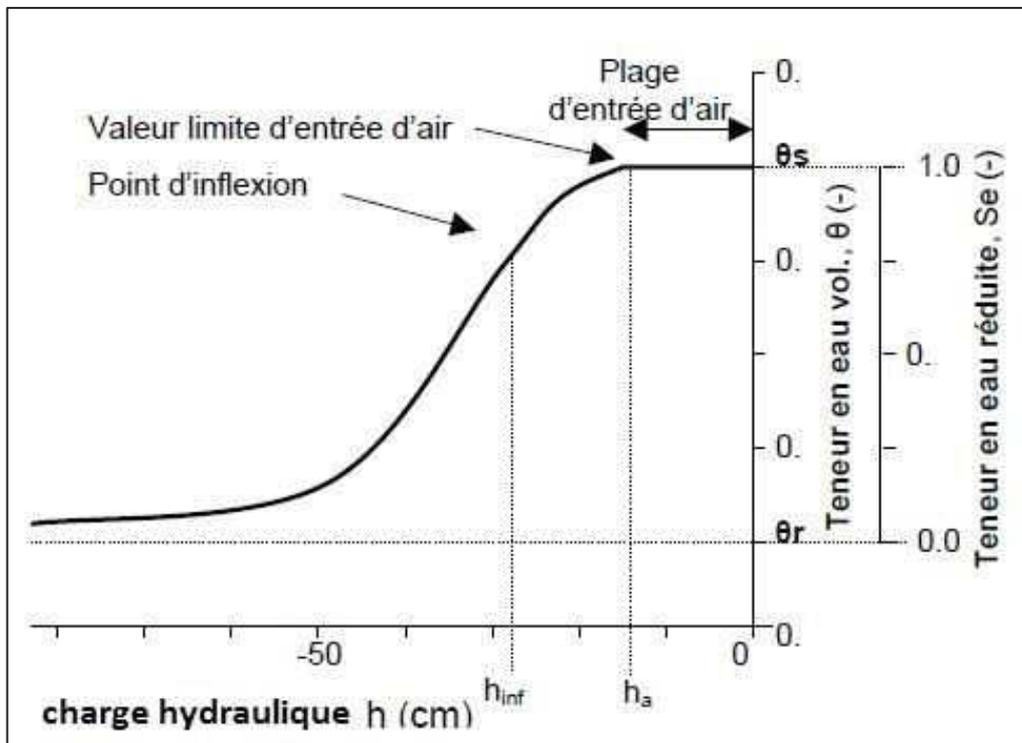
p_c : pression capillaire entre l'air et l'eau [L] sachant que $p_c = -\psi$ et $p_c \geq 0$, α : paramètre de forme de Van Genuchten ($\alpha > 0$) [L^{-1}] et n : paramètre lié à la distribution des tailles de pore [-].

La courbe de rétention d'eau peut être schématisée comme proposée sur la Figure 5. La teneur en eau réduite ou saturation effective S_e [-] est exprimée par l'équation (2.11) :

$$S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.11)$$

avec

S_r : saturation résiduelle [-], θ : teneur en eau volumétrique [-] et θ_r et θ_s représentent respectivement la teneur en eau résiduelle et à saturation [-].



(Belfort, 2006)

Figure 5. Représentation d'une courbe de rétention d'eau

2.1.3.2 Conductivité relative

La conductivité relative est une mesure de l'aptitude du milieu poreux à transmettre l'eau qu'il contient en fonction de son état de saturation. En conditions non saturées, la conductivité hydraulique dépend de la teneur en eau. Lorsque la teneur en eau diminue, la conductivité hydraulique décroît, et la succion matricielle augmente. La fonction $K(\theta)$ est généralement nulle en dessous d'un certain seuil, puis augmente de manière exponentielle jusqu'à sa valeur maximale à la saturation, K_s . Elle dépend de la texture et de la structure du sol, l'échelle de la courbe caractérisant son évolution étant influencée par K_s . (Figure 6).

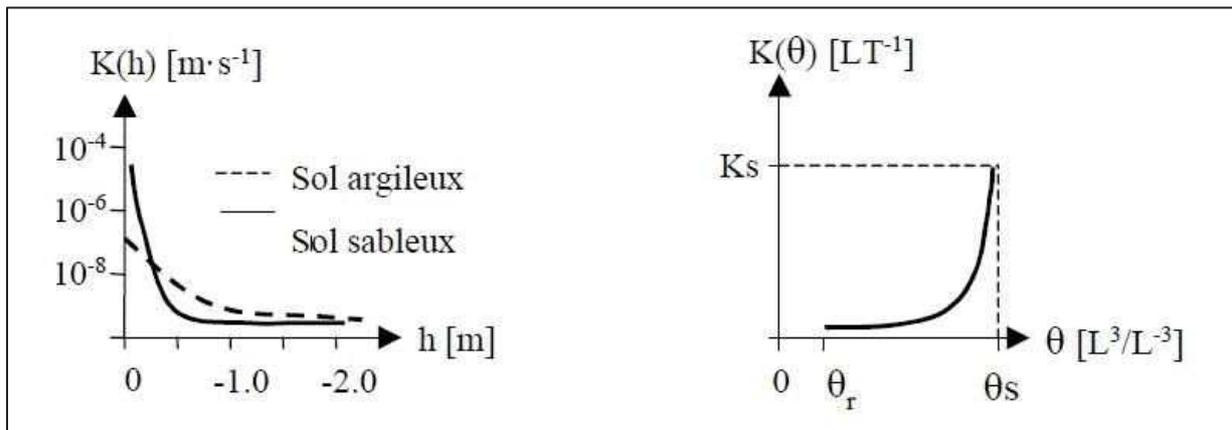


Figure 6. Allure générale des courbes $K(h)$ et $K(\theta)$

Le modèle de Mualem (1976) a été choisi ici pour décrire la relation constitutive entre la conductivité relative et la saturation, conduisant au modèle de Van Genuchten (1980) défini par l'équation (2.12) :

$$K_r = S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{n}{1-n}} \right)^{\frac{1-n}{n}} \right]^2 \quad (2.12)$$

Carsel et Parrish (1998) ont réalisé des études sur un nombre important de sols afin de connaître les paramètres de ce modèle pour les douze plus importants types de sols suivant la classification de l'US Department of Agriculture (Tableau 2). L'étude démontre que, pour plusieurs types de sols ayant des caractéristiques différentes, ce modèle fournit le meilleur ajustement et la meilleure performance.

Tableau 2. Valeur moyenne des paramètres de Van Genuchten pour 12 classes du sol

Texture	θ_s	θ_r	α (cm ⁻¹)	n	Ks (cm/j)
Sable	0,43	0,045	0,145	2,68	712,8
Sable limoneux	0,41	0,057	0,124	2,28	350,2
Sable limon	0,41	0,065	0,075	1,89	106,1
Limon	0,43	0,078	0,036	1,56	24,96
Sableux Argile limon	0,39	0,100	0,059	1,48	31,44
Argile Limon	0,41	0,095	0,019	1,31	6,24
Sableux Argileux	0,38	0,100	0,027	1,23	2,88
Argile	0,38	0,068	0,008	1,09	4,80

(Carsel et Parrish, 1998)

2.2 Différentes approches numériques et codes de calcul

La modélisation est devenue un outil indispensable à la simulation des écoulements souterrains pour une gestion efficace des ressources en eau. Elle est un outil très utile lorsque le modèle utilisé reflète bien les processus réels. Elle permet de remplacer un système complexe en un modèle reproduisant les aspects et les comportements principaux. C'est une simplification de la réalité dont le but est de comprendre et de prédire l'évolution d'un système réel. La plupart des modèles hydrogéologiques utilisés sont des modèles mathématiques déterministes. Ils sont basés sur le principe de la conservation de la masse et leur mise en œuvre nécessite généralement la résolution d'équations aux dérivées partielles.

Des solutions exactes peuvent être obtenues analytiquement (modèle analytique) alors que les méthodes numériques fournissent des solutions approchées à travers la discrétisation du système dans l'espace et le temps (modèle numérique). Le modèle numérique utilise une solution mathématique des équations d'écoulement et/ou de transport. Le domaine étudié est discrétisé dans l'espace et dans le temps et un schéma numérique est utilisé (Différences Finies, Eléments Finis, Volumes Finis, etc). Ces outils permettent de simuler des conditions hydrogéologiques hétérogènes, des gradients verticaux de charge ou de concentration ainsi que des phénomènes transitoires.

De nos jours, de nombreux outils numériques sont utilisés pour la résolution des problèmes liés aux écoulements de l'eau ou au transport des solutés dans un milieu non saturé en eau à partir de l'équation de Richards. En effet, l'application des méthodes numériques permet de remplacer une équation aux dérivées partielles par un système d'équations algébriques. La

résolution de l'équation originelle se résume alors à la résolution du système d'équations obtenues par l'application de ces méthodes. Pour ce faire, plusieurs méthodes efficaces existent, et diffèrent principalement par la manière avec laquelle sont obtenus les systèmes d'équations algébriques équivalents et parfois aussi de l'approche du problème.

La discrétisation spatiale de l'équation de Richards est encore couramment réalisée avec la méthode des DF (Romano et al., 1998; Van Dam et al., 2000; Brunone et al., 2003; Belfort et Lehmann, 2005) ou la méthode des EF (Forsyth et al., 1995; Ju et Kung, 1997; Lehmann et Ackerer, 1998; Diersch et Perrochet, 1999; Kavetski et al., 2001). Vanderborght et al. (2005) identifient un certain nombre de modèles numériques fondés sur ces méthodes. Les DF sont faciles à mettre en œuvre mais ne peuvent être appliquées que sur des maillages réalisés avec des éléments Rectangulaires (2D) ou cubiques (3D). La méthode des EF est moins contraignante en termes de géométrie.

Selon les besoins scientifiques de l'étude, le choix du modèle doit être fait selon plusieurs critères ; à savoir l'équation d'écoulement, la formulation, la dimension du problème, l'hétérogénéité, la discrétisation spatiale et les solveurs (Al-Bitar, 2007). Feflow est un modèle qui présente plusieurs avantages, qui répond à l'objectif de notre étude. L'utilité et la performance de ce logiciel ont été soulignées par plusieurs auteurs, dans des contextes hydrogéologiques différents :i) simulation du phénomène d'intrusion marine (Kumar et al., 2007; Al-Bitar, 2007; Kerrou, 2008), ii) modélisation des flux thermo-hydrauliques (Dupasquier, 2000), iii) quantification du transfert des ions de potassium et nitrates (Sansoulet, 2007) et iv) modélisation de l'irrigation dans des bassins versants (Sarwar et Eggers, 2006).

2.3 Conclusion

Les recherches porteront sur la modélisation des écoulements depuis la surface du sol jusqu'à la nappe. Nous avons retenu le code de calcul Feflow par rapport aux autres outils numérique pour quantifier la recharge numériquement. Les écoulements sous ce code vont être résolus moyennant l'équation de Richards, basé sur la loi de Van Genuchten.

Partie 2 : Matériel et méthodes

Chapitre 3 : Présentation de la zone d'étude

Le présent chapitre présente la plaine de Sidi Bouzid, qui a servi de cadre à cette étude, ces cadres climatiques et hydrographiques. Une attention va être s'accordée aux aménagements de valorisation des eaux de ruissellement dans cette région et ses efficacités.

3.1 Localisation géographique

Le site d'étude de la plaine de Sidi Bouzid se situe au centre de la Tunisie. La plaine de Sidi Bouzid est une structure synclinale entourée par les reliefs des Dj. Rakhmat et Dj. Hamra au Nord-Ouest, Dj. El Kabar au sud, Dj. Lassouda au Nord-Est et, enfin, l'alignement de l'axe Nord-Sud-Est de Dj. Fâyed et Bou Zar (Figure 7). Administrativement, la plaine de Sidi Bouzid fait partie du gouvernorat de Sidi Bouzid et elle couvre les délégations de Sidi Bouzid Est, la délégation de Sidi Bouzid Ouest et la délégation de Bir El Hfey. Elle s'encadre entre les parallèles $34^{\circ}45'$ N et $35^{\circ}15'$ N et les méridiens $9^{\circ}00'$ et $9^{\circ}45'$.

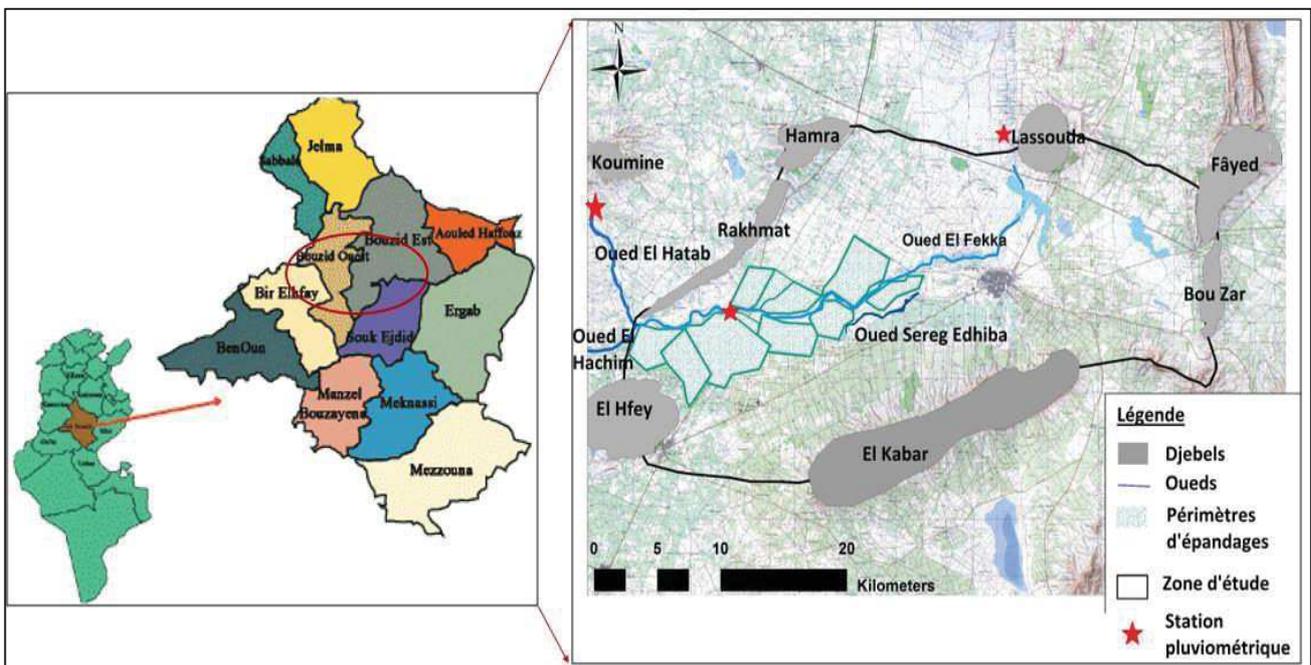


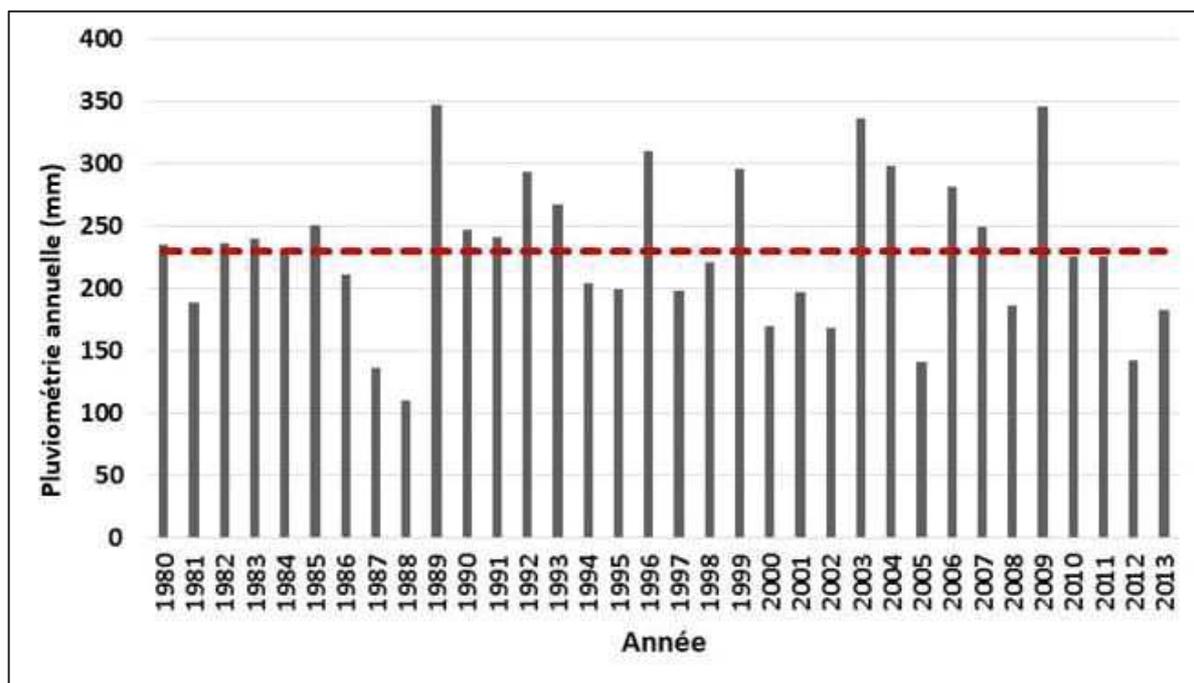
Figure 7. Localisation de la zone d'étude

3.1.1 Cadre climatique

Les données climatiques présentées dans cette section ont été obtenues de l'Institut Régional Météorologique de Sidi Bouzid pour la période s'étalant de 1980 à 2015.

3.1.1.1 Pluviométrie

La pluviométrie de la zone d'étude se caractérise par une pluviométrie aléatoire et irrégulière. En effet, l'hyétogramme de la pluviométrie annuelle pour la période de 1980-2013 (Figure 8) montre que la pluviométrie s'échelonne entre 110 mm en 1988 et 346 mm en 1989. L'analyse des précipitations interannuelles sur une période de 33 ans, montre que 16 années seulement sont excédentaires par rapport à la moyenne interannuelle calculée (229 mm) et que 17 années sont très déficitaires par rapport à cette moyenne.



(CRDA de Sidi Bouzid, 2013)

Figure 8. Pluviométrie moyenne annuelle (1980-2013)

Le suivi de l'évolution de la précipitation mensuelle durant la période 1980-2013 montre que le mois de Septembre est le plus pluvieux, avec une pluviométrie moyenne de l'ordre de 30,9 mm (Figure 9). Le mois de Janvier vient en deuxième position avec une pluviométrie de 25,9 mm. Les mois les plus secs sont Juillet et Juin avec une pluviométrie de l'ordre de 5,9 et 10,8 mm, respectivement.

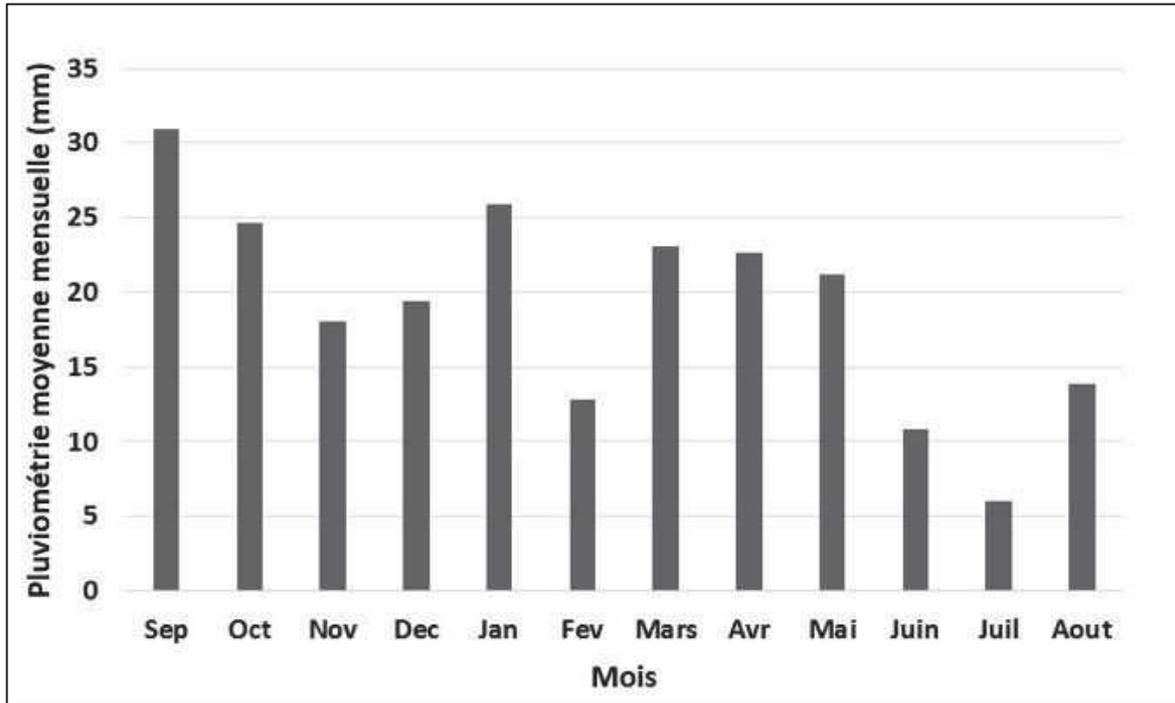


Figure 9. Pluviométrie mensuelle annuelle (1980-2013)

L'analyse des données pluviométriques saisonnières montre que l'Automne et le Printemps représentent les saisons les plus pluvieuses. Ces deux saisons détiennent 58% des précipitations interannuelles (Figure 10). Toutefois, l'été ne présente que 14%.

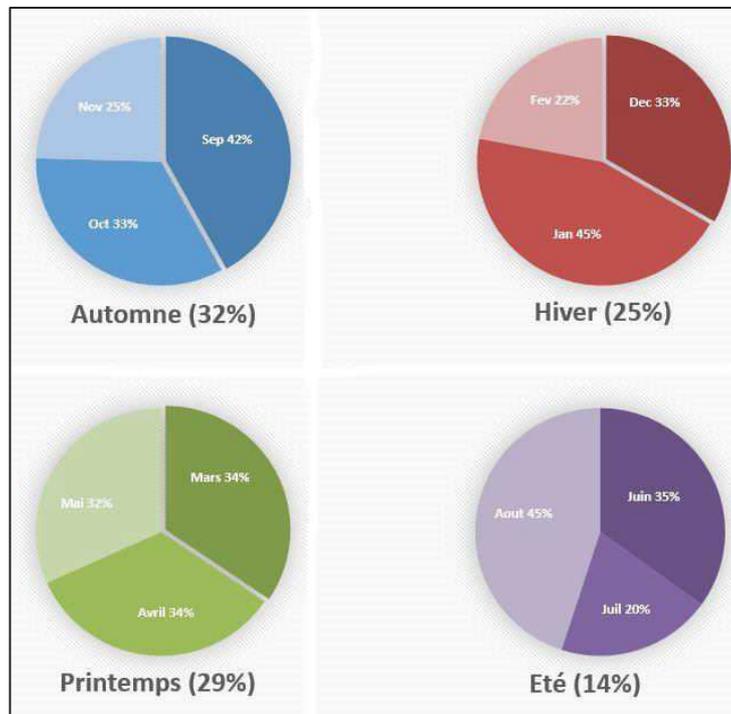


Figure 10. Pluviométrie saisonnières moyenne (1980-2013)

3.1.1.2 Température

La température de l'air joue un rôle déterminant dans la caractérisation du climat. Elle conditionne les échanges d'eau entre la surface du sol et l'air. Les données disponibles pour la période allant de 2005 à 2015, montrent une température moyenne mensuelle de 20°C. Les mois de Juillet et d'Août sont les plus chauds avec des valeurs moyennes mensuelles de l'ordre de 30°C. Les mois de Janvier et de Février sont les plus froids avec des températures mensuelles moyennes de 11°C (Figure 11).

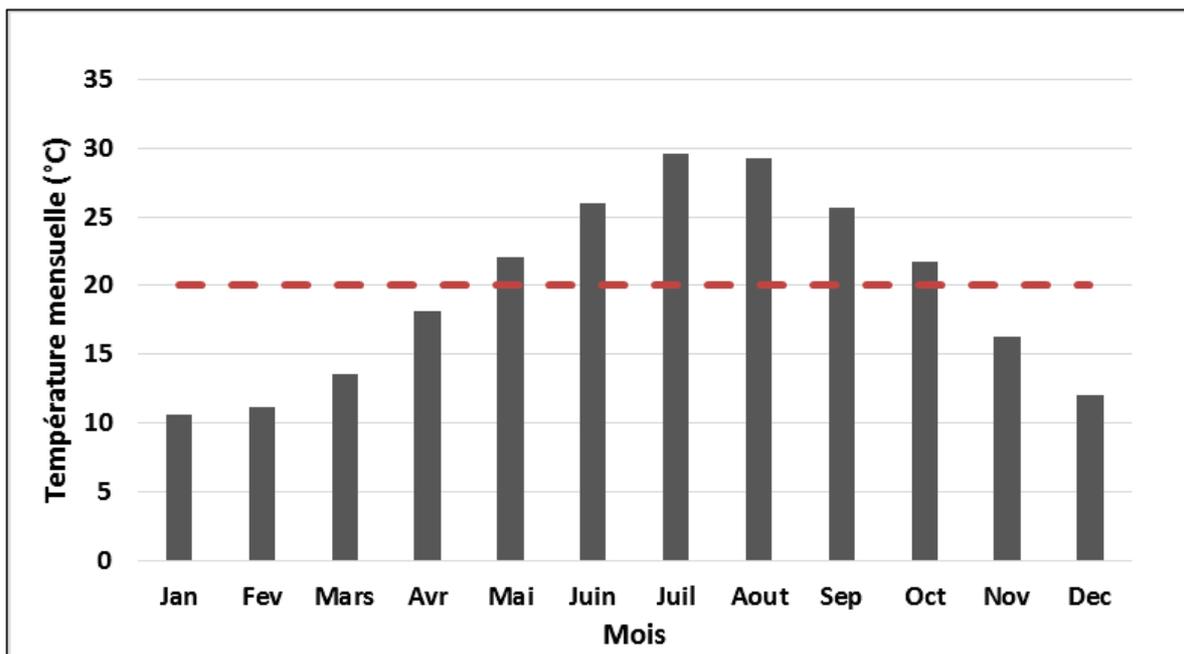


Figure 11. Température mensuelle moyenne (2005-2015)

3.1.1.3 Humidité relative

Le suivi de l'humidité relative de la zone d'étude au cours de la période allant de 2005 à 2015 montre que la moyenne mensuelle est maximale au mois de Janvier (68%), alors qu'elle est minimale au mois de Juin et Juillet. Elle est de l'ordre de 48% (Figure 12).

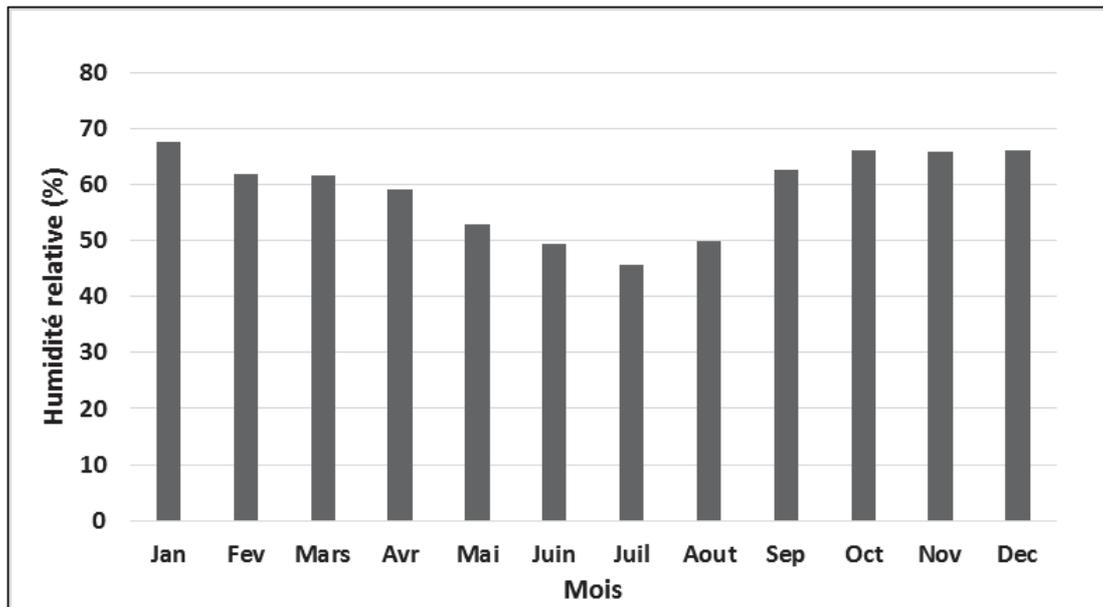


Figure 12. Humidité relative mensuelle moyenne (2005-2015)

3.1.1.4 Evaporation

La moyenne annuelle de l'évaporation potentielle mesurée par l'évaporomètre de piche à la station de Sidi Bouzid sur la période d'observation s'étalant de 2005 à 2015 est de l'ordre de 1700 mm, ce qui conduit à un déficit hydrique moyen annuel d'environ 1400 mm. Le taux est maximal en Juillet, il est de l'ordre de 202 mm, alors qu'il est minimal en Février avec une moyenne de 90 mm (Figure 13).

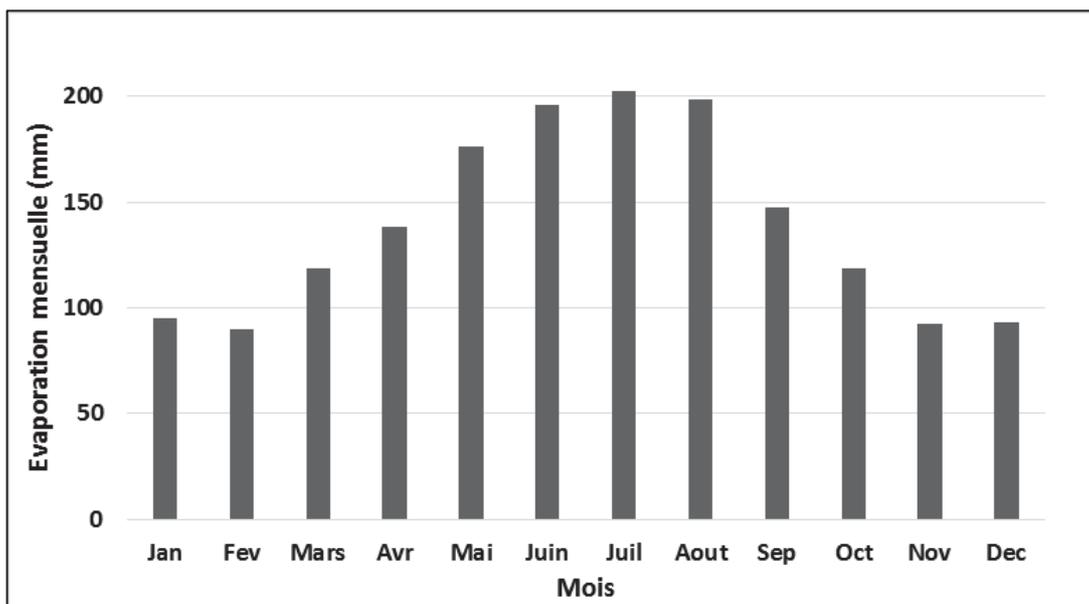


Figure 13. Evaporation potentielle mensuelle moyenne (2005-2015)

3.1.1.5 Vent

Les vents sont fréquents dans la région de Sidi Bouzid particulièrement au printemps et en été. Ils sont à l'origine de dépôts éoliens lorsqu'ils sont de direction Sud et Sud-Ouest. En hiver, la direction des vents est principalement du Nord et du Nord-Est. Les vents sont à l'origine de précipitations en provenance de la zone côtière. La vitesse moyenne mensuelle du vent oscille entre 3 et 4,4 m s⁻¹. Elle atteint son maximum durant le mois de Mai (Figure 14).

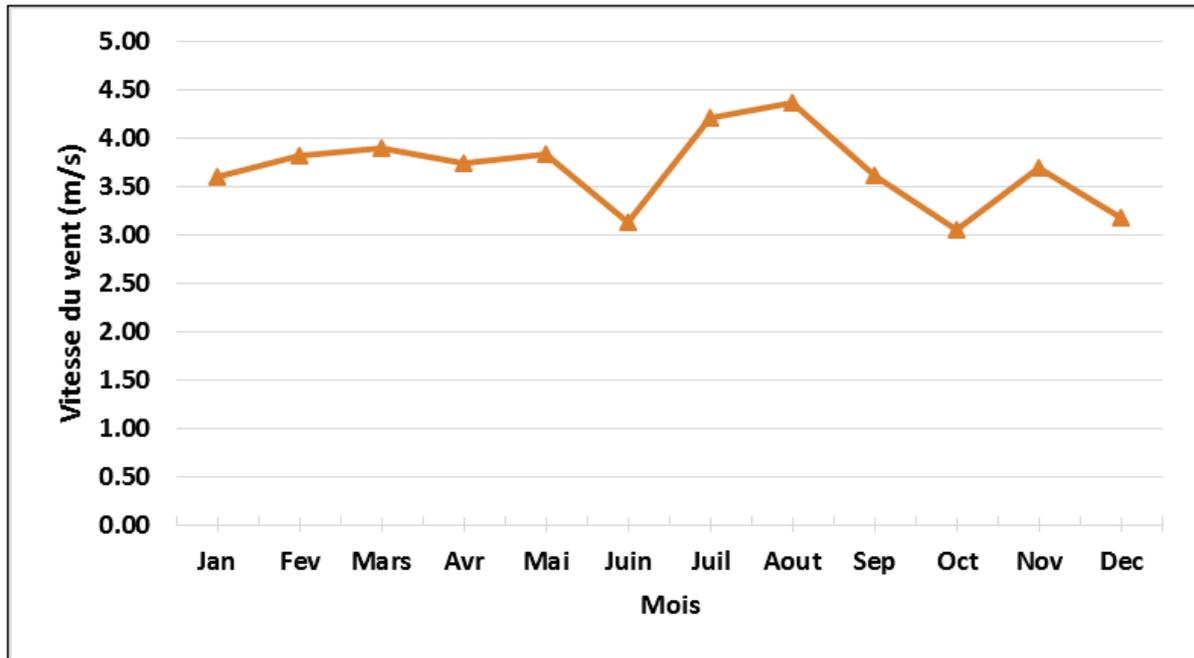


Figure 14. Vitesse moyenne mensuelle du vent (2005-2015)

La caractérisation d'un climat repose essentiellement sur la caractérisation de son aridité à l'aide ses indices écologiques en se basant sur des données locales de température et de précipitation. Parmi les indices utilisés, on note le quotient pluviométrique d'Emberger (Q_e) qui est valable pour différents climats méditerranéens. Ce quotient est défini par la relation suivante :

$$Q_e = \frac{2000 \times P}{(M)^2 - (m)^2} \quad (3.1)$$

avec

P : précipitation moyenne annuelle [L], M : moyenne des températures maximales du mois le plus chaud (°K) et m : moyenne des températures minimales du mois le plus froid (°K).

Pour le cas de la plaine de Sidi Bouzid, le quotient (Q_e) calculé est de l'ordre de 41 mm K^{-1} . Selon le diagramme d'Emberger (Figure 15), le climat de la région de la plaine de Sidi Bouzid est un climat aride avec un hiver chaud.

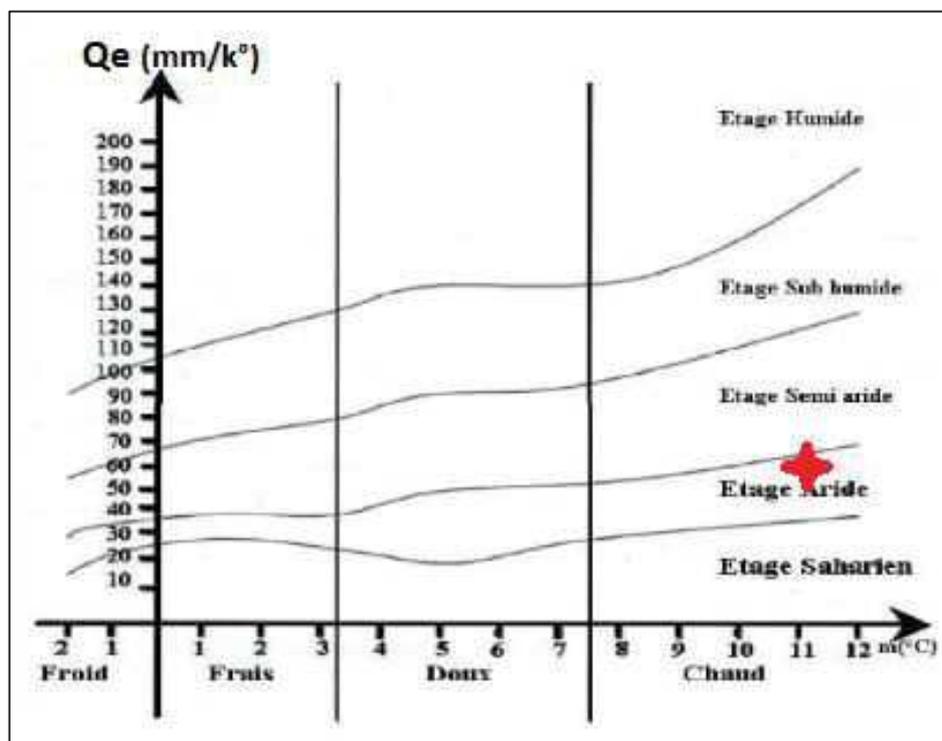


Figure 15. Etage bioclimatique de la zone d'étude selon la classification d'Emberger

3.2 Cadre hydrographique

La plaine de Sidi Bouzid est caractérisée par deux principaux cours d'eau qui sont essentiellement formés par oued Serg Dhiba, cours d'importance secondaire, et oued El Fekka. Ce dernier prend naissance à la confluence, en amont de la plaine, d'oued El Hatab et oued El Hachim d'écoulement intermittent (Figure 16). Oued El Fekka traverse la cuvette de Sidi Bouzid d'Ouest vers l'Est pour s'ouvrir ensuite sur une vaste zone d'épandage naturelle de faible altitude au Nord-Est (Nagadha). A l'extrémité Nord-Est de la plaine, Oued El Fekka donne naissance à oued Nagadha qui se prolonge en aval par oued El Hjel (Figure 16).

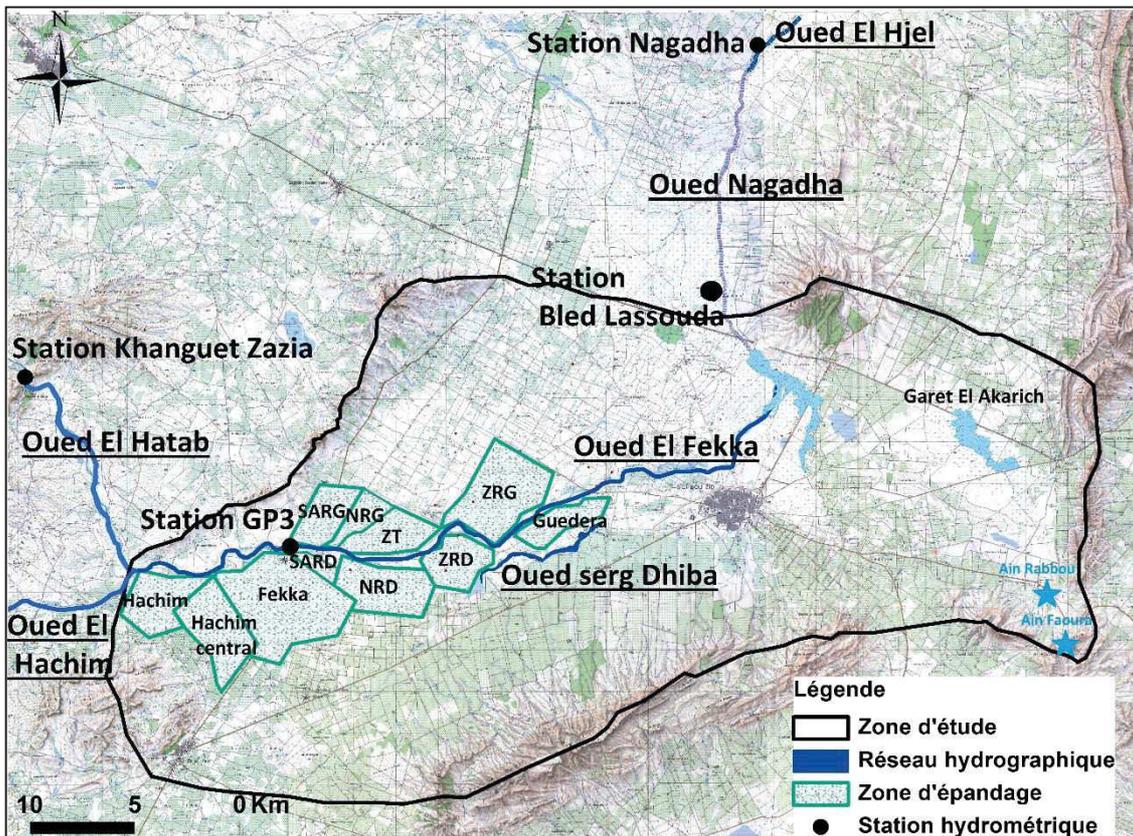


Figure 16. Réseau hydrographique de la plaine de Sidi Bouzid

3.2.1 Oued El Fekka

Oued El Fekka représente le cours d'eau le plus important et le plus connu dans la région de Sidi Bouzid. Son bassin, d'une superficie de l'ordre de 2800 Km², est drainé par deux principaux cours d'eaux, Oued El Hachim au Sud et Oued El Hatab au Nord (Figure 16). Ce dernier appartient à la branche Sud d'Oued Zéroud qui s'écoule depuis l'Algérie, traverse le synclinale de Kasserine avant de franchir un seuil rocheux entaillé au Dj. El Khanga appelé le seuil de Khanguet El Zazia. En franchissant la plaine de Sidi Bouzid, Oued El Hatab devient Oued El Fekka et contribue à l'irrigation et à la recharge des nappes de la plaine de Sidi Bouzid. En dehors des périodes des crues, Oued El Fekka est, pour la plus part du temps, à sec notamment en période estivale. En périodes des crues, il menace la ville de Sidi Bouzid et ses environs à chaque évènement pluvieux et cause des dégâts importants (tels que le cas des années 1969 et 1990) malgré les aménagements réalisés. Les observations des crues au niveau de la station hydrométrique de Khanguet Zazia, sur une période de 44 ans (1957-2001) et sans considérer les crues exceptionnelles de 1969/1970 et 1989/1990, montrent un écoulement de base interannuel moyen d'Oued El Hatab de l'ordre de 8,8 Mm³ (Yangui, 2012).

Au niveau d'Oued El Fekka, il passe environ 12 crues par an avec un débit moyen de l'ordre de 36,3 Mm³ (Tableau 3). Les observations de ces crues montrent que 46% en moyenne des apports d'Oued El Fekka se perdent dans la plaine de Sidi Bouzid sans rejoindre la station hydrométrique Bled Lassouda située à la sortie Nord de la plaine de Sidi Bouzid (Figure 16). Cette station contrôle les apports qui l'échappent de la plaine de Sidi Bouzid. Il est à noter qu'une partie des écoulements de base d'Oued El Hatab proviennent en partie des rejets de l'usine de cellulose située à 40 km en amont de la plaine de Sidi Bouzid au niveau de Khanguet Zazia, et qui se perdent dans les premiers kilomètres de la plaine de Sidi Bouzid (Bouraoui, 1984).

Tableau 3. Apport d'eau d'Oued El Hatab (1960-2013) en Mm³

Apport	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total
Min	1,2	2,3	0,5	0,5	0,5	0,6	0,6	0,4	1,1	0,5	0,3	1,1	9,4
Max	20,2	16,8	2,2	6,6	3,9	0,9	7,9	0,8	4,9	0,8	1,0	11,8	77,0
Moyen	8	3,6	2,05	2,2	2,2	3,5	2,8	1,9	2,8	1,5	2,2	4,1	36,6

(CRDA Kasserine, 2013)

Bouzaine et Lafforgue (1986) ont constaté que sur 140 crues enregistrées à Khanguet Zazia, 27 crues seulement peuvent atteindre la station de Bled Lassouda. Les deux auteurs ont montré qu'il passe en moyenne 12 à 15 crues par an dans oued El Fekka et que sur 122 crues dont les débits sont supérieures à 10 m³/s plus de 30% ne sont parvenus à la station Bled Lassouda.

L'étude des valeurs hydrométriques enregistrées au niveau de la station de Bled Lassouda sur une période de 27 ans (sans considérer les crues exceptionnelles de 1989/1990), montre un apport interannuel moyen de l'ordre de 14,7 Mm³ (Yangui, 2012).

Les apports d'Oued El Fekka sont estimés à la différence des apports d'oued el Hatab en amont de la plaine et des apports d'oued el Fekka à l'aval de la plaine (station Bled Lassouda). Ces apports sont de l'ordre de 21,6 Mm³.

3.2.2 Oued Serg Dhiba

C'est un cours d'eau non pérenne, situé à la rive droite d'oued El Fekka et connu aussi sous le nom d'oued Al Hallouf (Figure 16). Le bassin d'Oued Serg Dhiba, d'une superficie de l'ordre de 360 Km², assure le drainage des eaux de ruissellement provenant des flancs Sud Est des

Dj. El Hfey et Sidi Ali Ben Aoun et du flanc Nord de Dj. El Kabar. C'est un oued secondaire par rapport à oued El Fekka du point de vue ruissellement et volume ruisselé. Il ne sert pas à l'épandage vu la faible fréquence des crues, la morphologie et la topographie de l'oued (Hamdi, 2016).

Des estimations des apports annuels moyens ont été calculées en se basant sur la pluviométrie du bassin vu l'absence d'une station hydrométrique qui contrôle les écoulements d'Oued Serg Dhiba. Amouri (1994) a estimé l'apport annuel moyen d'Oued Serg Dhiba à 2 Mm³ pour une pluviométrie moyenne de 260 mm.

En mettant à profit l'observation du ruissellement sur huit bassins versants de la Tunisie centrale et méridionale, Fersi (1979) a établi une formule empirique valable en zone aride. Donc, en recalculant l'apport interannuel moyen du bassin versant du Serg Dhiba à la base d'une pluviométrie interannuelle de 229 mm et en utilisant l'Equation (3.2) de Fersi (1979) on trouve une valeur de 3 Mm³ :

$$V_r = S \times L_r \quad (3.2)$$

avec

V_r : volume d'eau ruisselée [L³], S : superficie du bassin [L²], L_r : lame d'eau ruisselée [L].

La lame ruisselée est calculée comme suit :

$$L_r = 0,017 \times P \times \sqrt{I_g} \quad (3.3)$$

avec

P : pluviométrie moyenne interannuelle [L], I_g indice de pente globale [-]. Cet indice a une valeur de 4,7 m/km.

3.2.3 Oued El Hachim

Le bassin versant d'Oued El Hachim se situe à la bordure Sud d'Oued El Hatab entre les bassins versants d'Oued Derb et Oued El Hallouf sur une superficie de 346 km². Il occupe toute la partie Sud-Ouest de notre zone d'étude. Pour contrôler les débits de l'oued, une station hydrométrique a été mise en place en 1962 à 2 km de la confluence avec oued El Hatab. Cette station a fonctionné pendant 10 ans avant d'être abandonnée. L'analyse des données disponibles montre une fréquence annuelle moyenne de 8 crues (Bouzaine et

Lafforgue, 1986). Les crues se caractérisent par un aspect bref et violent. En dehors des crues, l'oued est totalement sec.

Un barrage de dérivation des eaux de surface a été construit en 1961 à 7 km au Nord-Ouest de la ville de Bir El Hfey et à 2 km en amont de la confluence avec oued El Hatab afin de permettre l'épandage des eaux des crues d'oued El Hachim sur 330 hectares de terres irriguées. Cependant, ce barrage a limité l'alimentation d'oued El Fekka au niveau de la plaine de Sidi Bouzid. L'analyse des volumes des crues déversés dans la plaine montre un volume moyen de 2 Mm³, soit 33% en moyenne par rapport à l'état naturel (Lafforgue et Ghorbel, 1981).

3.3 Ouvrages d'épandages des eaux de crues

Dans la plaine de Sidi Bouzid, afin de mobiliser les eaux des crues d'oued El Hatab et oued El Hachim à travers leurs passages par la plaine, des ouvrages de dérivation ont été installés sur les rives droites et gauches d'oued El Fekka. Au total, on dénombre 11 périmètres d'épandages installés le long de l'oued (Figure 16). Les caractéristiques de ces périmètres sont présentées dans le tableau 4. Notons que les bénéficiaires sont les occupants responsables des périmètres d'épandages. Ces ouvrages en canaux en bétons (Figure 17a) et en canaux en terre remplacent des ouvrages traditionnels ou digue de terre (Mgoud) (Figure 17b) détruits après chaque crue. Ils ont pour but le renforcement de l'irrigation par épandage des eaux des crues de part et d'autres des canaux. Au niveau des Mgoud se fait des ouvertures destinées à l'alimentation des parcelles, appelées « Manfas » (Figure 17).

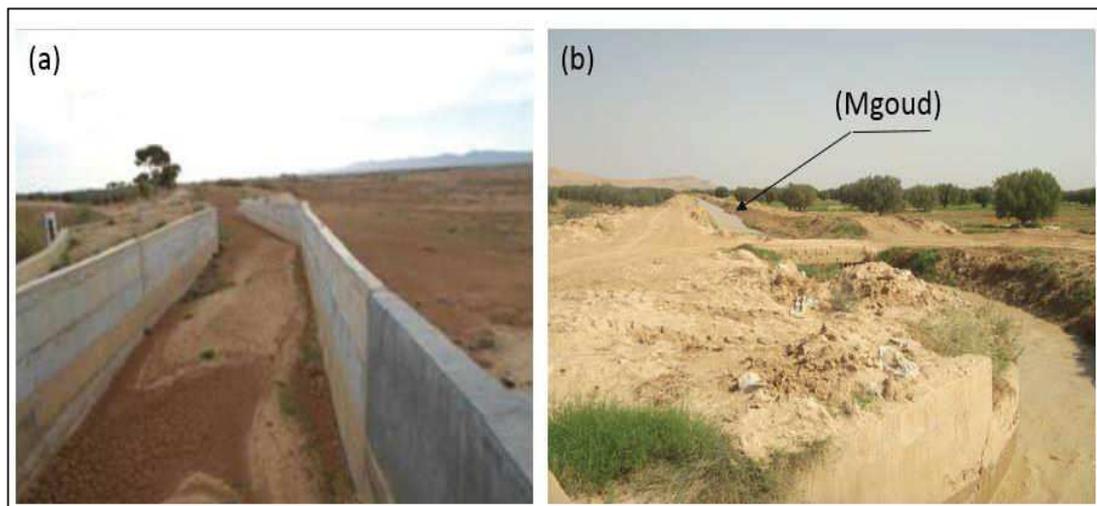


Figure 17. Ouvrage en canaux en béton et digue de terre (Mgoud)

Tableau 4. Caractéristiques des périmètres d'épandage dans la plaine de Sidi Bouzid

Périmètre	Année	S (ha)	Bénéficiaire
El Hachim	1960	1000	207
Hachim central	1960	1500	-
Fekka	1993	1000	300
Site amont R.G (SARG)	1980	500	112
Site amont R.D (SARD)	1980	400	66
Nouayel R.G (NRG)	1984	450	112
Nouayel R.D (NRD)	1984	926	230
Zaafria Traditionnel (ZT)	1975	500	151
Zaafria RD (ZRD)	1987	600	64
Zaafria RG (ZRG)	1992	900	41
Guedera	2001	250	108

(CRDA de Sidi Bouzid, 2012)



Figure 18. Manfas au niveau d'un canal en terre

Les ouvrages d'épandage peuvent être des ouvrages traditionnels ou modernes. Dans notre zone d'étude, la majorité des ouvrages sont modernes sauf un seul traditionnel « Zaafria Traditionnel ». Les ouvrages modernes se composent d'un seuil de dérivation (ouvrage stabilisateur), une prise de dérivation, un canal d'exhaussement (en terre), un partiteur de distribution, des canaux principaux et secondaires équipés par des prises à simple ou à

doubles portes et un canal de fuite pour évacuer l'excès d'eau dans l'oued. L'épandage moderne est illustré dans la figure 19 :

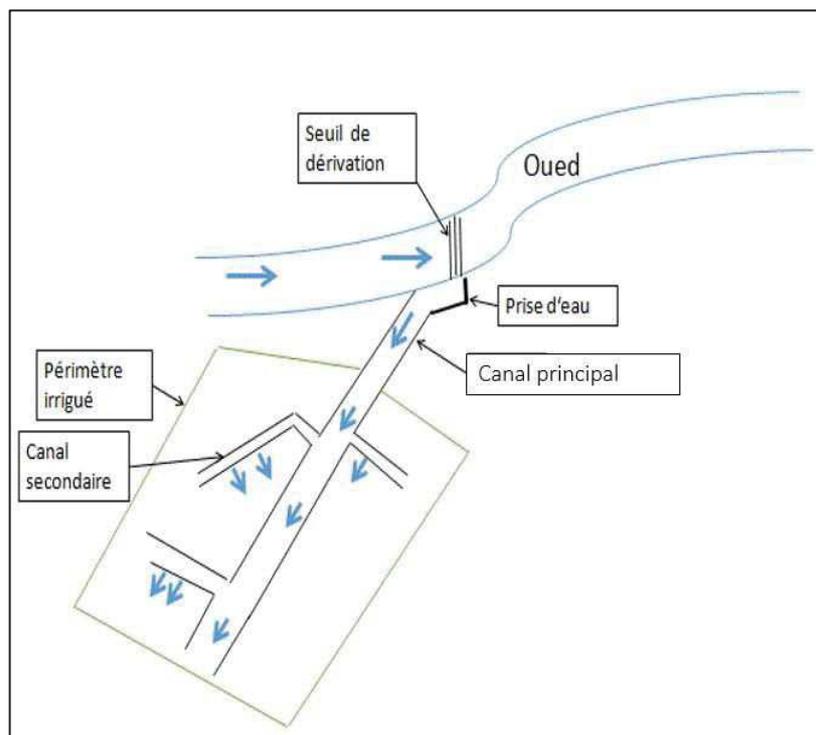


Figure 19. Composantes d'un ouvrage moderne

Le premier ouvrage a été installé sur la rive droite d'Oued El Hachim à quelques centaines de mètres en amont de sa confluence avec Oued El Hatab. A partir des années 1974, et sous le financement du Fonds International pour le Développement Agricole (FIDA) ; d'autres ouvrages ont été installés au niveau d'oued El Fekka. Ces ouvrages ont conduit à la création de plusieurs périmètres d'épandages sur une surface totale de 8000 ha permettant ainsi de valoriser les crues saisonnières des oueds d'une part pour favoriser l'irrigation des cultures et d'autres part pour permettre la recharge artificielle de la nappe par le surplus d'eau, en évitant ainsi la déperdition des crues dans la vaste zone d'évaporation de Nagadha à la sortie de la plaine.

3.4 Conclusion

La plaine de Sidi Bouzid se caractérise par un climat aride avec des précipitations faibles et irrégulières de l'ordre de 229 mm en moyenne. Le réseau hydrographique est formé essentiellement par oued El Fekka prenant naissance à la confluence d'oued El Hachim et oued El Hatab. Les apports interannuels des écoulements de surface sur la plaine en

provenance des crues d'oued El Hatab et d'oued El Fekka sont évalués à 36,6 Mm³ et 21,6 Mm³, respectivement.

L'épandage des eaux des crues est une technique pratiquée pour valoriser les eaux de surface dans l'irrigation, protéger la plaine contre les écoulements forts occasionnels et contribuer à la recharge de la nappe. L'impact éventuel des périmètres d'épandages sur la recharge de la nappe reste toujours un point de contre verse. Les différentes études menées sur l'efficience de ces ouvrages ont révélé plusieurs remarques à savoir la nécessité d'un suivi rigoureux et périodique de la piézométrie et de la chimie de la nappe de Sidi Bouzid notamment au voisinage des périmètres d'épandages. En plus, la difficulté d'estimation d'un taux d'infiltration efficace (la recharge) à cause de la grande variabilité de ce taux en fonction du sol, du climat ainsi que la puissance et la durée de la crue. La dernière remarque réside au problème de l'évaporation qui est très intense dans un tel climat aride et qui affecte la lame d'eau épandue. Tous ces facteurs peuvent influencer sur une meilleure quantification de la contribution de l'épandage des crues dans la recharge de la nappe de Sidi Bouzid. Les simulations numériques apporteront une réponse quantitative (chapitre 6 et 7).

Chapitre 4 : Etude géologique et hydrogéologique de la plaine de Sidi Bouzid

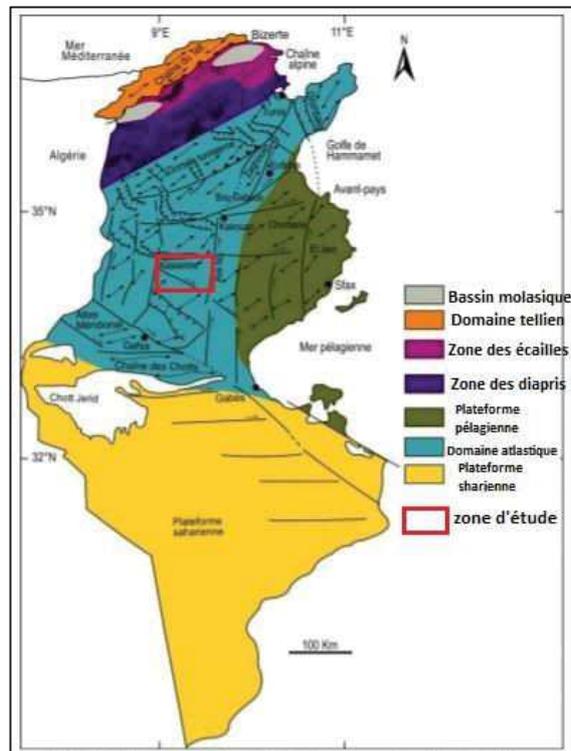
Ce chapitre est réservé, tout d'abord, à une description du contexte géologique et hydrogéologique de la plaine de Sidi Bouzid. Par la suite, il vise à calculer le bilan hydrogéologique de la nappe de Sidi Bouzid. Finalement, il présente un résumé de l'étude menée pour l'estimation du volume d'eau pompé par télédétection.

4.1 Contexte géologique

Les structures géologiques reconnues dans la plaine de Sidi Bouzid sont les résultats des mouvements tectoniques survenus, au cours de l'histoire géologique, dans la Tunisie centrale. La géologie de la Tunisie centrale et notamment celle des séries mésozoïques et cénozoïques, a fait l'objet de plusieurs études tant sur le plan stratigraphique (Castany, 1949 ; Burrolet, 1956 ; Koschel, 1980 ; Chekhma, 1996) que sur le plan structural et tectonique (Zouaghi, 2008). La région de Sidi Bouzid appartient à la limite orientale de l'Atlas Central (Figure 20). Elle est formée sur le plan structural de plis NE-SW séparant des cuvettes synclinales dont le cœur est occupé par des dépôts d'âge tertiaire.

4.1.1 Cadre stratigraphique

La couverture géologique de la plaine de Sidi Bouzid correspond à l'assemblage des cartes géologiques (1/50000) de Sbeitla, Jebel Lassouda Bir EL Hfey, Jebel Goubar. Le site d'étude est caractérisé par l'affleurement des formations géologiques qui couvrent un intervalle de temps assez large. Les âges s'étendent depuis le Trias au Quaternaire (Figure 21).



(adaptée par Hezzi, 2014)

Figure 20. Cadre structural de la Tunisie

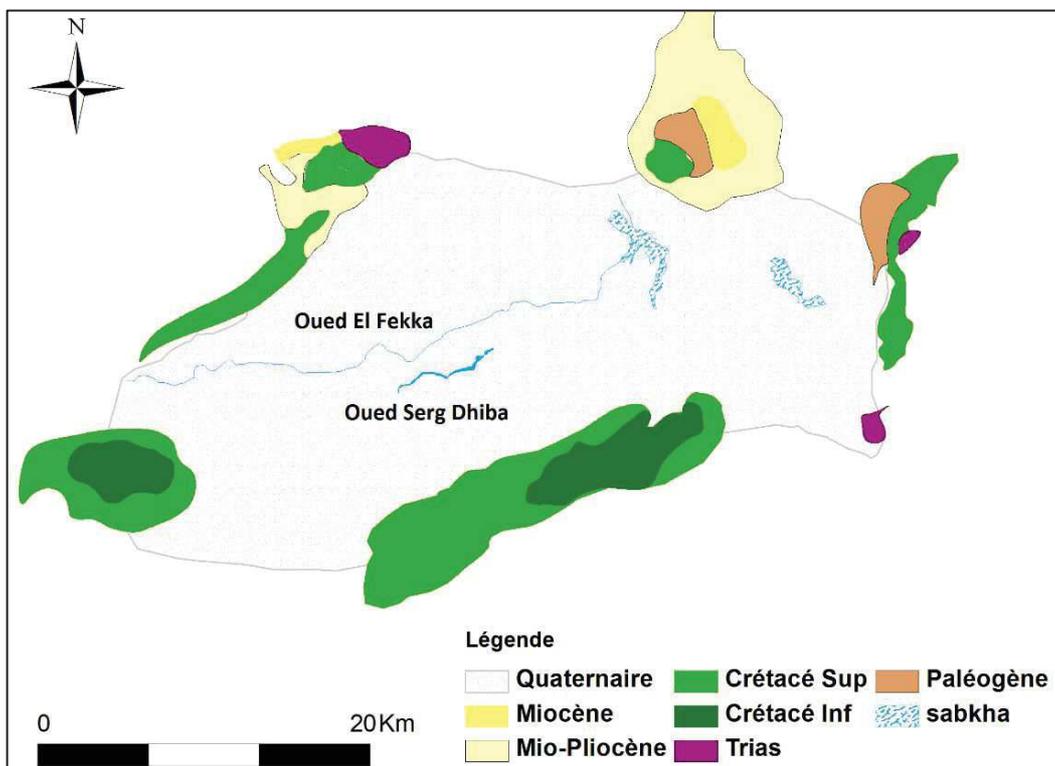


Figure 21. Carte géologique de la plaine de Sidi Bouzid (extraite de la carte géologique (1/50000))

4.1.1.1 Secondaire

4.1.1.1.1 Trias

Les affleurements triasiques sont localisés au niveau Dj. Koumine (cf. Figure 16, Chapitre 3), de Dj. El Hamra et au niveau de Dj. Rheouis à la terminaison méridionale de l'axe Nord-Sud. Ils se présentent comme des affleurements dispersés sous forme des diapirs épanchés (Amouri, 1994). De point de vue lithologique, le trias est formé d'un ensemble chaotique mal identifié qui comporte du gypse avec passage de calcaires dolomitiques et d'argiles rouges et vertes (Burollet, 1956 ; Khessibi, 1978 ; Abbès, 2004) (Figure 22). Les intrusions triasiques sont responsables de failles synsédimentaires décrochantes inverses et de failles de coulissement. Celles-ci ont été réactivées en plusieurs périodes de la sédimentation crétacée et tertiaire (Zouaghi, 2008).

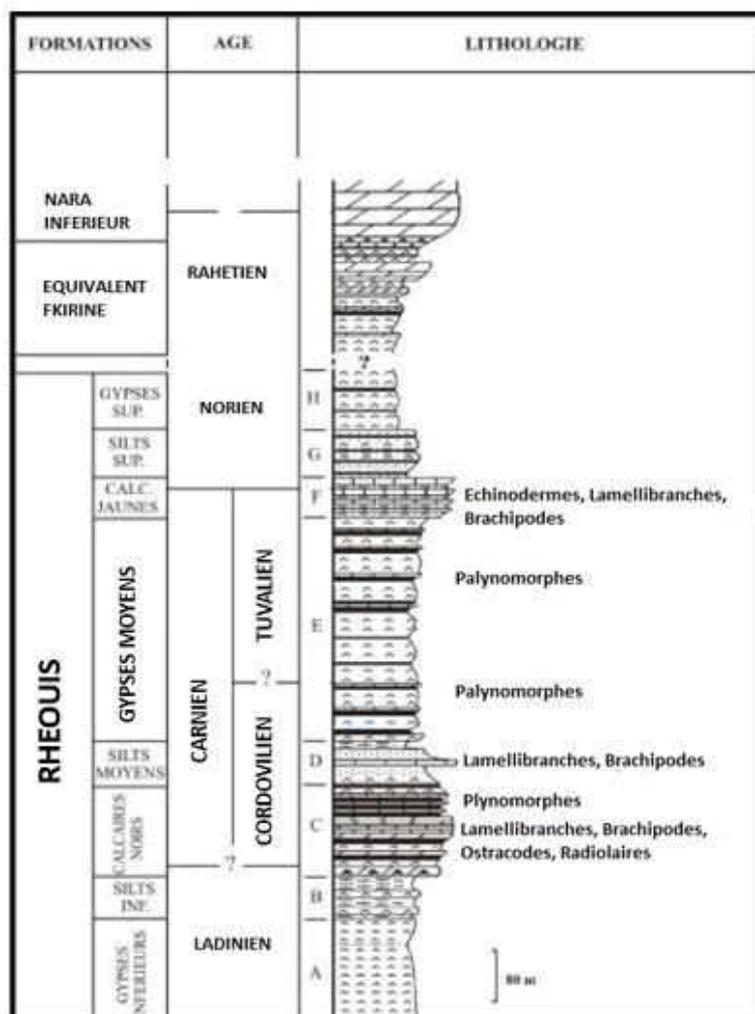


Figure 22. Colonne litho-stratigraphique du Trias au Dj. Rhéouis

4.1.1.1.2 Jurassique

La série jurassique affleure au niveau de la chaîne Nara-Sidi Khalif (axe Nord-Sud). Elle est représentée par des dépôts calcaires-dolomitiques. Dans notre site d'étude, cette formation n'est pas affleurante. Toutefois, le jurassique est atteint à une profondeur très importante (2900 m pour le sondage pétrolier de J. Souinia situé entre Gafsa et Bir El Hfey au Sud-Ouest de la plaine de Sidi Bouzid. En sub-surface, les dépôts jurassiques sont bien développés dans la plaine de Sidi Bouzid et ils sont localement affectés par des impulsions halo-cinétiques du Trias (Zouaghi, 2008).

4.1.1.1.3 Crétacé

Les affleurements crétacés sont largement répandus dans la Tunisie central et occupent le cœur des anticlinaux qui limitent notre zone d'étude.

Crétacé inférieur

Le crétacé inférieur est formé, de haut en bas, par les formations de : Sidi Khalif, Maloussi, Boudinar, Bouhedma, Sidi Yaïch et Orbata (Figure 23). Les dépôts du crétacé inférieur sont représentés en cinq formations lithologiques qui sont de bas en haut :

- ❖ Formations Orbata et Serdj : d'une part, la formation Serdj caractérise la partie septentrionale du gouvernorat de Sidi Bouzid où elle repose en discordance sur les formations sous-jacentes. D'autre part, la formation Orbata affleure surtout sur la partie méridionale de la région. Ces deux formations essentiellement carbonatées, sont constituées par une alternance de calcaires, de dolomies, d'argiles avec quelques passées gréseuses.
- ❖ Formation Sidi Yaich : il s'agit d'une formation sableuse et gréso-sableuse, formée de sables blanc rosés à grains très fins plus au moins classées. Sa partie sommitale présente des minces intercalations d'argiles silteuses et de calcaires. Elle affleure au niveau de des Dj. El Kabar et Dj. Bir El Hfey.
- ❖ Formation Bouhedma : elle se repose sur les sables fluviaux de Boudinar avec une épaisseur comprise entre 200 m et 1200 m (Dassi, 2004). Elle contient trois formations : une formation inférieure à dominance argileuse comportant des niveaux gypseux et carbonatés de faible épaisseur, une formation moyenne constituée d'une alternance de calcaires, de dolomies, de grès et d'argiles et une formation supérieure essentiellement carbonatée.

- ❖ Formation Boudinar : elle est entièrement formée par des sables à grains moyens à grossiers généralement mal classées et à stratifications obliques très fréquentes. Elle affleure au niveau de Dj. El Hfey, Dj. Ksaira (150 m) et le long de la chaîne Fâyed (Burollet, 1956 ; Ouali et al., 1986 ; Mansouri, 1980). Au niveau de Dj. El Kabar, la formation a une épaisseur de 270 m.
- ❖ Formation Meloussi : elle succède à la formation de Sidi Khalif sans discontinuité apparente. Elle est formée par une alternance de sables, de dolomies, de calcaires et d'argiles rouges ou vertes. Dans la plaine de Sidi Bouzid, cette formation existe au niveau des Dj. El Kabar (430 m), Ksaira et Fâyed (280 m) (Burollet, 1956 ; Ouali et al., 1986 ; Mansouri, 1980).
- ❖ Formation argileuse de Sidi Khalif : elle est constituée dans sa partie basale par des séquences marno-carbonatées à ammonites et à calpionelles. Dans sa partie sommitale, elle est formée par des argiles gypsifères et des calcaires bioclastiques à intercalations gréseuses (Bédir, 1995 ; Abbès, 2004). Dans notre secteur d'étude, cette formation montre un faciès constant avec un changement d'épaisseur. Elle a été décrite au niveau Dj. El Kabar sur une épaisseur de 120 m (Khessibi, 1978).

CHOTTS - GAFSA		KASSERINE KAIROUAN		ALBIEN SUPERIEUR
Formation ZEBBAG		Formation FAHDENE		ALBIEN SUP
G R O U P E	Formation ORBATA	Formation SERDJ		A
	Membre. INF.			GARGASIE
G A F S A	Formation BOUHEDMA	BOUHEDMA CARBONATE	Formation MRHILA	BEDOULIEN
				A
				BARREMIEN
Formation BOUDINAR				BARREMIEN BASAL
Formation MELOUSSI				A
Formation SIDI KHALIF				HAUTERIVIEN
				A
Formation NARA				YALANGINIEN
				BERRIASIE
				BERRIAS. BAS. A
				TITHONIQUE SUP
				BASE TITH. SUP
				TITHONIQUE INF.

(M'Rabet, 1981)

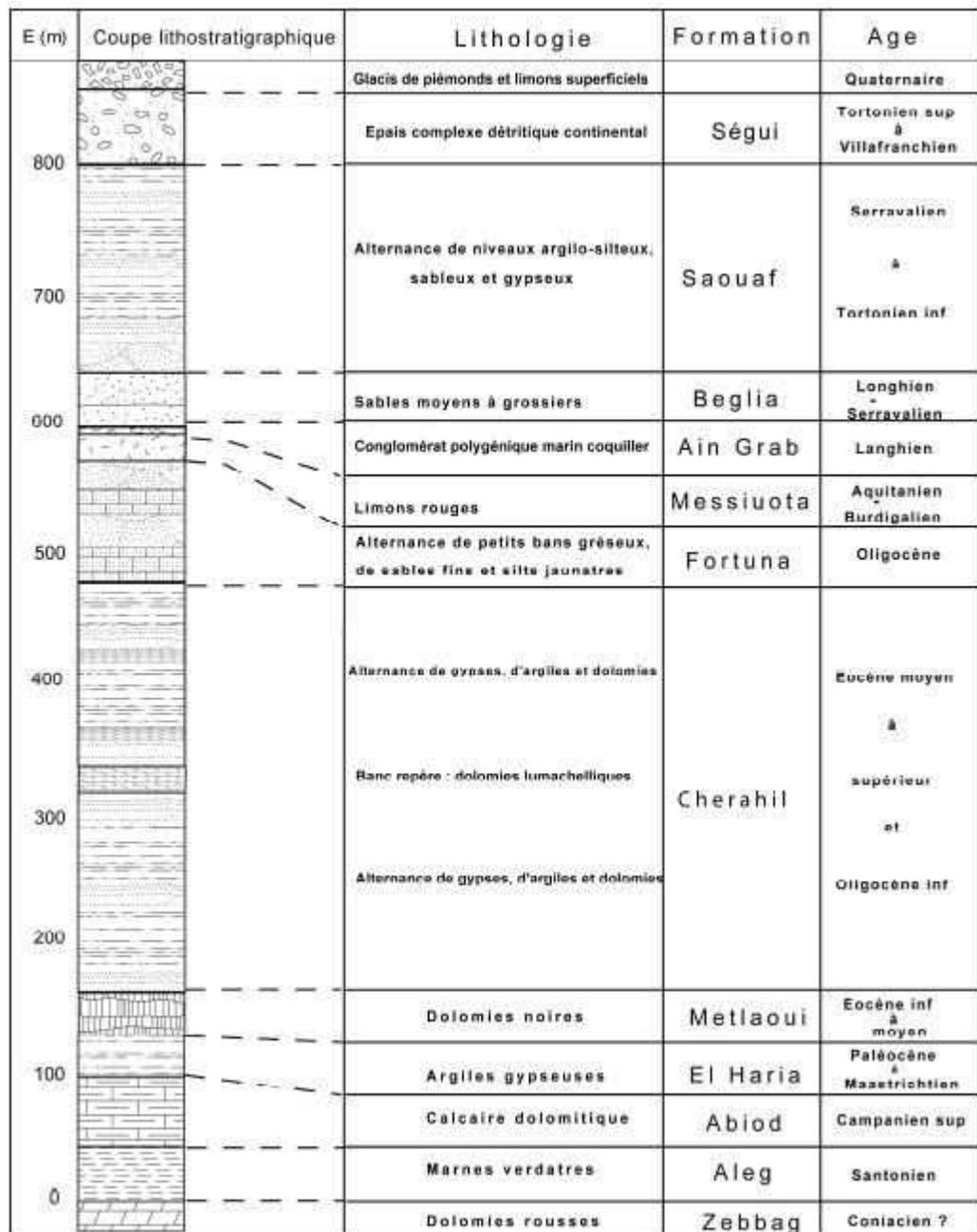
Figure 23. Corrélation des unités litho-stratigraphiques du Crétacé inférieur en Tunisie centrale

 Crétacé supérieur

Synthétiquement, le crétacé supérieur est formé en trois formations géologiques qui sont de bas en haut :

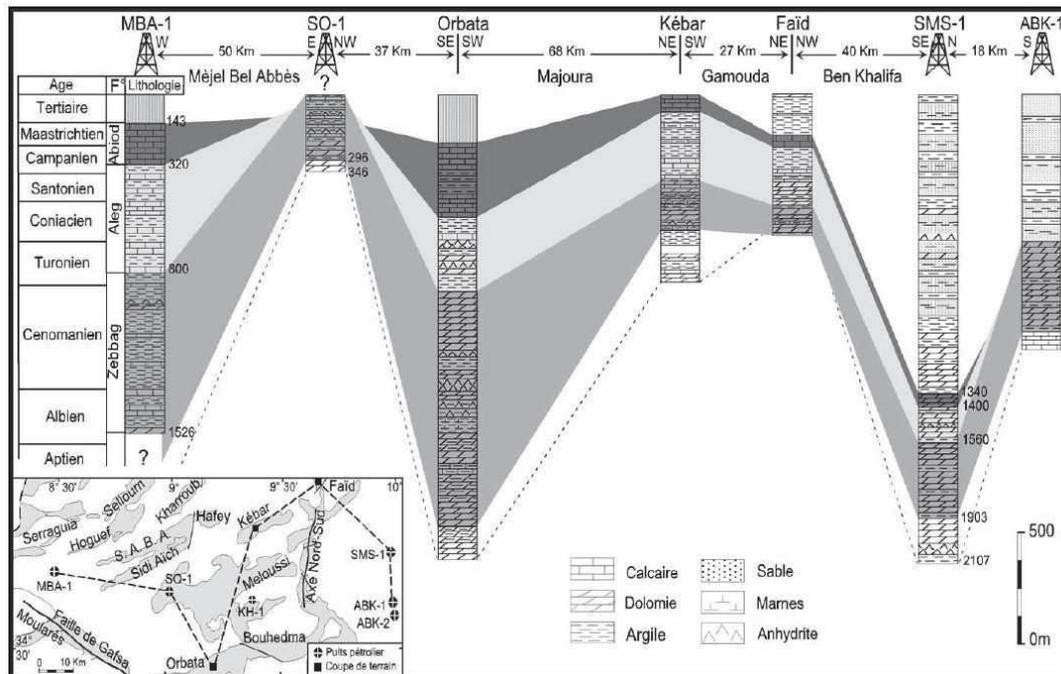
- ❖ Formation Zebbag : C'est une épaisse série subdivisée en trois formations dont les deux extrêmes sont formés de dolomies et de calcaires massifs alors que la partie médiane est principalement constituée d'argiles et de gypses. Au niveau de Dj. Lassouda, la formation Zebbag est incomplète. Par contre, au niveau de Dj. El Kabar, cette formation est épaisse de 380 m environ (Khessibi, 1978). Elle est formée de dépôts carbonatés à faciès littoraux marqués à la base par la présence d'un niveau grésolo-dolomitique riche en pectens qui soulignent la discordance des séries cénomaniennes transgressives sur les termes du Crétacé inférieur. Au niveau des Dj. El Kharroub et Dj. El Hfey, la formation Zebbag est bien développée. Elle souligne des variations de faciès et d'épaisseurs de part et d'autre des failles de directions N-S et NE-SW. Son épaisseur est de l'ordre de 176 m au Dj. Ezzitoun, de 360 m au Dj. El Kharroub et de 203 m au Dj. El Hfey.
- ❖ Formation Aleg : Elle est formée d'argiles vertes gypseuses et de marnes avec des intercalations de petits bancs carbonatés (Abbès, 2004). Dans le secteur de notre étude, la formation Aleg montre une réduction d'épaisseur et des lacunes à la suite de l'individualisation du haut fond de l'île de Kasserine. Elle est identifiée au niveau de la chaîne Nara-Sidi Khalif, au niveau de Dj. Hamra et de Dj. Lassouda (Figure 24). Au niveau de Dj. El Kabar, son épaisseur est de l'ordre 278 m. La formation Aleg est inconnue dans la partie occidentale de la région de Sidi Bouzid (Dj Ezzitoun, Dj El Hfey, Dj ElKharroub).
- ❖ Formation Abiod : Elle est formée essentiellement des calcaires blancs crayeux fortement recristallisés. Elle reflète une sédimentation marine moyennement profonde et résultant de conditions généralisées et identiques dans toute la région (Burolet, 1956). La formation Abiod est composée en trois membres : i) membre inférieur carbonaté ii) membre moyen relativement argileux et tendre iii) membre supérieur carbonaté. La formation Abiod est réduite aux alentours de l'axe N-S ; elle est absente aux alentours de l'île de Kasserine (Figure 25). Au niveau de Dj. El Kabar, la série Abiod est représentée par son équivalent latéral « Formation récifale de Merfeg » (Khessibi, 1978). Elle est formée de couches biostromales construites par des Rudistes de très grandes tailles associées à des coraux et des stromatopores divers. La puissance

de cette formation au niveau de Dj Kabar est de 136 m surmontée directement par les dépôts du Mio-Pliocène continentale.



(Creuzot et Ouali, 1989)

Figure 24. Litho-stratigraphie de Dj. Lassouda



(Zouaghi, 2005)

Figure 25. *Corrélation litho-stratigraphique des puits pétroliers et des coupes géologiques de surface en Tunisie Centrale*

4.1.1.1.4 Tertiaire

Paléogène

La Tunisie centrale est marquée par l'individualisation d'une unité structurale émergée depuis le Sénonien et qui a persisté pendant tout le Paléogène avant la transgression miocène. La région d'étude correspond à la limite orientale de cette unité résistante ce qui explique l'absence des dépôts liés à la période allant du Sénonien supérieur à l'Oligocène inférieur : la formation El Haria, le groupe Metlaoui et la formation Cherahil (formation gypse) (Koschel, 1980 ; Bedir, 1995 ; Chekma, 1996 ; Zouaghi, 2008).

Néogène

En Tunisie centrale, ces dépôts constituent des formations franchement continentales très hétérogènes. Ils correspondent aux aquifères les plus exploités dans le gouvernorat de Sidi Bouzid. Ces sédiments sont constitués essentiellement par des alternances d'argiles, d'argiles sableuses, de sables argileux et parfois de graviers. Ils sont représentés par les formations suivantes : Messiouita ; Hallouf le groupe Ain Grab (Oued el Hammem, Ain Grab) ; Mahmoud ; Formation de beglia ; Saouaf (Miocène) et enfin le complexe détritique continental de mio-plio-quaternaire : formation Segui. Dans les synclinaux effondrés de

l'Atlas Central (fossée de Kasserine, fossée de Foussana, bassin de Hajeb El Aioun, plaine de Kairouan, plaine de Sidi Bouzid), les dépôts continentaux forment généralement des remplissages très puissants avec une grande variabilité lithologique. Dans la plaine de Sidi Bouzid, ces dépôts dépassent 800 m d'épaisseur et ne permettent aucune différenciation par rapport au Quaternaire c'est pour cette raison qu'on parle souvent de remplissages mio-plio-quaternaire.

4.1.1.2 Quaternaire

Le Quaternaire est formé par des dépôts fluviatiles et éoliens très diversifiés, essentiellement détritiques à forte perméabilité. On note les éléments suivants :

- i) Eblouis grossiers qui apparaissent aux piedmonts des massifs bordant la plaine de Sidi Bouzid, au niveau de Dj. El Kabar, Dj. El Hfey, Dj. Hamra et Dj Lassouda.
- ii) Limons comportant des croûtes gypseuses plus au moins consolidées et qui constituent la couverture des sols salins impropres à la culture de Gâret Akarich, Henchir Gobgabet et Om ladam.
- iii) Sables fins d'origine éolienne associés à des alluvions fluviatiles formés de graviers, de sables, et de limons et qui constituent les dépôts actuels dans les lits des oueds.

4.1.2 Cadre structural

Sur le plan structural, la région d'étude occupe la terminaison orientale de l'Atlas central. Ce dernier se caractérise par des structures plissées d'entraînement à cœur créacé inférieur et de direction, NE-SW. Ces plis ont généralement une seule terminaison périclinale et ils sont marqués par leur dissymétrie vers le Sud Est (Chihi et Ben Ayed, 1991 ; Bedir, 1995 ; Zouaghi, 2008) expliqué par la dominance de plis de propagation de rampe (Ahmadi, 2006). Entre les différentes structures anticlinales, s'installent des synclinaux de direction NW-SE et E-W qui varient entre les grabens et les simples cuvettes d'affaissement comblés par les dépôts d'âge miocène à mio-plio-quaternaire (Figure 26).

4.1.2.1 Structure anticlinales

4.1.2.1.1 Anticlinal de Dj. El Kabar

C'est une structure anticlinale allongée culminante à 793 m (Figure 26). Il s'agit d'une structure de direction NE-SW de 20 km de longueur et de 5 à 6 km de largeur. Le cœur de cet anticlinal est occupé par les affleurements du Crétacé inférieur plissés et faillés qui constituent un paléo relief résultant de la dislocation et de l'érosion anti-cénomaniennes d'une structure primitive (Khessibi, 1978 ; Ouali et al, 1986). Des dépôts continentaux de la formation El Kabar surmontent en discordance ce paléorelief. De plus, les dépôts carbonatés au cours de la transgression cénomaniennes (Formation dolomitique de Zebbag) donne au Dj. El Kabar lors de l'orogénèse alpine une structure symétrique simple affectée par des failles longitudinales. Ce pli est affecté par plusieurs failles de direction NE-SW.

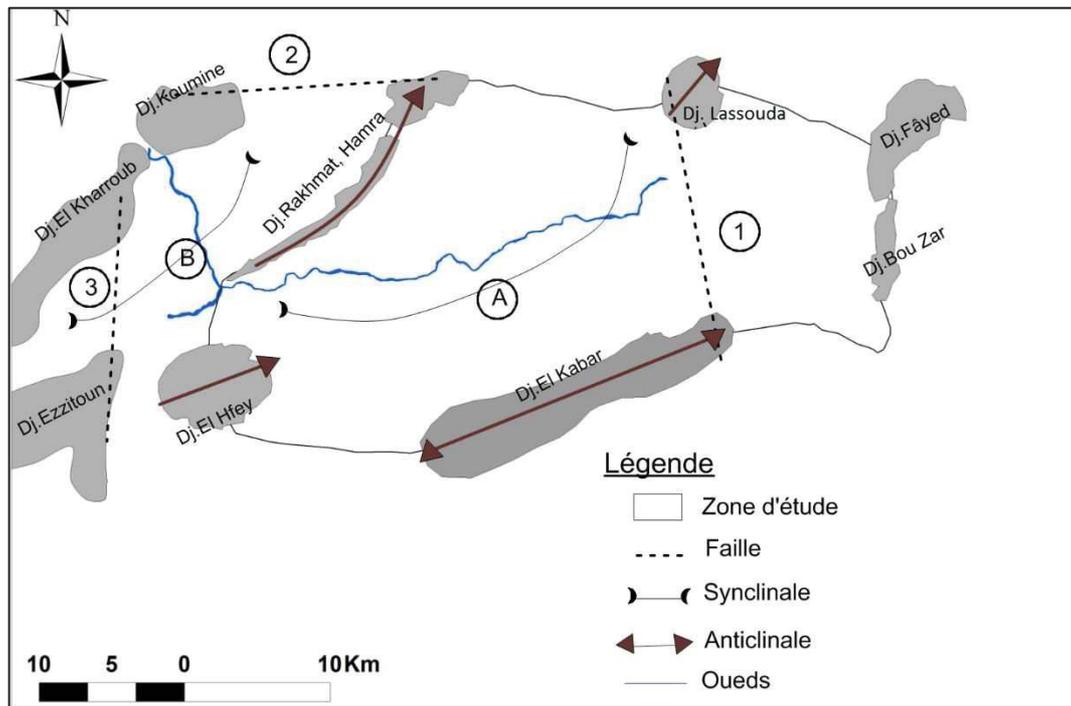


Figure 26. Carte structurale de la plaine de Sidi Bouzid et ses alentours, 1 : faille Lassouda boudinar ; 2 : faille de Kasserine ; 3 : faille de Sidi Ali Ben Aoun ; A : synclinale de Sidi Bouzid ; B : synclinale el Hachim

4.1.2.1.2 Anticlinal de Dj. Lassouda

Creuzot et Ouali (1989) affirme que le massif de Dj. Lassouda est le plus remarquable par rapport aux massifs voisins à cause de forme particulière assimilable à un dôme faillé à

ossature paléogène. Sa structure montre un noyau carbonaté d'âge crétacé supérieur à éocène inférieur (Formation Zebbag et Groupe de Metlaoui) découpé par une fracturation dense et multidirectionnelle. Le massif de Dj. Lassouda est tronqué dans sa terminaison orientale par l'accident sub-méridien de Lassouda-Boudinar. Il s'agit d'une faille normale qui forme la limite orientale de la structure soulevée de l'île de Kasserine en séparant un domaine occidental (Plaine de Sidi Bouzid) dépourvu des dépôts sénoniens-paléogènes, d'un domaine oriental relativement subsident.

4.1.2.1.3 Alignement de Dj. Rakhmat et Dj. Hamra

L'anticlinal de Dj. Rakhmet culminant à 560 m s'étend sur une dizaine de Kilomètres formant la terminaison de périclinale SW du massif de Dj Hamra. Le cœur de Dj. Rakhmet est occupé par les calcaires cénomaniens (formation Zebbag), tandis que celui du Dj. El Hamra est formé par des gypses triasiques en contact anormal avec les sédiments pléistocènes plus récents. La tectonique est très marquée dans ces massifs. En effet, la faille de Kasserine affecte Dj. El Hamra et poursuit son chemin jusqu'à l'axe Nord-Sud.

4.1.2.1.4 Anticlinal de Dj. El Hfey

Le massif de Dj. El Hfey culmine à 682 m et s'étend sur 13 km. Il est caractérisé par sa structure dissymétrique redressée vers le Sud avec un pendage accentué de l'ordre de 70° à 89° et sa direction atlasique NE-SW. Le cœur de cet anticlinal est formé par des dépôts du Crétacé inférieur (formation Bouhedma et Orbata) surmontés en discordance par les séries du crétacé supérieur (Zebbag). Les affleurements néogènes sont formés par les formations Saouaf et Segui discordantes et montrant des variations d'épaisseurs (Chekma, 1996).

4.1.2.2 Structures synclinales

4.1.2.2.1 Synclinal de la plaine de Sidi Bouzid

Elle se représente comme une cuvette synclinale dissymétrique de direction NE-SW dont le cœur est formé d'un remplissage continental d'âge mio-plio-quaternaire. Elle est le résultat de la phase compressive qui a touché tout le secteur de la Tunisie Central au début de miocène et responsable de la genèse des plis atlasiques entourant de fossés dont le substratum est formé par les dépôts du crétacé terminal.

D'après les études sismiques faites par Zouaghi et al. en 2008, les données montrent que les dépôts de formation Abiod et Aleg s'amincissent en direction de la structure émergée de l'île de Kasserine pour disparaître aux alentours de Dj. Hamra. Cette cuvette édifiée par le jeu des failles anciennes de direction NE-SW réactivées en jeu inverses est comblée par la séquence du Miocène moyen transgressive de la séquence langhienne (formation : Oued Hammam ; Ain Grab ; Mahmoud).

4.1.2.2 Synclinal d'oued El Hachim

Le synclinal d'oued El Hachim se caractérise par sa structure dissymétrique dont l'axe est plus proche de Dj. El Kharroub que de Dj Ezzitoun (Figure 26). Il est limité vers l'Est par l'accident de Sidi Ali Ben Oun. Il s'agit d'un synclinal à dépôts mio-plio-quaternaire. Il est constitué par deux compartiments. Le premier, le synclinal d'oued El Hachim au Sud-Ouest et le second le synclinal Garaa El Hamra. Ces deux compartiments sont séparés par la faille décrochante de Sidi Ali Ben Oun.

Le synclinal de Graa El Hamra est limité au Nord par la faille de Kasserine, au Sud-Ouest par la faille de Sidi Ali Ben Oun, à l'Est par l'alignement Rakhmet-Hamra et enfin à l'Ouest par Dj. El Kharroub. Il est occupé par les dépôts argilo-sableux du mio-plio-quaternaire (formation Saouaf et Segui) non différenciés (Yangui, 2012).

4.1.2.3 Failles

4.1.2.3.1 Faille de Kasserine

Il s'agit d'une faille décrochante de direction E-W qui s'étend depuis la frontière tuniso-algérienne jusqu'aux abords de l'axe N-S, sur plus d'une centaine de Kilomètres (Figure 26). Elle longe les flancs septentrionaux des anticlinaux de Dj Koumine et de Dj. Hamra et le sépare du bassin effondré de Jelma-Hajeb Al Aioun. Les données en subsurface ont montré que le jeu associé à cette faille s'amortit au niveau de Dj Hamra et qu'il ne se prolonge pas vers l'axe Nord Sud (Chekma, 1996 ; Zouaghi, 2008).

4.1.2.3.2 Faille de Sidi Ali Ben Aoun

C'est une faille décrochante de direction N-S à regard Est et à jeu senestre. Elle est observée en affleurement au niveau de Dj. Ezzitoun au Sud et de Dj. El Kharroub au Nord (Figure 26). Le jeu de cette faille est matérialisé par l'affleurement des séries du Miocène au niveau du

compartiment occidental soulevé d'oued El Hachim et un affaissement très important des dépôts du Néogène (formation Saouaf et Segui) dans le domaine oriental (Yangui, 2012).

4.1.2.3.3 Faille de Lassouda Boudinar

Cette faille correspond à une multitude de fractures parallèles et de direction N-S qui ont joué un rôle important durant la sédimentation méso-cénozoïque dans la plaine de Sidi Bouzid et ses environs (Figure 26). A l'aptien, cette faille sépare deux domaines de part et d'autre d'un axe nord-Sud : un domaine occidental subsident qui est le bassin de Koumine-Hamra (Kadri, 1988) et un domaine oriental soulevé à sédimentation peu développée et même absente. Le jeu de cette faille se poursuivait durant toute le tertiaire et se prolongeait au Quaternaire et il est responsable du biseautage de discordance et de lacunes sédimentaires des dépôts du sénonien et paléogène dans tout le domaine à l'Ouest de Dj. Lassouda.

4.2 Etude hydrogéologique

4.2.1 Géométrie de l'aquifère

L'aquifère de Sidi Bouzid est formé par des dépôts détritiques plus au moins épais (alternance de sables, argiles, sable-argileux et argile-sableuses) d'âge mio-plio-quaternaire. Afin d'identifier les différents horizons et de caractériser les niveaux réservoirs dans cet aquifère, les coupes des forages et des piézomètres ont été analysées (Figure 27).

L'examen de ces coupes, montre une grande variation horizontale et verticale des dépôts mio-plio-quaternaire en fonction de l'emplacement et la profondeur de l'ouvrage. Les dépôts sont formés d'alternance aléatoire de niveaux mal identifiés de sables, d'argiles, de sable argileux, d'argiles sableuses, avec parfois de niveau de marne, de graviers, de calcaires lacustres, de conglomérats et de gypses.

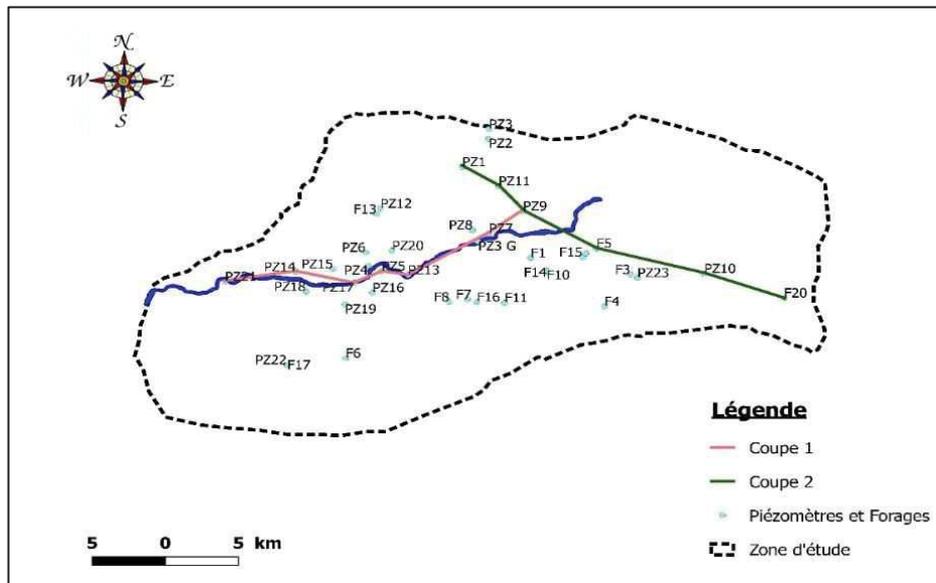


Figure 27. Localisation de coupes litho-stratigraphiques

Un aspect lenticulaire des différents horizons a été observé d'après les essais de corrélations (Figure 28, 29). Cet aspect favorise l'équilibre hydrodynamique entre les niveaux aquifères. De ce fait, ce système aquifère n'a pas pu être séparé en nappe phréatique et nappe profonde et la séparation ne se base sur aucun fondement lithologique. Ce remplissage mio-plio-quaternaire se présente comme un seul complexe aquifère multicouche. Les différentes coupes montrent qu'il s'agit de plusieurs niveaux réservoirs.

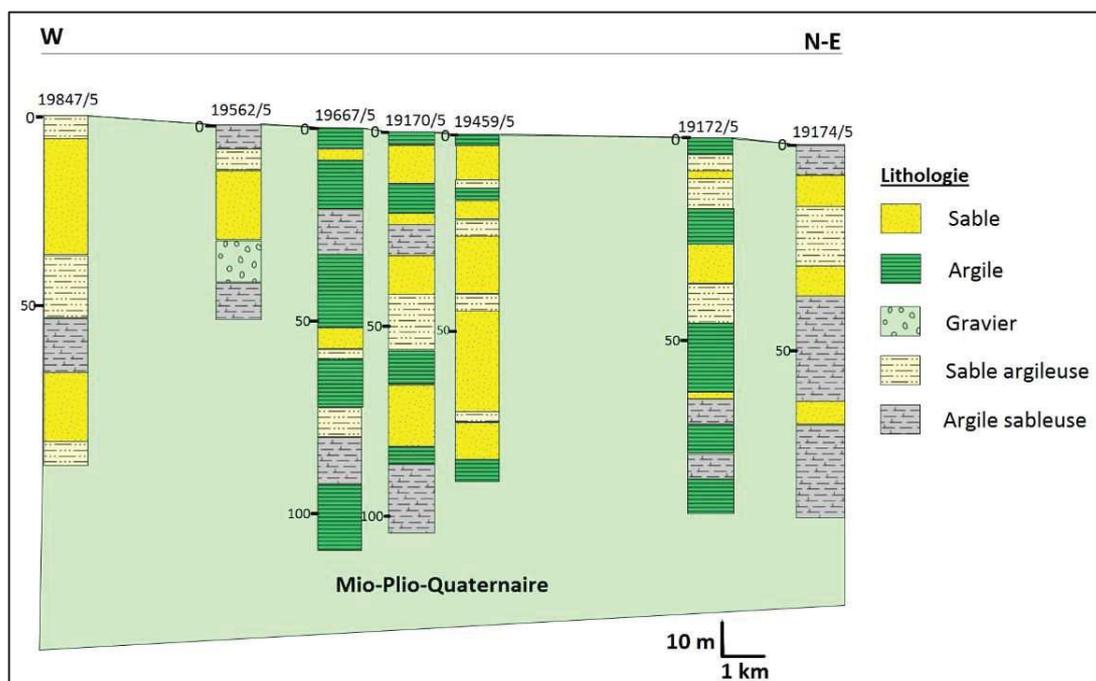


Figure 28. Coupe litho-stratigraphique (coupe 1)

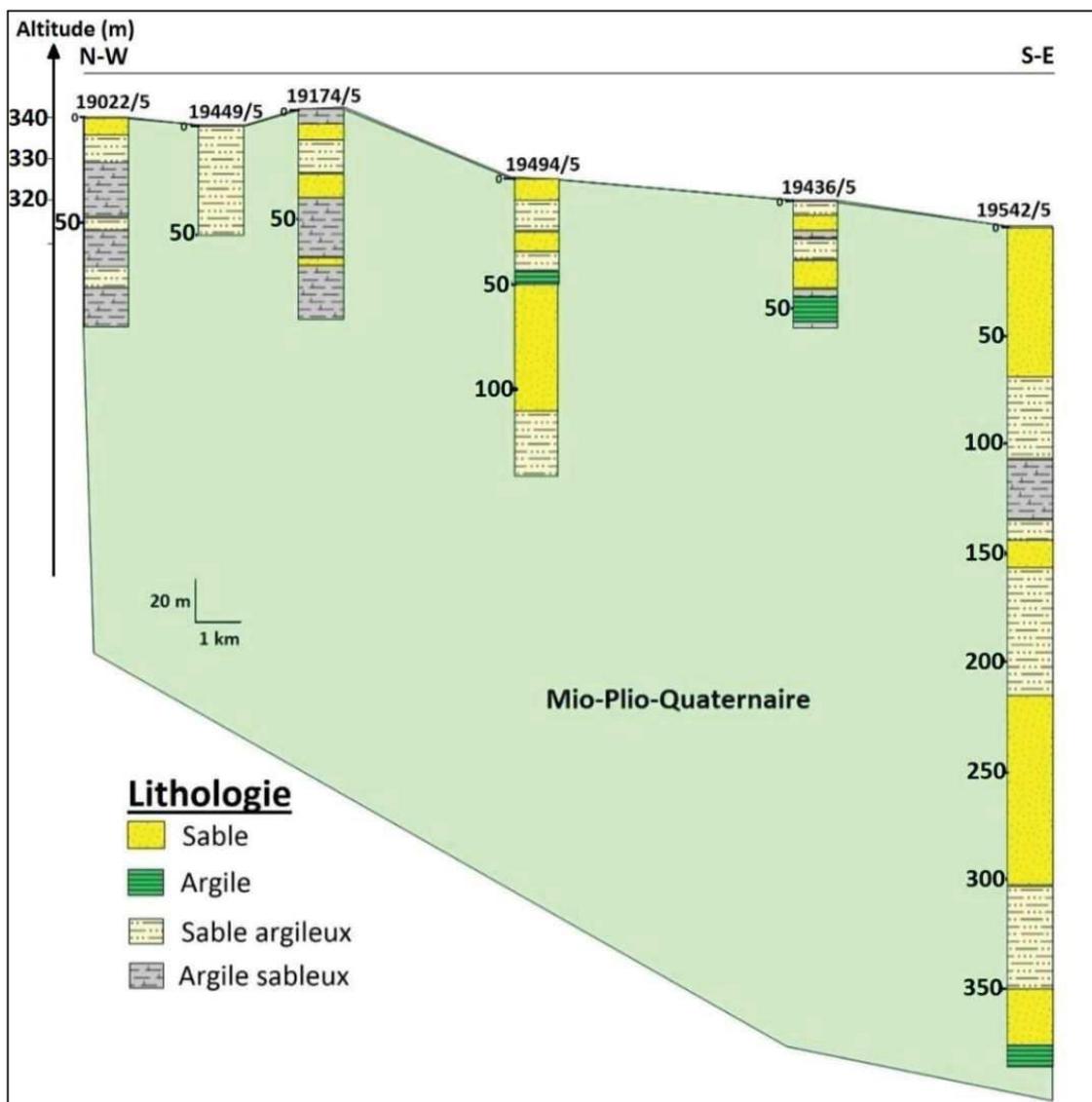


Figure 29. Coupe litho-stratigraphique (coupe 2)

L'absence de forages avec des profondeurs au-delà de 1000 m, comme c'est le cas dans des bassins limitrophes à la plaine de Sidi Bouzid, empêche d'estimer l'épaisseur exacte du système aquifère dans la plaine.

Yangui (2012) a pu estimer approximativement l'épaisseur de la nappe de Sidi Bouzid par une analyse lithologique des dépôts traversés par 18 forages implantés dans la plaine et en se basant sur les logs litho-stratigraphiques de ces forages. Il a souligné que le complexe détritique continental Mio-Plio-Quaternaire représente un puissant aquifère multicouche dans lequel s'alternent des niveaux lithologiques de perméabilités différentes. En effet, pour une épaisseur maximale de l'aquifère 800 m (profondeur maximale reconnue par un forage), l'épaisseur des formations perméables et donc potentiellement productives forment environ

50% de l'épaisseur totale soit 400 m. L'exploitation de l'aquifère intéresse actuellement surtout la partie sommitale du complexe mio-plio-quadernaire. Cette exploitation se fait en général à partir des niveaux plus productifs du complexe réservoir.

4.2.2 Fonctionnement hydrodynamique

4.2.2.1 Paramètres hydrodynamiques

L'évaluation des paramètres hydrodynamiques à savoir la porosité efficace, le coefficient de perméabilité, la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement permettent de comprendre le fonctionnement hydrodynamique de la nappe. La transmissivité a été déterminée à partir de transmissivités partielles mesurées moyennant des essais de pompage sur des forages répartis sur l'ensemble de la plaine de Sidi Bouzid. Les valeurs de la transmissivité varient de $0,98 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ à $5,58 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. Les perméabilités sont déduites à partir des transmissivités ponctuelles dans chaque forage et l'épaisseur mouillée du captage qui lui est associée. Les valeurs trouvées oscillent de 10^{-4} à $2 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$. Ainsi, on peut estimer une valeur moyenne de perméabilité qui est égale à $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m/s}$.

En se basant sur l'analyse lithologiques de dépôts traversés faite par Yangui (2012), il a conclu que l'épaisseur de la nappe est de l'ordre de 400 m. Notons que le niveau statique varie de 80 m en amont à 10 m en aval (proche de Garet Akarich), une épaisseur moyenne de 50 m pour la zone non saturée a été adoptée. L'épaisseur moyenne de la nappe serait de l'ordre de 350 m.

Pour cette épaisseur, la transmissivité moyenne est estimée à $4,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. Cette valeur reste acceptable car elle est égale à la transmissivité calculé par Koschel (1980) pour le forage Om Ladam 1 (IRH N° 6072/5) qui est de l'ordre de $4,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

4.2.2.2 Etude piézométrique

La localisation des différents piézomètres répartis dans la plaine et utilisés pour l'élaboration d'une carte piézométrique présentée dans la Figure 30. La carte piézométrique de la plaine de Sidi Bouzid, établie à partir de mesures effectuées en 2013 en périodes des basses eaux (Figure 30), montre que le sens d'écoulement principal de la nappe s'effectue du SW vers le NE suivant l'axe majeur d'oued El Fekka. Le niveau piézométrique de la nappe peut atteindre une valeur d'environ 350 m NGT en amont, puis il diminue progressivement jusqu'à atteindre

300 m au voisinage de la dépression de Gâret Akarich où un écoulement mineur a été observé vers cette zone.

Les exutoires naturels de la nappe de Sidi Bouzid sont : au nord de l'axe de l'oued Nagadhda et la zone d'évaporation de la Gâret Akarich au Nord-Est. Trois autres exutoires mineurs qui sont le seuil de Bir El Hfey au Sud-Ouest et les deux autres au Sud-Est entre les Dj. El Kabar et El Ksîra d'un côté, El Ksîra et Rebaou de l'autre ont été distinguées par Amouri (1994).

Les courbes isopièzes sont convexes le long de l'oued El Fekka traduisant une alimentation de la nappe. Au niveau des anticlinaux de Dj El Kabar et Dj. El Hamra, les courbes isopièzes sont perpendiculaires mais ça n'exclut pas l'apport qui peut parvenir de ces massifs.

Le gradient hydraulique dans la partie amont et centrale de la plaine est de l'ordre de 2 à 3‰. Ce gradient est plus faible dans la zone aval à l'extrémité de l'exutoire d'oued El Hjel et aux limites de la plaine qui de l'ordre de 0,5‰.

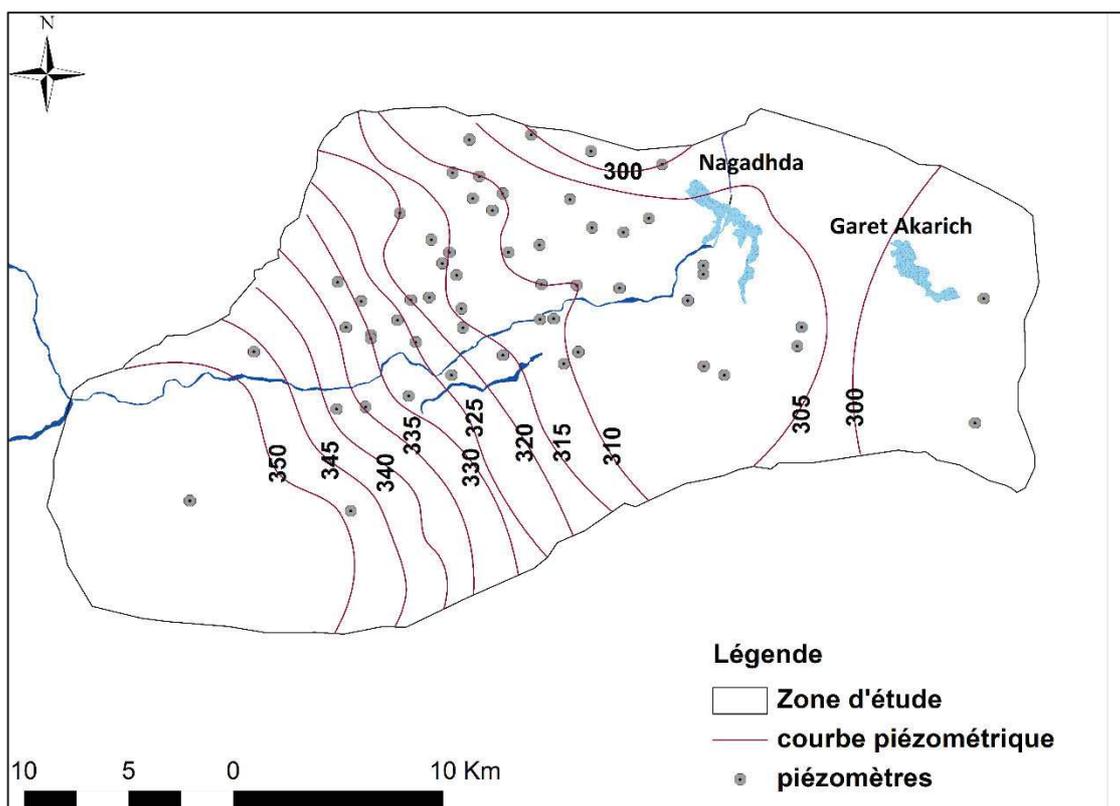


Figure 30. Carte piézométrique de la cuvette de Sidi Bouzid (état 2013)

Un suivi de l'évolution des niveaux piézométriques de quelques piézomètres sur une période de 25 ans (1990 à 2015) est réalisé par le CRDA de Sidi Bouzid. Le réseau piézométrique est composé de (Figure 31) :

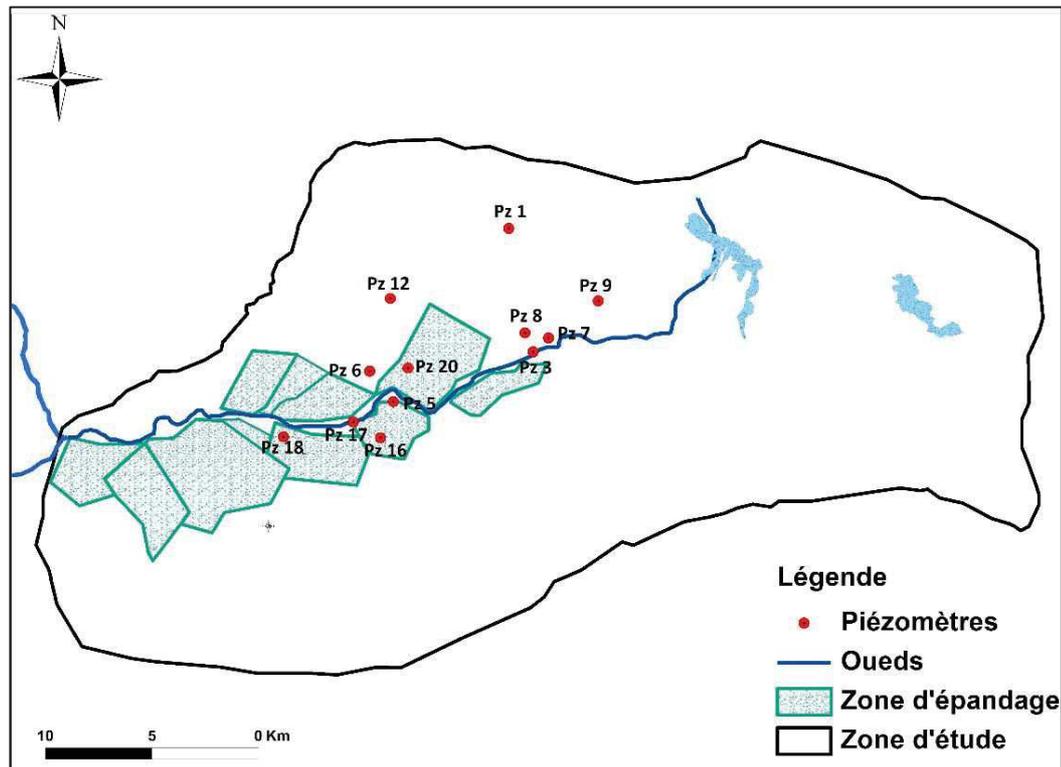


Figure 31. Localisation des piézomètres d'observation

- Pz 3 et Pz 17 : proche de l'oued
- Pz 5, Pz 16 et Pz 20 : zone épandage
- Pz 12 et Pz 7 : zone hors épandage et hors oued

Les chroniques piézométriques enregistrées au droit de Pz3 et Pz17, situés à proximité du lit d'Oued El Fekka, montre une baisse alternée avec des pics survenus lors des évènements pluvieux (Figure 31). Tandis que, pour les piézomètres Pz12, Pz7 se trouvant hors zone d'épandage et zone d'oued enregistrent une baisse continue du niveau piézométrique. Ces pics sont probablement le résultat d'une diminution de l'exploitation de la nappe en faveur des eaux de pluies et surtout des crues de l'oued. En effet, une remontée sensible de l'ordre de 1 m de la surface piézométrique a été observée lors des crues de l'année 1990 pour le piézomètre Pz17.

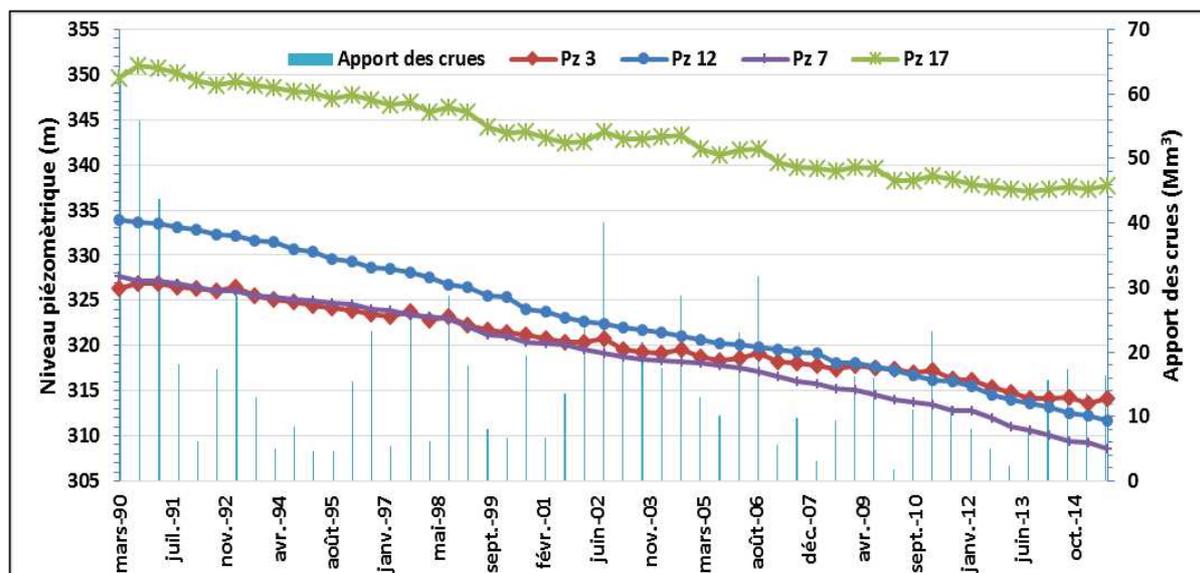


Figure 32. Historique piézométrique de quelques piézomètres implantés dans la zone d'étude

Une augmentation de la recharge est aussi considérée notamment dans les périmètres d'épandages aménagés sur les deux rives d'oued El Fekka. En effet, l'examen du niveau piézométrique pour certains piézomètres (Pz5, Pz16, Pz20) montre que l'amplitude de fluctuation est moins ressentie par rapport aux piézomètres situés au niveau du lit d'oued (Figure 33).

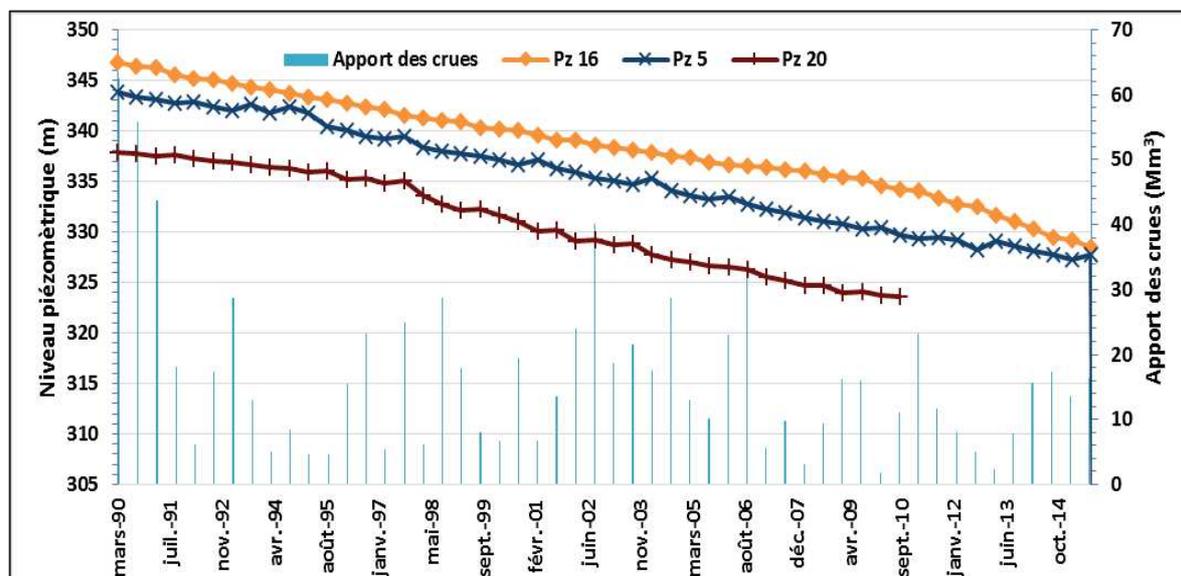


Figure 33. Evolution du niveau piézométrique au niveau des périmètres d'épandages

4.2.2.3 Exploitation par les puits

Les conditions naturelles contraignantes de Sidi Bouzid rendent l'irrigation nécessaire à tout effort d'intensification de la production agricole. En effet, les besoins en produits agricoles régionaux, et surtout extrarégionaux, des centres urbains littoraux ne peuvent être satisfaits par la simple agriculture pluviale. L'insertion de plus en plus accentuée de la région dans l'économie de marché va entraîner une intensification progressive de la production et les cultures maraîchères irriguées vont devenir progressivement la spéculation agricole majeure. Le principal aspect de cette intensification est l'exploitation des nappes phréatiques par des puits de surface. La majorité des puits de la nappe est équipée de groupe motopompes, ce qui entraîne une exploitation très importante qui dépasse les ressources disponibles. L'évaluation de l'exploitation et son évolution dans le temps sont basées sur les données des annuaires de l'exploitation édités par la direction générale des ressources en eau (DGRE).

Le tableau 5 résume l'évolution du nombre de puits de surface de la plaine de Sidi Bouzid entre 1965 et 2015, ainsi que l'augmentation de l'exploitation. On remarque une augmentation importante précisément entre 1985 et 1995, avec un taux d'exploitation passant de 84 % à 120% à cause de l'augmentation du nombre des puits.

Tableau 5. Evolution de l'exploitation de la nappe de Sidi Bouzid

Années	1965	1975	1985	1995	2005	2015
Nombre total de puits	350	1125	1723	2463	2860	3050
Nombre de puits équipés	310	1125	1723	2463	2860	3020
Exploitation (Mm³)	2,9	10,7	16,4	23,4	27,2	30,8
Ressources moyennes renouvelables (Mm³)	19,5	19,5	19,5	19,5	19,5	19,5
Taux d'exploitation (%)	14,9	54,8	83,9	120	139,3	158

(DGRE, 2015)

Il ressort de cette augmentation spectaculaire du nombre de puits de surface l'accroissement du volume d'eau pompé. S'il ne dépassait pas 2,9 million de m³ par an pour la nappe de Sidi Bouzid au début des années soixante, il est estimé en 2015 à plus de 30,7 millions de m³. Et compte tenu du fait que la nappe a des possibilités moins que le volume d'eau demandée, le taux de surexploitation a dépassé 100% (tableau 5) : jusqu'à 1973 la quantité de ressources

moyennes renouvelables dépasse la quantité d'exploitation, mais au-delà de 1973, le volume d'exploitation augmente d'une façon intense.

La figure 34 présente l'évolution de l'exploitation par les puits de pompages pour 48 ans. L'évolution du volume a tendance d'être linéaire et ne reflète pas la réalité. Une gestion rationnelle de la nappe de Sidi Bouzid passe nécessairement par la connaissance des différents flux en entrée et en sortie. Vue l'incertitude des volumes d'eau pompés déclarés par le CRDA, une étude a été réalisée pour l'estimation du volume pompé pour l'irrigation en utilisant la télédétection couplée avec le Système d'Information Géographique (SIG). Les résultats de cette étude ont été publiés dans un article scientifique par Boughanmi et al., (2018) dans le journal « European Journal of Scientific Research » et vont être résumés dans le paragraphe suivant.

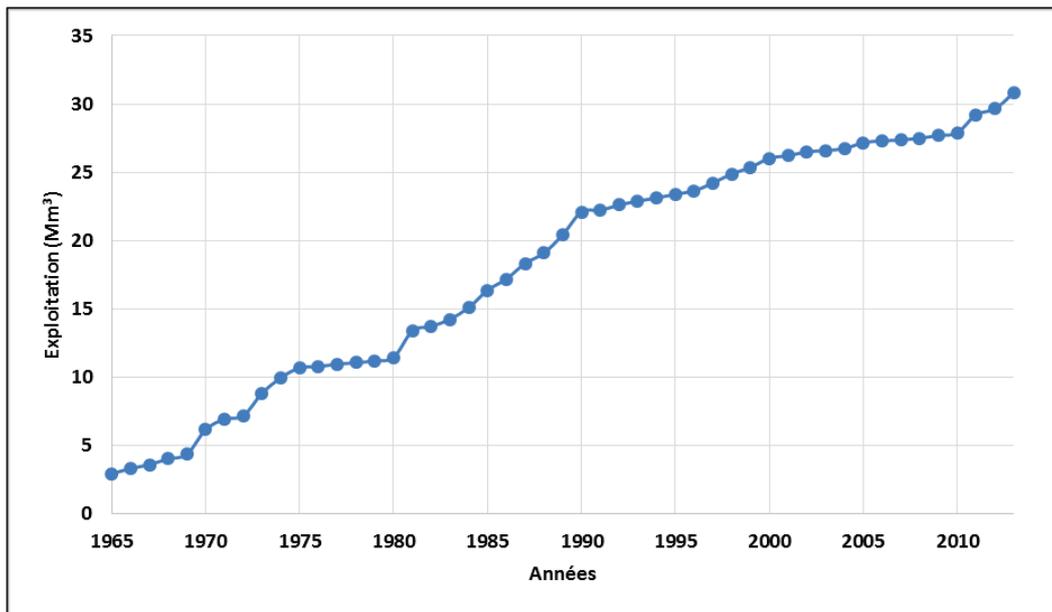


Figure 34. Evolution de l'exploitation annuelle par les puits de pompages

Cette étude vise à évaluer le volume pompé pour l'irrigation au cours de l'année hydrologique 2013-2014, basée sur le couplage entre la télédétection et le SIG ; ainsi de comparer ce volume avec celui estimé par les gestionnaires de l'eau (CRDA). Des images Landsat-8 à haute résolution ont été utilisées. La classification supervisée a été effectuée pour obtenir la carte d'occupation du sol. Cette carte nous a permis de déterminer les différentes cultures irriguées et de calculer les besoins en eau de l'irrigation. L'estimation du volume pompé a été déterminée après soustraction des besoins en eau des cultures des précipitations efficaces et

des eaux de crue utilisées pour l'irrigation dans la plaine de Sidi Bouzid. Les résultats ont montré que le volume de pompage des eaux souterraines est d'environ 63 Mm³. Ce volume est 1,4 fois plus élevé que celui déclaré par l'autorité tunisienne de gestion de l'eau qui est égale à 44 Mm³. Cette différence significative peut être due au nombre croissant de puits illégaux, à l'absence de compteurs d'eau dans les puits et aux incertitudes de la méthode de classification vue que notre zone d'étude se caractérise par des petites parcelles irriguées.

4.2.2.4 Bilan hydrogéologique

4.2.2.4.1 Entrées

- Alimentation par infiltration des eaux pluviales :

La pluviométrie représente la principale source d'alimentation des nappes phréatiques dans la région de Sidi Bouzid. Cette alimentation se fait par infiltration directe des eaux pluviales à travers les dépôts détritiques perméables et semi-perméables qui couvrent la zone d'étude. Pour le calcul de volume, un coefficient d'infiltration homogène de l'ordre de 5% a été utilisé sur toute la superficie (Amouri, 1994). Pour une pluviométrie annuelle de 307 mm (année 2013) et une superficie de 250 km² (la surface des plis anticlinales et soustraite), ce volume est estimé à 3,8 Mm³.

- Alimentation par infiltration des eaux d'oueds :

L'infiltration des écoulements de base d'oued El Fekka est estimée à 100% des apports de base évalués à 8,8 Mm³. L'apport des crues annuel des oueds est estimé à 26,6 Mm³. Pour un coefficient d'infiltration de 50% sur les lits de ces oueds, une valeur de 12,3 Mm³ est estimée après avoir retranché l'apport d'Oued El Hachim.

- Alimentation par ré-infiltration des eaux d'irrigation :

La majorité des points d'eau (forages, puits de surface) exploitant les systèmes aquifères de la région de Sidi Bouzid sont utilisés dans le domaine agricole (irrigation). Une partie de cette eau peut être ré-infiltrée de nouveau pour rejoindre la nappe. Le taux d'infiltration dépend de la perméabilité des terrains et de la profondeur de la nappe. Notons que les périmètres irrigués se concentrent, généralement, au centre des plaines et sont liés aux terrains limoneux, sableux et argileux. Pour calculer cette fraction d'entrée à la nappe, Smida (2008) a attribué un coefficient d'infiltration moyen (4%) pour les zones à irriguer après avoir déterminé la carte de perméabilité des faciès lithologiques de toute la région de Sidi Bouzid. Donc avec un volume de pompage de 30,8 Mm³, le volume d'irrigation ré-infiltré de nouveau pour rejoindre la nappe a été estimé à 1,23 Mm³.

- Écoulement souterrain inter-nappes :

Notons que la nappe de Sidi Bouzid est alimentée par la nappe Miocène d'Oued El Hachim, au niveau de la faille de Sidi Ali Ben Aoun avec un débit moyen de l'ordre de 2,2 Mm³ (El Amri, 1992).

4.2.2.4.2 Sorties

- Prélèvement par pompage à travers les puits :

Ce facteur représente l'élément de décharge le plus important pour les nappes phréatiques. Le volume exploité est estimé à 30,8 Mm³ pour l'année considérée 2013.

- Débits d'écoulements des sources :

Plusieurs sources d'eau dans le gouvernorat de Sidi Bouzid jouent un rôle dans le transfert d'eau d'un bassin à l'autre. Elles sont utilisées essentiellement pour l'irrigation. Dans la plaine de Sidi Bouzid, on trouve les sources de Ain Rabbou et El Faoura (cf. Figure 16, Chapitre 3). Le débit moyen de ces sources est de l'ordre de 2,32 Mm³ (Smida, 2008).

- Écoulement souterrain inter-nappes :

L'aquifère de Sidi Bouzid communique latéralement avec des aquifères limitrophes par le biais de seuils hydrogéologiques à savoir seuil Bir El Hfey, seuil d'oued El Hachim et seuil d'oued El Hjel. Il est possible ainsi de calculer le débit qui transite à travers seuils selon l'équation de Darcy suivante :

$$Q = Tr \times Le \times i \quad (4.1)$$

avec

Q : débit d'écoulement souterrain [L³ T⁻¹], Tr : transmissivité de l'aquifère [L² T⁻¹], Le : front d'écoulement [L], i : gradient hydraulique (‰).

Les débits calculés sont résumés dans la Tableau 6.

Tableau 6. Débits des seuils de la nappe de Sidi Bouzid

Seuils	Le (m)	i (‰)	Tr (m ² s ⁻¹)	Q (10 ⁶ m ³ an ⁻¹)
Oued El Hjel	9000	0,5	4,5 10 ⁻²	6,3
Bir EL Hfey	14000	0,5	4,5 10 ⁻²	10

- Evaporation du système à partir des dépressions :

Au niveau de la zone de Garet Akarich qui représente un exutoire naturel de la plaine, la nappe de Sidi Bouzid commence à perdre son affleurement à cause du rabattement piézométrique. Ce débit évaporé peut être considéré en écoulement souterrain. Ce volume est estimé à 0,5 Mm³.

Le bilan hydrique de la nappe phréatique de Sidi Bouzid présente un déficit de l'ordre de - 21,59 Mm³. Ce bilan montre un déséquilibre entre les apports et les prélèvements dus à l'exploitation intensive par les puits (tableau 7).

Il faut souligner que ce bilan n'est qu'une approche de la réalité. Ceci a pour cause les difficultés qui se rencontrent aux moments de prise de mesures pour chaque élément de bilan. Le cumul de ces incertitudes au niveau du bilan global donne des marges de valeurs plus au moins espacées. Toutefois, ce bilan lié au degré d'exploitation des nappes, offre une actualisation satisfaisante de l'état hydrogéologique de la nappe dans la région de Sidi Bouzid.

Tableau 7. Bilan hydrique global de la nappe de Sidi Bouzid (le terme prélèvement est relatif à l'année 2013)

Apport des eaux pluviales	3,80
Apport de ré-infiltration par les eaux d'irrigation	1,23
Alimentation du Miocène d'Oued El Hachim	2,20
Apport de débits de base des oueds	21,10
Total des entrées (Mm³)	28,33
Emergences des sources	2,32
Prélèvement par pompage (CRDA, 2013)	30,80
Débit sortant vers les seuils	16,30
Evaporation	0,50
Total des sorties (Mm³)	49,92
Bilan	-21,59

4.3 Conclusion

L'étude géologique et hydrogéologique du bassin de la plaine de Sidi Bouzid a permis de présenter la configuration structurale de l'aquifère. La plaine est une cuvette synclinale

basculée vers le Nord et le Nord-Est dont le cœur est formé par des dépôts détritiques d'origine continentale et d'âge Mio-Plio-Quaternaire formés par des alternances de sables, d'argiles sableuses, de sables argileux, d'argiles avec des passées graviers, de conglomérats et de gypses. Le système aquifère est formé d'alternance de niveau lenticulaire de lithologie variée. Il s'agit d'un système multicouche sans séparation évidente entre nappe phréatique et profonde.

L'étude de la lithologie des coupes litho-stratigraphiques a permis d'estimer une épaisseur moyenne des dépôts du complexe détritique de l'ordre de 400 m. L'épaisseur de la nappe a été estimée de 350 m. La perméabilité et la transmissivité sont de l'ordre de $1,4 \cdot 10^{-4}$ m/s et $4,5 \cdot 10^{-2}$ m²/s respectivement.

L'étude piézométrique de la nappe montre un écoulement principal de Sud-West au Nord-Est. Les exutoires naturels sont formés au Nord de l'axe de l'oued Nagadha et la zone d'évaporation de la Garet Akarich au Nord-Est. Le suivi de la piézométrie sur une période de 25 ans montre une baisse du niveau piézométrique de l'ordre de 0,65 m/an. Le bilan de la nappe, estimé à - 21,59 Mm³, montre un état de surexploitation provoqué par l'augmentation de l'extraction de l'eau pour des besoins agricoles. A la lumière de ces connaissances, on peut conclure qu'il serait nécessaire de prendre certaines mesures comme : combler le déficit hydrique par création des périmètres d'interdiction de pompage et élaborer des modèles de gestions des ressources en eau pour une meilleure exploitation des réserves (chapitre 7).

La valeur du volume d'eau pompé pour l'irrigation obtenue par le couplage de SIG et la télédétection sera utilisé dans le chapitre 7 afin d'étudier l'influence de l'extraction intensive par les puits de pompages sur le niveau piézométrique.

Toutes ces données serviront comme données de base pour la construction de notre modèle hydrodynamique à savoir la géométrie, les paramètres hydrodynamiques et les conditions aux limites.

Chapitre 5 : Caractérisation hydrodynamique de la zone non saturée

Dans ce chapitre, nous allons présenter les différentes méthodes utilisées pour la détermination de la conductivité hydraulique à saturation ainsi que les approches utilisées pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques. Nous décrivons par la suite l'installation et le déroulement de l'essai de drainage interne. Nous exposons au fur et à mesure les résultats obtenues.

5.1 Mesures in situ

5.1.1 Conductivité hydraulique à saturation

Ce paramètre peut être déterminé au champ par diverses techniques d'infiltration utilisant un trou de tarière ou un forage qui permet d'atteindre le niveau de mesure dans la couche dont on veut connaître les caractéristiques hydrauliques. Ces techniques qui correspondent à l'infiltration d'eau dans un volume de sol réduit, saturé de façon incomplète, entouré de sol non saturé à teneur en eau variable, sont utilisées pour déterminer la conductivité hydraulique in situ. Il existe une large gamme de méthodes qui diffèrent à divers degrés, selon : la manière de les mettre en oeuvre, le matériel utilisé, et la façon de les traiter mathématiquement. Dans notre étude on va déterminer la conductivité hydraulique à saturation par le perméamètre de Guelph et l'infiltromètre à double anneau.

5.1.1.1 Perméamètre de Guelph

Le perméamètre de Guelph utilisé a été mis au point par Reynolds et Erlick (1985) à l'Université de Guelph (Canada). Le perméamètre de Guelph est un système à charge constante (niveau constant) qui fonctionne sur le principe de la bouteille de Mariotte. De point de vue de sa conception, c'est un perméamètre qui permet la mesure d'un flux d'eau passant au travers d'une crépine cylindrique et par le fond d'un trou creusé dans le sol. Le principe de la mesure consiste à créer, dans un sol, un bulbe saturé en appliquant une charge hydraulique constante dans le fond d'un trou de tarière. Le régime permanent est atteint lorsque le débit qui s'écoule devient constant.

5.1.1.1.1 Protocole expérimental

Le perméamètre de Guelph comprend divers éléments (Figure 35) : la partie la plus importante est représentée par les réservoirs constitués de deux tubes transparents, concentriques (le fabricant en donne les caractéristiques X et Y sous la forme de leur surface intérieure, ce qui permet en multipliant celle-ci par la hauteur infiltrée dans l'intervalle du temps d'obtenir le volume infiltré) ; le tube extérieur a un diamètre de 4 à 6 cm suivant les fabricants, le tube intérieur a un diamètre de 1 à 3 cm. Ces deux réservoirs concentriques représentent un volume total de l'ordre de 3 litres. Ils sont rendus solidaires à leurs bases par une pièce en plastique qui fait office de vanne de contrôle à plusieurs voies :

- i) une voie pour le réservoir interne (pour les sols nécessitant de faibles débits) ;
- ii) une voie rassemblant les deux réservoirs (pour les débits les plus forts).

Après avoir foré un trou, on y installe le perméamètre. Dans un premier temps, on procède à l'ajustement de la charge hydraulique par le tube d'admission d'air : on tire doucement sur le tube vers le haut jusqu'à ce que le niveau de l'eau dans le trou atteigne la hauteur de charge requise. La première charge à réaliser peut être de 5 cm. Cette valeur peut être modulée suivant les conditions du site. Par la suite, on enregistre l'évolution de niveau d'eau dans le réservoir en fonction du temps : On doit vérifier après chaque mesure le rapport volume/intervalle de temps, représentant la vitesse de descente de l'eau (\bar{R}).

L'intervalle du temps entre deux mesures doit être apprécié suivant la nature du sol : dans le cas de sols argileux, il faut prendre des intervalles de 5 minutes et plus ; dans les sols limoneux, des intervalles de 1 à 3 minutes conviennent. Cette mesure associée au diamètre du trou et à la hauteur d'eau dans celui-ci permettent de calculer la conductivité hydraulique à saturation du sol. Ils permettent aussi d'évaluer le potentiel d'écoulement matriciel et l'absorption du sol.

On arrête le test lorsque le rapport s'est stabilisé. Un second test avec une nouvelle valeur de la charge hydraulique peut être réalisé immédiatement à la suite du premier test.

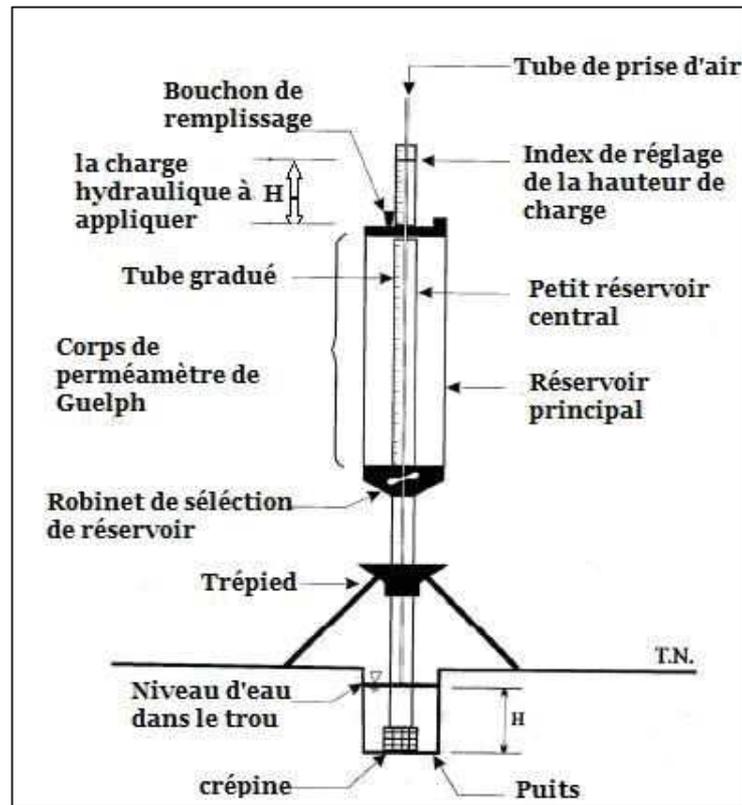


Figure 35. Composantes du perméamètre de Guelph

5.1.1.1.2 Théorie et mode de calcul

La méthode prend en compte un débit en régime permanent qui s'établit dans un puits cylindrique en sol non saturé. Suivant le travail effectué par Reynolds et Elrick (1987) ont proposé l'équation (5.1) pour le régime permanent de l'écoulement dans un trou cylindrique au sein d'un sol non saturé :

$$Q = AK_s + B\phi_m \quad (5.1)$$

$$A = \frac{2\pi H^2}{C + \pi a^2} \text{ et } B = \frac{2\pi H}{C} \quad (5.2)$$

avec

C : facteur de forme dépend du ratio $\frac{H_i}{a}$ et aussi du ratio $\frac{K_s}{\phi_m} = \alpha^*$, a : rayon du trou [L]. Le facteur de forme varie selon la texture du sol. Il peut être calculé par les équations présentées dans l'annexe 1.

Il existe deux méthodes principales pour obtenir K par l'essai Guelph : la méthode à charge unique et la méthode à charge double.

Dans cette thèse, la technique de charge unique dans un trou cylindrique a été appliquée pour mesurer la conductivité hydraulique à saturation à la surface de cinq périmètres d'épandage et au niveau du lit d'oued (Figure 37). Toutes les mesures ont été effectuées dans des trous creusés par une tarière à main de rayon égale à 3 cm et une charge d'eau imposée $H_i = 5$ cm dans chaque trou. Les surfaces intérieures des deux réservoirs interne et extérieur du perméamètre de Guelph sont $X = 35,67 \text{ cm}^2$ et $Y = 2,14 \text{ cm}^2$ respectivement.

Il est possible d'effectuer l'essai Guelph avec la méthode de charge double. Mais dans de nombreux cas, il n'y a pas un grand avantage à appliquer deux (ou plus) charges différentes. Techniquement ; il n'y a pas une règle stricte pour le choix de la valeur de la charge d'eau à imposer H_i , mais pour les sols plus perméables, $H_i(L) = 5$ cm sera un bon choix (Elrick et Reynolds, 1989). Le diamètre du trou est de 6 cm, obtenu avec la tarière fournie pour le Modèle 2800 GP. Mais on peut utiliser des tarières avec des diamètres différents. Seulement, il faut utiliser la valeur pertinente de rayon (a) dans les calculs.

La procédure pour la méthode à charge unique est développée ci-dessous :

- i) Estimation du paramètre α^* :

Elrick et Reynolds (1989), selon les conditions de texture et de structure, ont proposé les valeurs ci-dessous pour α^* :

Tableau 8. Valeurs du paramètre α^* en fonction du type du sol

α^* (m ⁻¹)	Type du sol
1	pour les argiles compactées
4	pour les sols non saturés avec une texture fine
12	pour la majorité des sols structurés, d'argile à limon argileux ; aussi pour les milieux non structurés, depuis les sables fins jusqu'au limon sableux (Le choix préféré pour la plupart des sols).
36	pour le sable grossier et les graviers ; y compris un peu les sols structurés avec des fissures et macropores

Cette classification est la première tentative qui a été faite pour établir les différentes catégories pour α^* . Le choix de $\alpha^* = 12 \text{ m}^{-1}$ a certaines justifications selon les résultats de

White et Sully (1987) tandis que les autres propositions ont été faites selon les observations de « a » par de nombreux essais sur le terrain.

- ii) Détermination du facteur de forme (Annexe 1)
- iii) Calcul de K_s

$$K_s = \frac{Q}{A + \frac{B}{\alpha^*}} = \frac{cQ}{2\pi H_i^2 + \pi a^2 c + \frac{2\pi H_i}{\alpha^*}} \quad (5.3)$$

avec

Q est calculé en fonction de la méthode utilisée et en fonction d'utilisation du réservoir (Annexe 2). Elle est donnée par l'équation (5.4).

$$Q = \bar{R} \times X \quad (5.4)$$

\bar{R} : vitesse de descente [L/T], X : surface du réservoir externe [L²]

Dans notre cas, en prenant $a = 3$ cm ; $X = 35,67$ cm² et $H_i = 5$ cm, on obtient l'équation (5.5) :

$$K_s = 0,0041 \times \bar{R} \times 35,67 \quad (5.5)$$

5.1.1.2 Double anneau

La mesure de la conductivité hydraulique a été effectuée in situ par la méthode de Muntz (double anneau) qui est fondée sur le principe de l'infiltration de l'eau verticalement (Mathieu et Pieltain, 1998). L'infiltromètre à double anneau est composé de deux anneaux concentriques enfoncés dans le sol de quelques centimètres et remplis d'eau. L'enfoncement est réalisé de façon lente et régulière, pour éviter de perturber le sol au voisinage des anneaux. L'anneau extérieur est appelé "anneau de garde" et a pour fonction de garantir une infiltration verticale dans l'anneau central. Les deux cylindres ont une hauteur de 30 cm avec le bord inférieur biseauté afin de faciliter leur enfoncement dans le sol (Figure 36).

Les mesures ont été effectuées dans deux emplacements différents (Figure 37). Ainsi, la variation du niveau d'eau (h) dans le cylindre central est mesurée en fonction du temps (t) jusqu'à l'obtention d'une variation du niveau d'eau stable. Pour l'ensemble des lectures, la courbe $\Delta h_{cumulé} = f(\Delta t_{cumulé})$ a été présentée et la pente de cette courbe $tg(\check{\alpha})$ a été recherchée. La conductivité hydraulique (K_s) a été calculée par l'équation (5.6).

$$K_s = tg(\check{\alpha}) \quad (5.6)$$

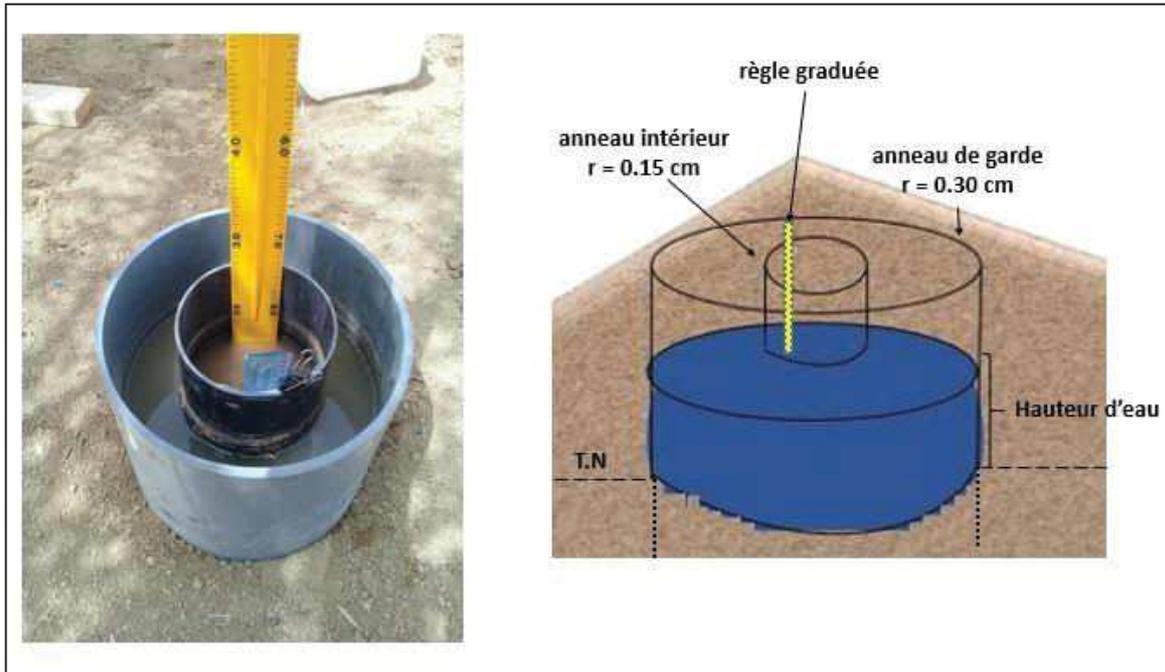


Figure 36. Dispositif de l'infiltromètre à double anneau

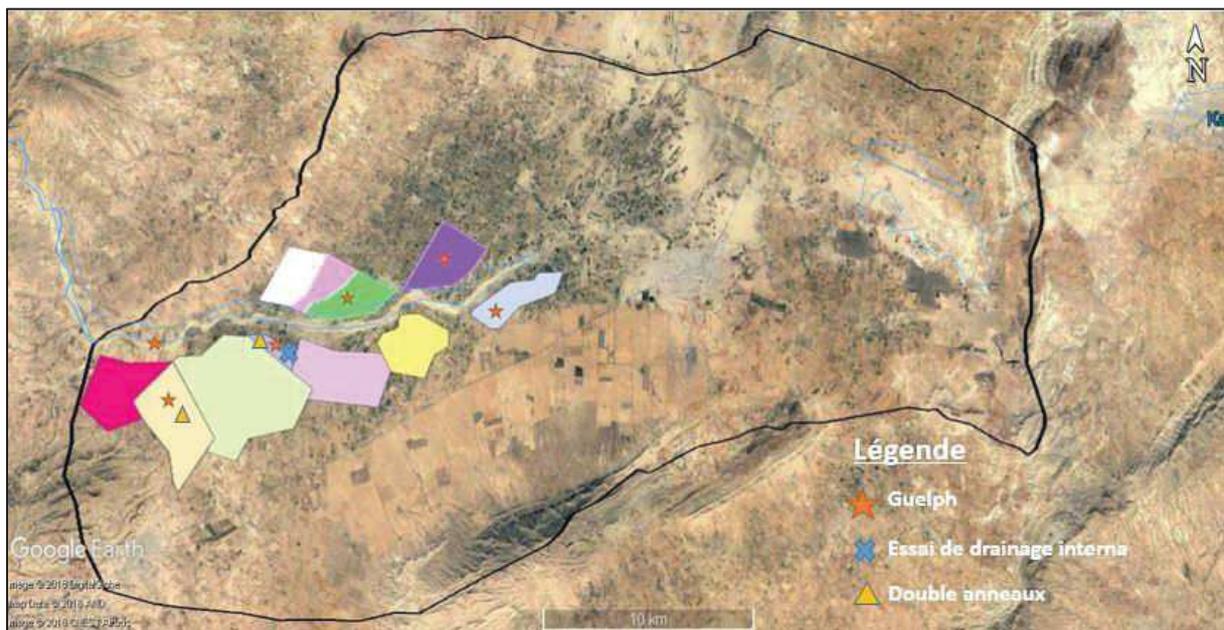


Figure 37. Carte de localisation des différentes mesures in situ

5.1.2 Mesure de la teneur en eau et de la pression

5.1.2.1 Réflectométrie dans le domaine temporel

La technique de réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) est développée à l'origine pour tester les câbles de circuit électrique, est devenue de plus en plus employée depuis les

années 1980 (Topp et al., 1980). Parmi ses remarquables avantages sont la rapidité, la simplicité de mesure. De même, elle permet une précision de mesure avec une incertitude de $\pm 2\%$ (Whalley, 1993). Plusieurs systèmes de sondes TDR existent sur le marché : Aquaflex de Streat Instruments (Nouvelle Zélande), Cs615-6 de Campbell Scientific (Etas Unis), Moisture Point de ESI (Canada), TRIME de IMKO (Allemagne), TRASE de Soil moisture (Etats Unis).

Le principe de mesure consiste à délivrer, à partir d'un générateur, une micro-onde électromagnétique qui se propage le long des guides d'ondes (les tiges de la sonde) introduits dans le milieu à mesurer. Plusieurs paires de guides d'ondes peuvent être insérées dans le milieu afin d'avoir une valeur à plusieurs profondeurs. Une fois arrivée au bout des tiges, l'onde est réfléchiée et parcourt le même chemin. La technique est basée sur le fait que la vitesse de propagation du signal est sensible à la variation de la teneur en eau du matériel poreux (Topp et al., 1980). Cette vitesse de propagation est également la distance parcourue divisée par le temps de transit pris pour parcourir cette distance.

5.1.2.2 Sonde Watermark

Dans notre étude, on a envisagé d'utiliser les sondes Watermark 200SS (Irrometer Co. Riverside, CA, États-Unis). En effet, il s'agit d'un capteur à matrice granulaire qui mesure indirectement le potentiel matriciel du sol en utilisant la résistance électrique (Eldredge et al., 1993; Scanlon et al., 2002; Shock, 2004). Ce capteur présente plusieurs avantages qui le rendent potentiellement attractif pour l'utilisation dans les domaines agricoles et pour des applications de recherche. Il est peu coûteux, simple à utiliser et à installer, et exige un minimum d'entretien par rapport aux autres types des capteurs (Scanlon et al., 2002). Il est caractérisé par une plage de mesure relativement large qui varie de 10 à 200 kPa (Thomson et Armstrong, 1987, Spaans et Baker, 1992). Les sondes Watermark 200SS peuvent être utilisées pour des mesures ponctuelles à l'aide d'un appareil portatif, ou les valeurs peuvent être enregistrées automatiquement et continuellement en utilisant des enregistreurs de données. Comme enregistreur de données, on peut citer le Monitor (900M) qui a été utilisé dans cette étude.

5.2 Mesures au laboratoire

5.2.1 Analyse granulométrique

La phase solide inorganique du sol est constituée par des particules de minéraux de formes et de tailles variées. L'analyse granulométrique consiste à séparer la partie minérale de la terre en fractions classées selon les dimensions des particules inférieures à 2 mm et à déterminer les proportions relatives de ces catégories, en pourcentage de la masse totale du sol minéral. Cette analyse a été effectuée par la méthode de la pipette de Robinson (Yoka et al., 2010) pour l'extraction des fractions de limons et d'argile et par tamisage pour la détermination du pourcentage de sable. La proportion des particules minérales est classée selon la dimension des particules en trois fractions principales (argile, limon et sable) afin de définir la texture du sol (Nâanaa et Susini, 1988). Cette texture peut être déterminée par une représentation des trois fractions (Argile, Limon, Sable) en triangle granulométrique. Il en existe de nombreux modèles de ce dernier, mais le principe en est toujours le même. On positionne la composition granulométrique selon 2 des 3 fractions (la troisième, égale au complément à 100%, n'est plus libre). Cette méthode de représentation ne peut traduire la texture que si l'on définit les limites qui séparent les différentes classes de sols. On peut citer le diagramme USDA (12 classes), le diagramme de la carte mondiale des sols FAO UNESCO (3 classes) le diagramme belge (7 classes) ainsi que le diagramme anglais 2210 (11 classes).

5.2.2 Densité apparente

La densité apparente est déterminée à partir du poids à l'état sec et humide des différents échantillons du sol. Les échantillons ont été prélevés dans des cylindres de volume identique (Yoro et Godo, 1990). Par la suite, la densité apparente a été calculée à l'aide de l'équation 5.7.

$$d_a = \frac{P_s}{V} \quad (5.7)$$

avec

P_s : poids sec de l'échantillon, V : volume de l'échantillon.

5.3 Etude comparative de la conductivité hydraulique à saturation

Les valeurs de la conductivité hydraulique à la surface mesurées in situ par les différentes méthodes (Guelph, double anneau, Rosetta) sont présentées dans le tableau 9. Les valeurs

mesurées par le perméamètre de Guelph varient de $2,39 \cdot 10^{-6}$ m/s pour le SARD central à $1,92 \cdot 10^{-5}$ m/s pour le périmètre de Guedera. On remarque que les valeurs mesurées à l'aide de double anneau sont plus importantes que celles mesurées moyennant le perméamètre de Guelph. En effet, pour le périmètre SARD, la conductivité hydraulique mesurée par la méthode de double anneau est 4,6 fois plus grande que celle mesurée par le perméamètre de Guelph. De plus, pour le périmètre Hachim central, la méthode de double anneau donne une valeur plus grande, elle est 3,5 fois plus importante que celle obtenue avec le perméamètre de Guelph. Ceci peut être expliqué par le fait que le double anneau perturbe le sol lors de l'enfoncement et ça favorise l'écoulement préférentiel dans le sol. De plus, il est à noter que la mesure de la conductivité hydraulique à saturation dans un échantillon du sol qui est grand a une probabilité plus grande pour la présence des macropores, ce qui entraîne des valeurs de conductivité hydraulique à saturation plus élevées pour le double anneau que le perméamètre de Guelph.

En confrontant les résultats trouvés avec des résultats obtenus dans la littérature, on trouve que les résultats sont logiques et cohérents. Plusieurs équipes de chercheurs dans le monde essaient actuellement d'évaluer le fonctionnement et la pertinence des méthodes de mesure de la conductivité hydraulique à saturation au moyen de comparaisons. En effet, Mohnaty et al. (1994), ont comparé les méthodes de double anneau et Guelph dans un sol limoneux fin. Ils ont trouvé que la conductivité hydraulique mesurée par l'infiltromètre de double-anneau est de 7,3 fois plus grande que celle du perméamètre de Guelph. Une série d'essais de perméamétrie avec Guelph et le double-anneau, faite par Vanderlinden et al. (1998) sur un site expérimental, démontre que la conductivité hydraulique mesurée par le double anneau est 5 fois plus grande que celle mesurée par Guelph.

La méthode de perméamètre de Guelph donne souvent des valeurs de conductivité inférieures à celles déterminées à partir de carottes du sol et d'autres méthodes (Lee et al., 1985 ; Talsma, 1987 ; Stephens et al., 1987). Ceci peut être expliqué par plusieurs facteurs. Le premier facteur est que lors de l'application de la charge dans le trou, l'air reste piégé dans le sol, ce qui peut conduire à des résultats de K_s inférieurs aux valeurs saturées. L'anisotropie du milieu et la variation de la distribution des macro-pores dans le sens vertical et horizontal peuvent conduire à des résultats plus faibles (Stephens et Neuman, 1982). De plus, Koppi et Geering (1986) ont trouvé que le frottement des parois du trou par la tarière conduit aussi à des faibles valeurs.

Tableau 9. Valeurs de la conductivité hydraulique

Périmètre	Conductivité hydraulique (m/s)		
	Guelph	Double anneau	Rosetta
SARD	2,39 10 ⁻⁶	1,1 10 ⁻⁵	8,58 10 ⁻⁶
Hachim central	4,86 10 ⁻⁶	1,7 10 ⁻⁵	1,97 10 ⁻⁶
Guedera	1,92 10 ⁻⁵		1,96 10 ⁻⁶
ZRG	4,72 10 ⁻⁶		3,00 10 ⁻⁶
Zaafria T	4,44 10 ⁻⁶		

De plus, les résultats moyennant les trois méthodes ont mis en évidence la variation spatiale de la conductivité hydraulique à saturation à la surface. En effet, la conductivité hydraulique varie de 1,92 10⁻⁵ m/s pour le périmètre Guedera à 4,86 10⁻⁶ m/s pour le périmètre Hachim central en utilisant le perméamètre de Guelph. En utilisant le code Rosetta, une variation de 77% entre les deux périmètres SARD et Guedera a été observée.

5.4 Classification texturale

L'analyse granulométrique a été effectuée au niveau de trois sites de la zone d'étude jusqu'à une profondeur allant à 40, 70, et 80 cm pour le périmètre Hachim central, ZRG et le lit d'oued respectivement (Figure 38). Les résultats montrent la dominance nette des teneurs en sables pour les trois sites. Cette fraction augmente de plus en plus en profondeur pour le périmètre ZRG. Pour la première couche, la texture est limon sableux, ce qui donne un pouvoir moyennement filtrant. Ce qui est déjà observé pour la conductivité hydraulique qui est égale à 2.39 10⁻⁶ m/s. Le lit d'oued est caractérisé par une texture sableuse. Ce qui favorise l'infiltration des eaux des crues. Hamdi (2016) a trouvé que la conductivité hydraulique du lit d'oued El Fekka est 6 à 15 fois plus importante que celles des périmètres d'épandages.

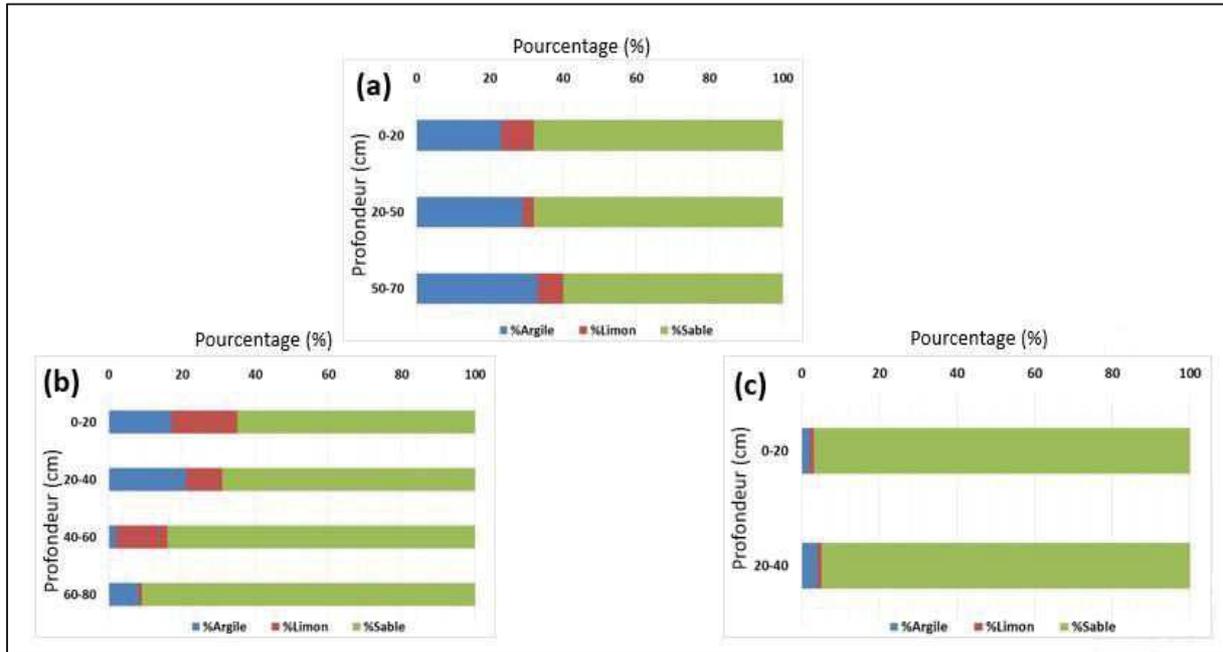


Figure 38. Fraction granulométrique au niveau du profil de (a) : périmètre Hachim Central ; (b) périmètre ZRG ; (c) lit d'oued

Les valeurs de la densité apparente mesurées à la surface au niveau de huit périmètres d'épandage sont récapitulées dans le tableau 10. La densité apparente varie d'un périmètre à l'autre. Elle est de l'ordre de 1,34 g/cm³ pour le périmètre ZRD et Zaafrica T pour atteindre 1,72 g/cm³ pour le périmètre Guedera. Notons que pour le périmètre Guedera, la valeur élevée de la densité apparente est liée à l'importance des éléments fins du sol (Limon = 45%). Toutes les valeurs indiquent que le sol est moyennement dense. En effet, la texture du sol pour les différents périmètres est fine à moyenne.

Tableau 10. Valeurs de la densité apparente à la surface de chaque périmètre

Périmètre	d_a (g/cm ³)
Hachim central	1,41
Fekka	1,46
NRD	1,50
ZRD	1,34
ZRG	1,48
Zaafrica T	1,41
Guedera	1,72
SARD	1,41

5.5 Détermination des paramètres hydrodynamiques

La relation entre la pression de l'eau et la teneur en eau, et celle entre la conductivité hydraulique et la teneur en eau, sont essentielles dans la prédiction du transport d'eau et de solutés (Meddahi et al., 1992). La connaissance des paramètres hydrodynamiques constitue un préalable indispensable à toute modélisation mécaniste de type déterministe ou stochastique des transferts de masse dans la zone non saturée (Vauclin et Vachaud, 1987). Plusieurs techniques au laboratoire et in situ ont été développés pour mesurer les propriétés hydrauliques du sol non saturé (Boels et al., 1978 ; Bouma, 1983 ; Dane et Hruska, 1983 ; Klute, 1986). Ces méthodes sont relativement laborieuses et très onéreuses, surtout quand il s'agit de la détermination de la conductivité hydraulique. Une méthode in situ classiquement utilisée est celle de drainage interne au sens de Hillel et al., 1972. Elle a pour but d'analyser la redistribution de l'eau dans un profil vertical du sol, après une humidification par un apport d'eau à la surface afin d'obtenir à différentes profondeurs les caractéristiques hydrodynamiques du sol considéré. Cette méthode est adoptée dans notre étude.

5.5.1 Essai de drainage interne

5.5.1.1 Principe et déroulement

L'expérience s'établit en deux phases. La première phase consiste à la phase d'une imbibition en apportant l'eau dans le caisson jusqu'à atteindre la saturation (arrosage continu). Une fois la saturation est atteinte à la surface du sol, on couvre le dispositif par un film plastique pour éliminer l'évaporation et la pénétration des pluies éventuelles. La deuxième phase constitue la phase de drainage. Elle a pour but d'analyser la redistribution de l'eau dans le profil du sol en mesurant instantanément l'humidité et la pression à différentes profondeurs. Par conséquent, les relations constitutives reliant la pression, la teneur en eau et la conductivité hydraulique peuvent être établit.

La détermination des propriétés hydrauliques se repose sur la théorie de Hillel et al., (1972) et Vauclin et Vachaud (1987). Cette théorie se fonde sur trois hypothèses.

- i) l'écoulement est vertical (H1) ;
- ii) la densité de flux est nulle à la surface (H2) ;
- iii) le gradient de la charge hydraulique n'est pas unitaire (H3) ;

Rappelons que l'écoulement vertical (H1) d'eau pure dans un sol nu, partiellement saturé en eau est classiquement décrit par les équations (5.8) et (5.9).

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial \tilde{z}} \quad (5.8)$$

$$q = -K(\theta) \frac{\partial H}{\partial \tilde{z}} \quad (5.9)$$

avec

t : temps [T], \tilde{z} : profondeur [L], q : flux volumique [LT^{-1}], K : conductivité hydraulique [LT^{-1}] et H : charge hydraulique [L] définie par l'équation (5.10) :

$$H = h(\theta) - \tilde{z} \quad (5.10)$$

avec

h : pression de l'eau [L].

Si on intègre l'équation entre la surface ($\tilde{z} = 0$) et une profondeur quelconque ($\tilde{z} = L$) à laquelle on souhaite déterminer les propriétés hydrodynamiques $h_L(\theta)$ et $K_L(\theta)$ du sol, on obtient :

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^L \theta d\tilde{z} = -(q_L - q_0) \quad (5.11)$$

Appliquons l'hypothèse H2 et H3, on obtient :

$$q_L = -K_L(\theta) \frac{\partial H}{\partial \tilde{z}} = \text{et } q_0 = -K_0(\theta) \frac{\partial H}{\partial \tilde{z}} = 0 \quad (5.12)$$

$$q_L = K_L(\theta) \left[1 - \frac{\partial h}{\partial \tilde{z}} \right] \quad (5.13)$$

Donc

$$K_L(\theta) = \frac{q_L}{1 - \frac{\partial h}{\partial \tilde{z}}} \quad (5.14)$$

On va détailler dans le tableau 11 la procédure de calcul du flux pour $L=\tilde{z}_1, \tilde{z}_2$. Il est à noter que $\theta_{i,j}$ correspond à la teneur en eau pour l'instant i et pour la profondeur j.

Tableau 11. Démarche du calcul du flux

Temps [j]	\tilde{Z} [cm]	$\frac{\partial \theta}{\partial t}$ [1/j]	$q = \sum \frac{\partial \theta}{\partial t} * d\tilde{Z}$ [cm/j]
1j	$\tilde{Z}0 - \tilde{Z}1$	$\theta_{1,\tilde{Z}1} = \frac{\theta_{t+\Delta t,\tilde{Z}1} - \theta_{t,\tilde{Z}1}}{(t + \Delta t) - t}$	$q_{1,\tilde{Z}1} = \theta_{1,\tilde{Z}1} \times (Z1 - Z0)$
	$\tilde{Z}1 - \tilde{Z}2$	$\theta_{1,\tilde{Z}2} = \frac{\theta_{t+\Delta t,\tilde{Z}2} - \theta_{t,\tilde{Z}2}}{(t + \Delta t) - t}$	$q_{1,\tilde{Z}2} = q_{1,\tilde{Z}1} + \theta_{1,\tilde{Z}2} \times (\tilde{Z}2 - \tilde{Z}1)$
2j	$\tilde{Z}0 - \tilde{Z}1$	$\theta_{2,\tilde{Z}1}$	$q_{2,\tilde{Z}1}$
	$\tilde{Z}1 - \tilde{Z}2$	$\theta_{2,\tilde{Z}2}$	$q_{2,\tilde{Z}2}$

Après avoir calculé le flux, on procède au calcul du gradient hydraulique ainsi que la conductivité hydraulique comme suit :

Tableau 12. Démarche du calcul de la conductivité hydraulique

\tilde{Z} [cm]	q [cm/j]	$\frac{\partial H}{\partial \tilde{Z}}$	K [cm/j]
$\tilde{Z}0 - \tilde{Z}1$	$q_{1,\tilde{Z}1}$	$H_{1,\tilde{Z}1} = \frac{H_{\tilde{Z}1} - H_{\tilde{Z}0}}{Z1 - Z0}$	$K_{\tilde{Z}1} = \frac{q_{1,\tilde{Z}1}}{H_{1,\tilde{Z}1}}$
	$q_{2,\tilde{Z}1}$	$H_{2,\tilde{Z}1} = \frac{H_{\tilde{Z}2} - H_{\tilde{Z}1}}{\tilde{Z}2 - \tilde{Z}1}$	$K_{\tilde{Z}1} = \frac{q_{2,\tilde{Z}1}}{H_{2,\tilde{Z}1}}$
$\tilde{Z}1 - \tilde{Z}2$	$q_{1,\tilde{Z}2}$	$H_{1,\tilde{Z}2}$	$K_{\tilde{Z}2} = \frac{q_{1,\tilde{Z}2}}{H_{1,\tilde{Z}2}}$
	$q_{2,\tilde{Z}2}$	$H_{2,\tilde{Z}2}$	

5.5.1.2 Dispositif expérimental

Le site d'étude a été choisi de façon qu'il soit le plus proche de l'oued El Fekka et le plus accessible. Pour cela, le choix s'est fixé sur le site amont rive droite « SARD » (Figure 37). Le dispositif est sous forme d'un caisson en bois de dimension 1×2×0,4 m (Figure 39a). Il a été enfoncé dans le sol sur une épaisseur de 0,2 m. Une fosse d'accès a été creusée à proximité immédiate du dispositif sur une profondeur de 2 m pour permettre l'installation des instruments de mesure (Figure 39c).

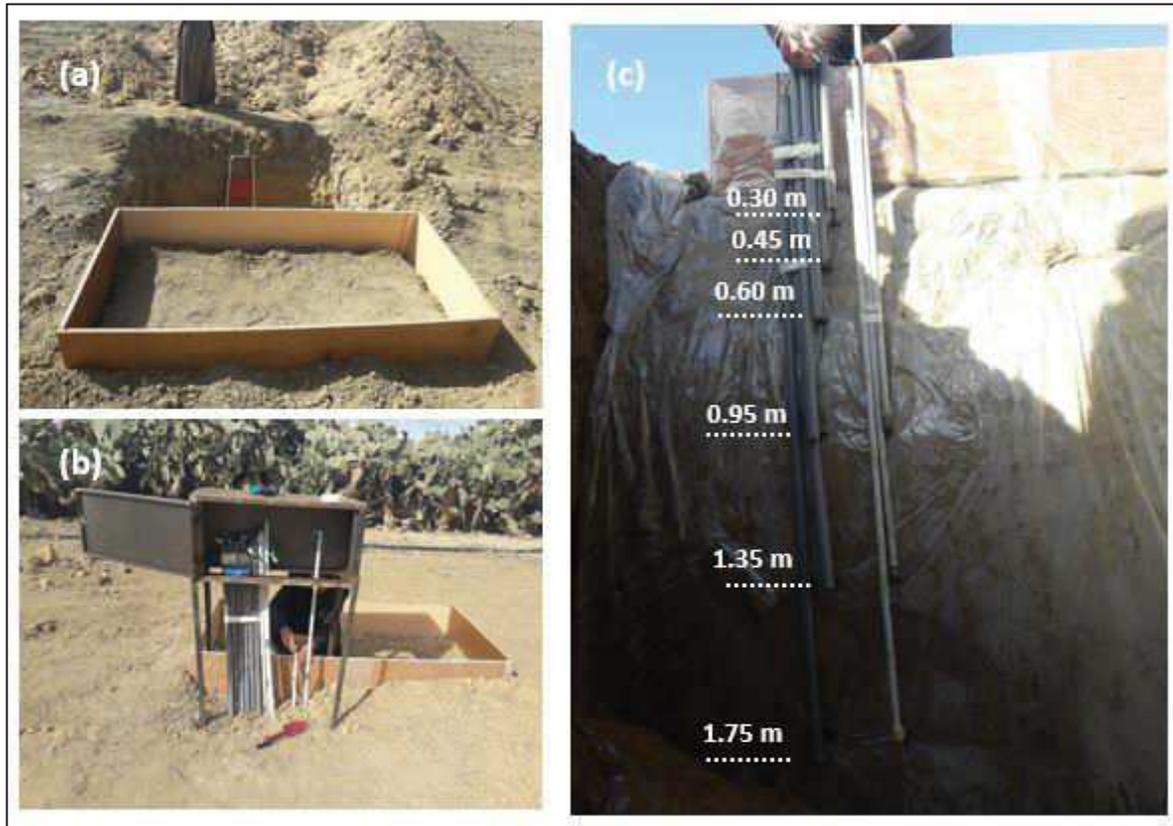


Figure 39. (a) : fosse d'accès et caisson : (b) : casier de protection : (c) tubes en PVC

5.5.1.2.1 Installation des instruments de surveillance hydrique

Pour le suivi du potentiel hydrique et de la teneur en eau, les sondes Watermark (200SS-15) et les sondes TDR (modèle 6111 C TRASE soil moisture) ont été utilisées respectivement. Ces capteurs ont été installés horizontalement aux profondeurs (0,30 ; 0,45 ; 0,60 ; 0,95 ; 1,35 ; 1,75 m) (Figure 40). Chaque sonde de pression est installée à 20 cm de distance par rapport à la sonde TDR pour qu'il n'ait pas d'interférence entre les deux appareils et pour pouvoir échantillonner le même endroit du sol. Les files des capteurs sont protégés par des tubes en PVC (Figure 39c). Ces tubes sont couverts à la surface par un casier de protection (Figure 39b). Une autre sonde Watermark a été enfoncée juste à la surface pour nous indiquer l'état de saturation de notre profil du sol à la surface.

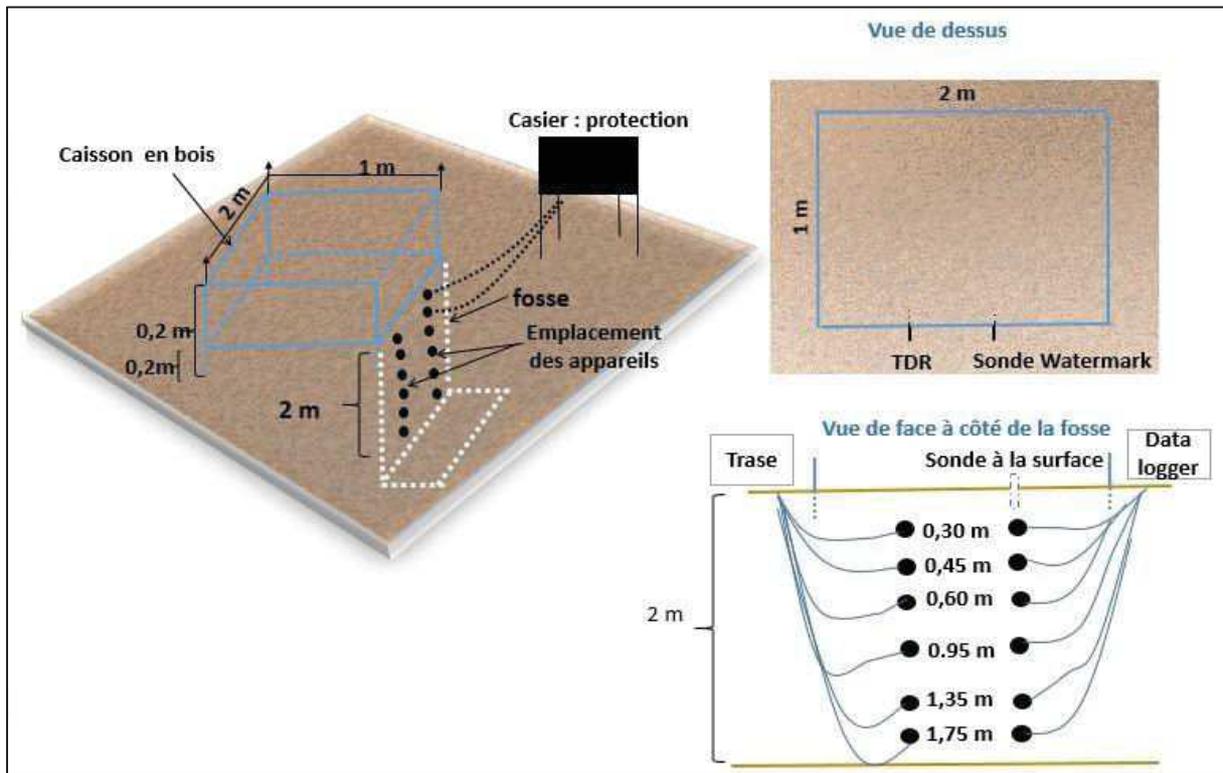


Figure 40. Schéma simplifié du dispositif expérimental

5.5.1.2.2 Caractérisation pédologique

Le profil pédologique, la variation de la densité apparente et la fraction granulométrique au niveau du profil du sol sont présentés dans la Figure 41. La caractérisation pédologique nous mène à diviser notre profil en deux horizons différents. Le premier est depuis la surface jusqu'à une profondeur de 75 cm. Il est caractérisé par une texture sableux-argileux-limoneux. Le deuxième s'étale de 75 cm jusqu'à 175 cm. C'est dans cet horizon où la fraction du sable est importante. En effet, les différentes couches de cet horizon ont une texture sableuse.

A la surface, le pourcentage en éléments fins est important. Ceci favorise l'apparition des franges capillaires à la surface du sol. De plus, le profil pédologique est caractérisé par la présence des croutes de battances pour la partie sommitale du profil (Figure 41). La densité apparente augmente avec la profondeur. Les sols en profondeur sont plus denses.

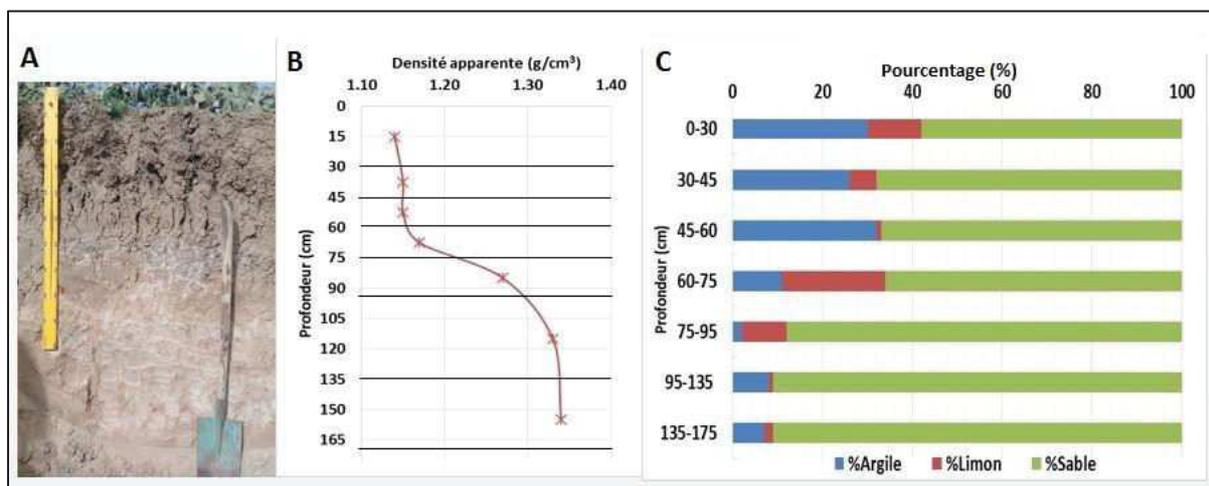


Figure 41. A : profil pédologique ; B : évolution de la densité apparente au niveau du périmètre SARD ; C : fraction granulométrique du profil

5.5.1.3 Résultats

5.5.1.3.1 Suivi de l'humidité et de la pression capillaire lors de la phase de l'arrosage

La phase d'arrosage a commencé le 07/08/2018 et a duré six jours avec un débit quasi-continu estimé à $0,28 \text{ m}^3/\text{h}$ (Figure 43). La figure 42 présente la variation de la teneur en eau en fonction de la profondeur et du temps. A l'état initial, à la surface, la teneur en eau ne présente pas la teneur en eau résiduelle. Il est à noter que la surface du sol a subit une humidification avant l'arrosage. Cela est dû aux pluies survenues avant le 07/08/2018 qui est égale à 9 mm (Figure 43a). Après irrigation, nous avons remarqué un processus de redistribution primaire de l'humidité au cours duquel il y a une augmentation brusque de la teneur en eau dans les horizons de profondeur 45, 60 et 95 cm. Cette teneur passe de 35,5 à 42,1% après trois jours d'arrosage pour une profondeur de 45 cm. A cette date, la pression capillaire diminue progressivement pour les premiers horizons. Elle atteint zéro jusqu'à une profondeur de 95 cm. Une réponse plus retardée de la teneur en eau pour les couches les plus profonds a été remarquée. En effet, pour la couche de profondeur 135 cm, l'humidité a augmenté de 3% seulement. La même réponse est sentie pour l'horizon de profondeur 175 cm qui est de l'ordre de 14%. Au dernier jour d'arrosage, le profil de pression est totalement saturé. Le volume d'arrosage utilisé pour saturer le sol est estimé approximativement à 32 m^3 (Figure 43b).

Les irrégularités observées tout au long de la profondeur sont dues à l'hétérogénéité du sol. Pour une profondeur de 45 cm, les changements de concavité sont des artéfacts dus aux erreurs de mesure.

La vitesse de l'avancement du front d'humidité est estimée à 0,4 cm/h ce qui montre que le sol est moyennement perméable. La saturation en eau de couches superficielles atteint approximativement 47%. Cet état de saturation est loin d'être atteint pour les horizons plus profonds. En effet, pour une profondeur de 135 cm, l'humidité maximale ne dépasse que 26%.

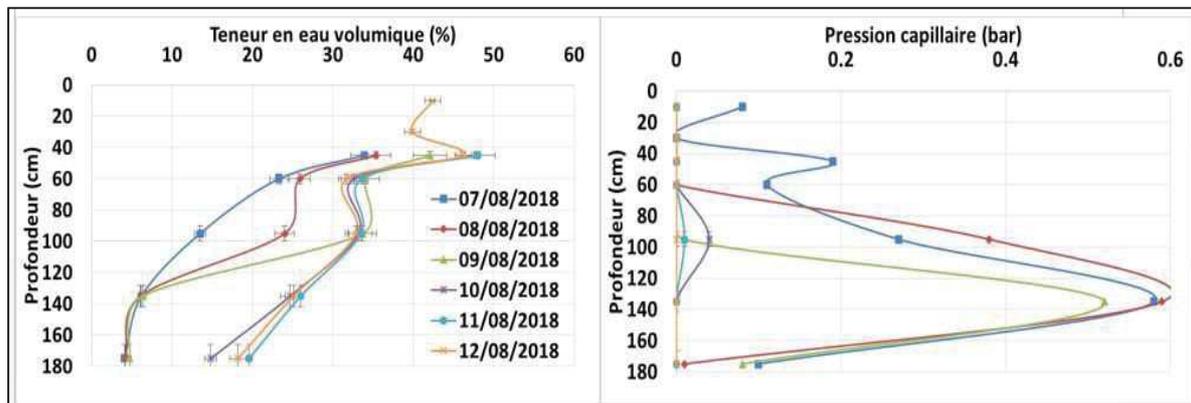


Figure 42. Suivi spatio-temporel de l'humidité et de la pression capillaire au cours de la phase d'infiltration

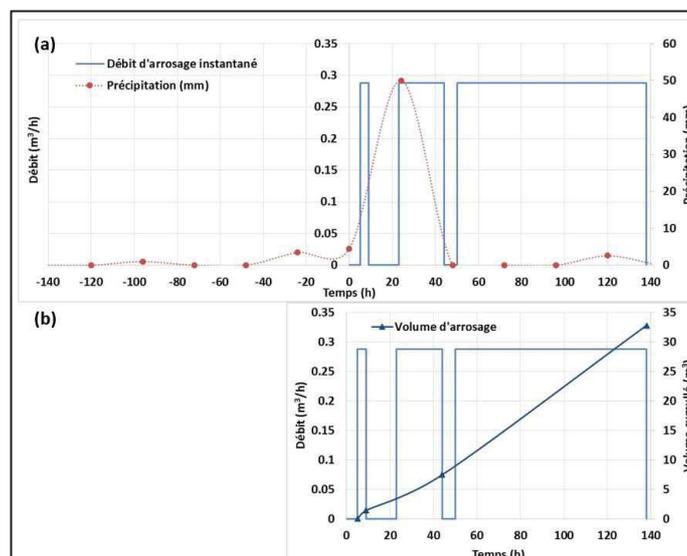


Figure 43. (a) variation de la pluviométrie et du débit d'arrosage appliqué à la surface du caisson avant et après la phase d'infiltration, (b) variation du volume cumulé pendant la phase d'infiltration

Le suivi de la teneur en eau et de la pression capillaire pour chaque profondeur est présenté dans la figure 44. Une augmentation progressive de la teneur en eau pour chaque apport de volume d'arrosage a été remarquée (Figure 44). En effet, à la suite du premier apport dans le caisson qui est estimé à $1,4 \text{ m}^3$, la teneur en eau croît de 2,6 et 2,2% pour les profondeurs 45 et 95 cm, respectivement. Toutefois, la teneur en eau garde une valeur constante pour les couches les plus profondes. On peut déduire que le front d'humidité a atteint juste les premières couches. Par ailleurs, une diminution progressive de la pression au bout de 5 h d'arrosage a été notée pour une profondeur de 45 cm. Cette diminution est moins ressentie pour les couches de profondeurs 135 et 175 cm. Pour une profondeur de 135 cm et au bout de 76 h, la pression atteint 0,25 bar. Au sixième jour d'arrosage, la pression est nulle jusqu'à une profondeur de 175 cm.

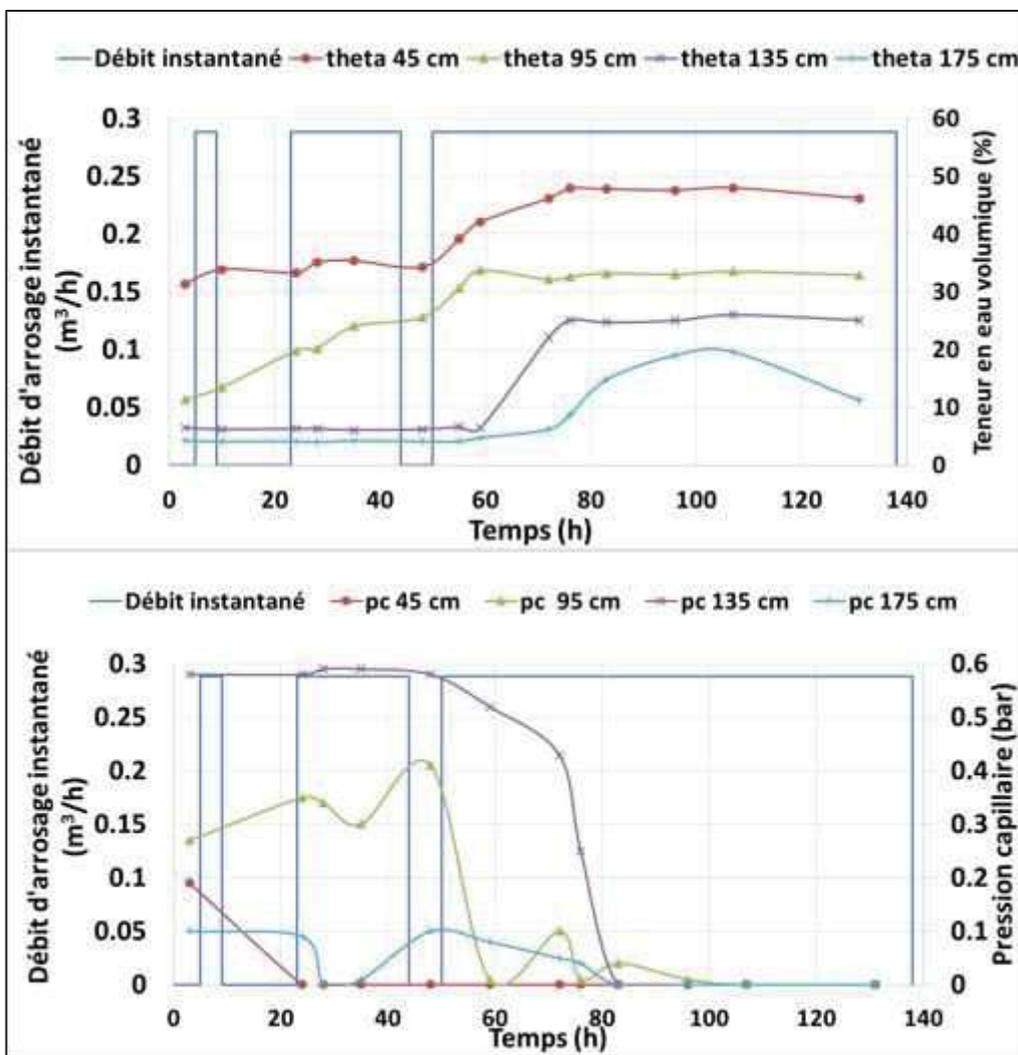


Figure 44. Evolution de la teneur en eau et la pression capillaire en fonction du temps pour chaque profondeur

5.5.1.3.2 Suivi de l'humidité et la pression capillaire lors de la phase de redistribution

La phase de redistribution a démarré le 13/08/2018. Un suivi de la teneur en eau et de la pression durant 9 jours a été réalisé. La figure 45 présente la variation spatio-temporelle de la teneur en eau et de la pression au cours de la phase de redistribution. Les valeurs présentées sur la figure 45 correspondent aux valeurs mesurées à la même heure (t = 8:00).

A l'état initial, le profil hydrique et le profil de pression sont à l'état de saturation. La teneur en eau à la surface du sol est égale à 43,8%. Une diminution de la teneur en eau, estimée à 1,6%, a été observée au bout d'une journée. Toutefois, cette humidité a augmenté de 1,1% pendant la troisième journée. De plus, une augmentation de la pression capillaire a été observée au bout du deuxième jour sur une épaisseur de 60 cm. A la surface, la pression augmente progressivement. Elle croît de zéro pour atteindre 0,12 bar au bout de 20 jours. Il est à noter que les valeurs de pression deviennent supérieures à zéro pour tout le profil au bout du septième jour. On peut dire qu'on a commencé à avoir un état de désaturation. En effet, à cette date, le profil hydrique est loin d'atteindre le profil hydrique initial.

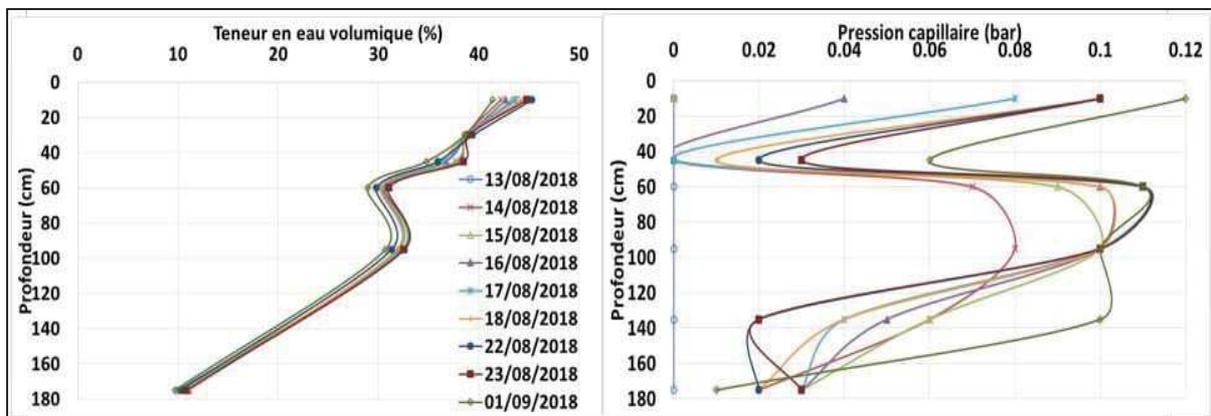


Figure 45. Suivi spatio-temporel de l'humidité et de la tension au cours de la phase de redistribution

L'évolution de la teneur en eau pour chaque profondeur lors du premier jour de la phase de la redistribution (13/08/2018) est présentée dans la figure 46. Une fluctuation de la teneur en eau a été observée pendant toute la journée notamment pour les profondeurs 10, 30 et 45 cm. Cette fluctuation est moins ressentie pour les couches en profondeur. Cette fluctuation peut être due à l'incertitude des mesures de l'appareil qui est de l'ordre de 0,2%. On remarque aussi qu'au bout de 16 heures, la teneur en eau n'a pas diminué. On peut affirmer que la phase

de redistribution dans notre cas est très lente. En effet, au bout de 20 jours, la teneur en eau décroît de 3,6% seulement à la surface.

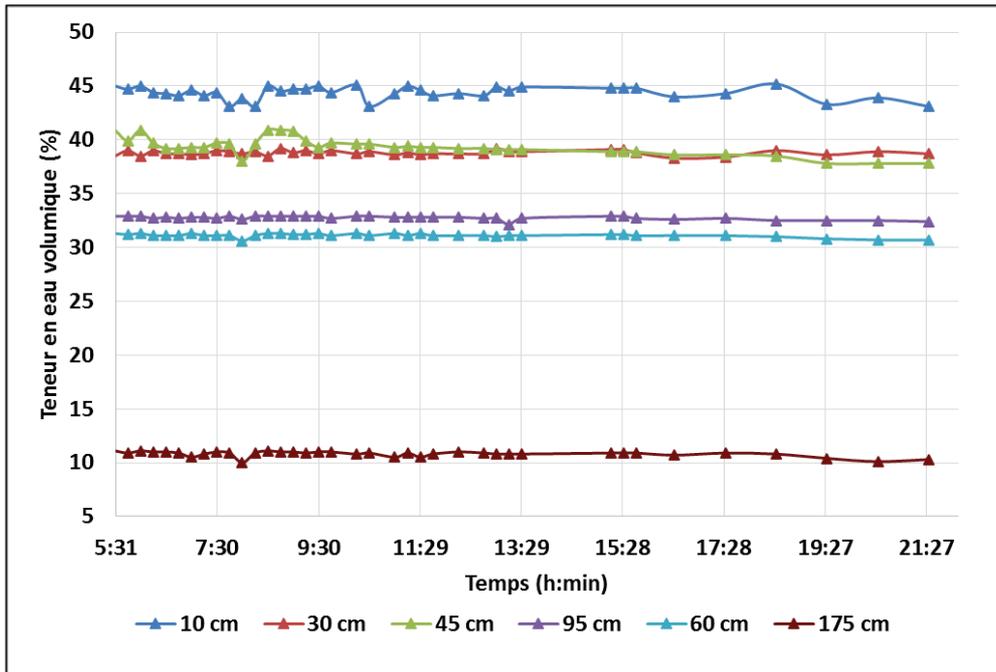


Figure 46. Variation de la teneur en eau pour chaque profondeur au bout d'une journée

5.5.1.3.3 Détermination de la conductivité avec la théorie de Hillel et al (1972)

Dans notre cas d'étude, on a essayé de déterminer la conductivité hydraulique à saturation basée sur la théorie de Hillel et al. (1972) décrite dans la section (5.5.1.1). Le calcul de la conductivité hydraulique à saturation est réalisé pour les profondeurs 30-45, 45-60 et 60-95 cm. Le tableau 13 récapitule les valeurs de la conductivité hydraulique obtenues par cette approche expérimentale.

Tableau 13. Valeurs de la conductivité hydraulique à saturation obtenues par l'approche expérimentale

Profondeur	Ks (m/s)
30-45	$3,1 \cdot 10^{-8}$
45-60	$8,1 \cdot 10^{-9}$
60-95	$4,7 \cdot 10^{-8}$

Les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation obtenus par l'approche de drainage interne sont très faibles. Elles varient de $3,1 \cdot 10^{-8}$ à $8,1 \cdot 10^{-9}$ m/s. Ces valeurs obtenues nous affirment aussi que le processus de drainage est très lent.

5.5.2 Approche granulométrique

Les paramètres hydrodynamiques peuvent être obtenus à partir des différentes fractions granulométriques en utilisant le code de calcul Rosetta. En effet, le module des neurons Rosetta implémenté dans le code numérique Hydrus est largement utilisé pour la prédiction de ces paramètres (Schaap et al., 2001, Simunek et al., 2005). Rosetta met en œuvre une multitude de fonctions de pédotransfert qui estiment les paramètres de rétention de l'eau et la conductivité hydraulique à saturation de manière hiérarchique à partir des informations du sol telles que la classe texturale, la distribution de texture du sol et la densité apparente.

Nous nous sommes servis dans notre étude de deux options de prédiction des paramètres. La première ne tient pas compte de la densité apparente (SSC). Elle est appliquée pour les deux périmètres d'épandages. La deuxième prend en considération la densité apparente (SSCBD). Elle est appliquée au niveau du profil de l'essai de drainage.

Le tableau 13 présente les paramètres obtenus moyennant le code Rosetta pour le profil du sol. On remarque que la teneur en eau résiduelle et la teneur en eau à saturation varient de 0,04 à 0,09 (cm^3/cm^3) et de 0,44 à 0,52 (cm^3/cm^3), respectivement. Le paramètre n balaye entre 2,10 et 2,57 pour les couches profondes. Ceci est cohérent avec ce qui est cité dans la littérature. En effet, les sols qui ont plus de fraction de sable, la valeur de ce paramètre est supérieure à 2.

Les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation obtenues par Rosetta sont plus importantes en profondeur qu'à la surface. On remarque que pour les profondeurs 45, 60 et 95 cm, les valeurs de la conductivité hydraulique estimées par le code Rosetta sont 1000 fois plus grandes que celles déterminées par l'approche de drainage interne.

Pour les périmètres Hachim central, Guedera et ZRG, les valeurs de la conductivité hydraulique mesurées à la surface par la méthode de Guelph sont de 1,5 à 10 fois plus grandes que celles déterminées par le code Rosetta (Tableau 9, Tableau 14).

Tableau 14. Paramètres hydrodynamiques obtenus avec le code Rosetta

Profondeur (cm)	$\theta_r(-)$	$\theta_s(-)$	$\alpha (cm^{-1})$	n (-)	ks (m/s)
10	0,08	0,52	0,02	1,38	$8,58 \cdot 10^{-6}$
30	0,08	0,51	0,03	1,40	$1,19 \cdot 10^{-5}$
45	0,09	0,52	0,03	1,37	$9,99 \cdot 10^{-6}$
60	0,05	0,46	0,02	1,44	$1,49 \cdot 10^{-5}$
95	0,04	0,45	0,04	2,10	$5,37 \cdot 10^{-5}$
135	0,06	0,45	0,03	2,39	$5,14 \cdot 10^{-5}$
175	0,06	0,44	0,03	2,57	$5,78 \cdot 10^{-5}$

La figure 47 illustre la variation de la teneur en eau à saturation obtenue par Rosetta et celle établie à partir des mesures réalisées à la fin de l'arrosage. Les valeurs déterminées par Rosetta sont plus importantes que celles obtenues après infiltration. En effet, pour les premiers dix mètres, la saturation est égale à 52% alors que celle obtenue à la fin de l'infiltration est égale à 42,4%. Cette différence est plus ressentie en profondeur. On peut dire que le code Rosetta surestime la valeur de la teneur en eau à saturation.

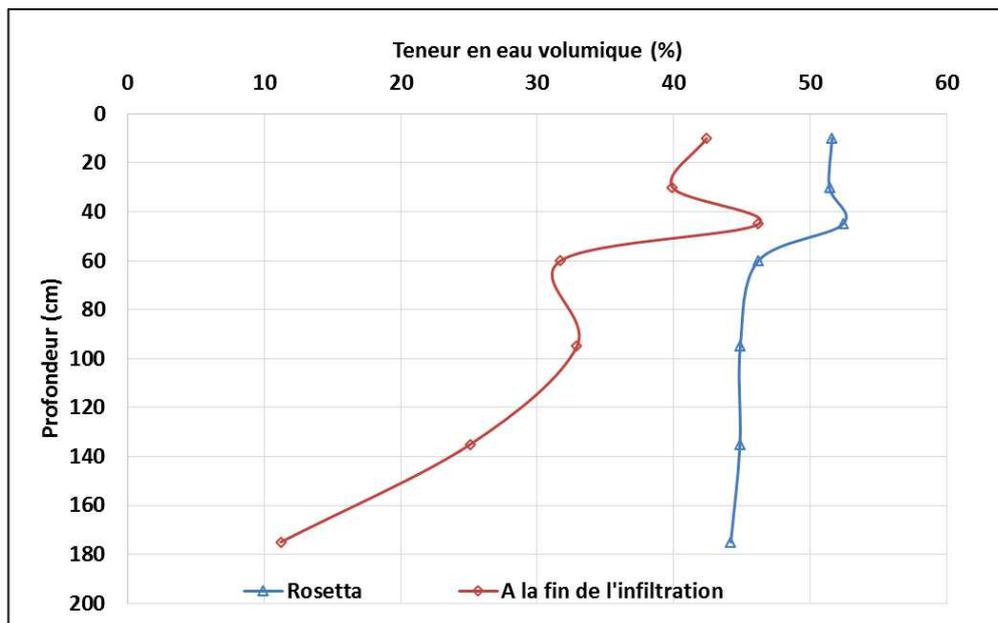


Figure 47. Variation de la teneur en eau à saturation déterminée par les deux méthodes

5.6 Conclusion

Les valeurs de la conductivité hydraulique à saturation obtenues moyennant l'approche expérimentale sont très faibles. On conclut que la méthode par le perméamètre de Guelph

donne des valeurs plus faibles par rapport à la méthode de double anneau. Dans notre étude, on va retenir les valeurs obtenues par le code Rosetta pour certains périmètres dans les simulations numériques car d'une part on ne dispose pas d'informations sur les paramètres hydrodynamiques en profondeur pour chaque périmètre et d'autre part, les courbes constitutives n'ont pas pu être déterminées.

Le processus de drainage pour notre site d'étude est très lent. Durant 20 jours de suivi, l'état initial du profil hydrique n'a pas été atteint. Cela est bien illustré par les profils de pression et les profils hydriques. Les valeurs disponibles sont malheureusement insuffisantes pour déterminer les relations constitutives de notre site. Une étude complémentaire et spécifique sera nécessaire à programmer dans le cadre d'un stage de mastère pour 2019.

A l'aide des mesures in situ, on affirme que la plaine de Sidi Bouzid se caractérise par une forte hétérogénéité spatiale, ce qui est déjà relevé dans le chapitre 4 par l'analyse des coupes lithologiques. L'influence de l'hétérogénéité du sol sur le transfert hydrique fera l'objet du chapitre 6 tout en mettant une étude monodimensionnelle.

Partie 3 : Résultats et discussion

Chapitre 6 : Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zones of alluvial aquifers in semi-arid regions

Ce chapitre évoque une étude monodimensionnelle menée sur trois sites localisés sur la rive droite de l'oued El Fekka à savoir périmètre El Hachim, El Fekka, Guedera. Il s'agit d'un cas d'étude modélisant quatre profils du sol au niveau de chacun de ces trois périmètres. Cette étude vise à quantifier la quantité d'eau qui rejoint la nappe suite aux évènements successifs des crues survenus durant l'année hydrologique pluvieuse 2013-2014 ainsi à étudier l'impact de l'évaporation et l'extraction d'eau par les plantes sur la distribution de la teneur en eau. Cette étude est primordiale par la suite pour la construction d'un modèle régional d'écoulement à l'échelle de Sidi Bouzid. En effet, les résultats ainsi recueillis vont nous permettre si nous allons tenir en compte de l'hétérogénéité spatiale dans le modèle tridimensionnel.

Ce chapitre est présenté sous forme d'un article scientifique apparu à la revue scientifique *Hydrological Scientific of Journal* (DOI : 10.1080/02626667.2017.1410281) intitulé « ***Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zones of alluvial aquifers in semi-arid regions*** »

6.1 Introduction

Groundwater is a life-sustaining resource that provides water to billions of people (Gleeson *et al.* 2012; Zhang *et al.* 2016). In semi-arid regions, where surface waters are scarce or absent, groundwater is the only water supply source for human activities and, mostly, for crop irrigation (Giordano 2009; Gleeson *et al.* 2010; Wada 2010; Shang *et al.* 2016). With population growth and economic development, the disparity between the supply and demand for water resources is becoming increasingly serious, and people exploit aquifer areas to meet local water demands (Xia and Chen 2001; Sha *et al.* 2003; Xia and Zhang 2008). Deepening of the water table and the continuous depletion of groundwater reserves are the main consequences of such intensive exploitation (Gleeson *et al.* 2010, Custodio *et al.* 2016). Thus, understanding the distribution of regional groundwater recharge is extremely important for more sustainable management of these vulnerable aquifers (Scanlon *et al.* 2006).

Groundwater recharge is the process whereby surface water reaches the water table in the phreatic zone of an aquifer (Martinez-Santos and Andreu 2010). Estimating groundwater recharge is one of the challenging tasks in the field of hydrology, as it depends on a wide range of factors such as rainfall, evapotranspiration, thickness of the vadose zone, topography and root water uptake. Groundwater recharge is generally quantified using water balance modelling (Jackson 2002), the computation of flow rate in the unsaturated zone using Darcy's law (Butterworth *et al.* 1999, Healy and Cook 2002), tracer techniques (Leaney and Herczeg 1995, Marei *et al.* 2010), unsaturated flow modelling, in which the Richards equation is solved numerically (Botors *et al.* 2012, Kim and Jackson 2012, Turkeltaub *et al.* 2014) or groundwater inverse modelling (Poeter and Hill 1997, Flint *et al.* 2002, Sonnenborg *et al.* 2003, Dahan *et al.* 2004, Hendricks *et al.* 2009, Karlsen *et al.* 2012). However, each method has its own limitations considering the available data, space and timescales, and the range and reliability of recharge estimates (Zhu 2000). The inverse modelling approach may be a good tool for total recharge evaluation, but it does not help in identifying the contribution of each particular source to the total recharge (Vázquez-Suñé *et al.* 2010).

Vertical water flux is the key hydrological process that connects precipitation and groundwater. In semi-arid regions, it is influenced not only by the characteristics of the vadose zone (Nimmo *et al.* 2002, Lu and Jin 2007, Lu *et al.* 2009, Mattern and Vanclouster 2010, Kong *et al.* 2015) but also by root water uptake (Vrugt *et al.* 2001b, Hupet *et al.* 2003) and high water evaporation rates at the soil surface. As a buffer zone between the land surface

and the water table below, the unsaturated zone is a controlling segment of the aquifer in the transmission of aquifer-recharging water. The soil lithology, soil texture and particularly the depth of water table play critical roles in groundwater recharge (Fan *et al.* 2006, Zhang *et al.* 2007, Huo *et al.* 2014, Min *et al.* 2015). In the North China Plain, Cao *et al.* (2016) evaluated the spatiotemporal variability of recharge in response to the thickness of the unsaturated zone by linking a soil water balance model. The model results indicated the effects of unsaturated zone thickening on both the temporal distribution and magnitude of recharge. The thickening of the unsaturated zone can result in an average recharge reduction of up to 70% in loam soils with water table declines higher than 30 m. However, the study of Ounaies *et al.* (2013), conducted in the upper Rhine Valley, showed that in the case of shallow alluvial aquifers with high permeable sediments, the annual recharge of the ground water due to the floodwater infiltration may be up to three times higher than rainfall. They quantified vertical water fluxes in the unsaturated zone as a function of soil heterogeneities during a five-day-long flooding event by using three approaches of estimating soil hydraulic parameters.

Water uptake by root systems and their spatial distribution may exert a large impact on water fluxes to the atmosphere and groundwater (Canadell *et al.* 1996) and has a strong effect on the soil water balance (Camargo and Kemanian 2016). Numerous approaches for modelling root water uptake have been suggested, differing in spatial dimensionality and complexity of the sink term description (Javaux *et al.* 2013, Peters 2016). In the vadose zone, though transient soil water is often simulated in one, two, and three spatial dimensions, root water uptake is generally considered to simply be a function of the vertical dimension only (Vrugt *et al.* 2001b). Such simplified models for root water uptake combined with the Richards equation, as described in Raats (1974), Feddes *et al.* (1978), or Simunek and Hopmans (2009), have been tested in various practical cases. As they can easily be implemented in existing numerical tools via an open user-defined interface, the root water uptake model developed by Raats (1974) will be used in our study.

The plain of Sidi Bouzid, located in central Tunisia, is a typical example of a semi-arid climate region. Precipitation occurs irregularly and briefly, with high-intensity events causing strong floods, mainly in wadi El Fekka. The resulting surface runoffs are generally lost via evaporation and cannot contribute to groundwater recharge. Therefore, to favour groundwater recharge, different gabion structures, constructed across the wadi with channels which collect and then discharge parts of the runoff into nearby fields (Genin *et al.* 2006) were realized in

the upstream bed of the main watercourse of wadi El Fekka. The role of wadi floods in arid zones on groundwater recharge has been tested and observed in various regions worldwide (e.g., Izbicki *et al.* 2000, Nazoumou 2002, Besbes 2006, Dahan *et al.* 2007).

Several previous modelling studies have been conducted focusing on artificial groundwater recharge on the Sidi Bouzid plain (Bouzaine and Lafforgue 1981, Bouraoui 1984, Amouri 1994, Simonot 1996). However, the impact of floodwater spreading remains largely unknown because of the climate aridity and the lack of quantitative data regarding effective infiltration rates at the water table of the aquifer and pumping rates applied to the groundwater. Furthermore, the water balance of the deep vadose zone is less understood. Most of the previous studies only used surface hydrological models to describe percolation beneath the wadi and propagation of the wetting front towards the water table in the aquifer. Thus, the dynamic process of groundwater recharge across the deep vadose zone could not be studied as a function of the hydraulic parameters of soil in this zone.

This paper aims to quantify vertical water flux and the water volume infiltrated in the unsaturated zone during flooding events in the plain of Sidi Bouzid. One-dimensional numerical studies are conducted at three study areas based on measured soil profiles. The measured flood hydrographs are used to derive the hydraulic boundary conditions, such as the time-dependent water blade and water uptake by evaporation, at the soil surface of the spreading perimeters. The main objective is to quantify the travel time of floodwater through the unsaturated zone and the time required to return to the initial state of pressure equilibrium. This study is essential for implementing a future 3D unsaturated-saturated flow model of the entire area of the plain of Sidi Bouzid to quantify the groundwater recharge at the regional scale. Indeed, analysing differences in the quantity of infiltrated locations is useful to later consider the spatial soil heterogeneities at the plain of Sidi Bouzid. Particular attention will be paid to assess the influence of plant root systems on the moisture distribution, the water flux and the total infiltrated water volume.

6.2 Materials and methods

6.2.1 Study area

The plain of Sidi Bouzid is one of the main synclinal basins of Central Tunisia whose main outcrops are formed by upper cretaceous deposits (Zouaghi 2008). It is bordered by the mountains (Mt) of Hamra and Rakhmat to the north-west, El Hfey to the south-west, Kabar to

the south, Fâyed and Bou Zar to the east and Liswda to the north-east (Fig. 48).

The aquifer system of the Sidi Bouzid plain is an 800 m Mio–Plio–Quaternary. The sedimentary series consists of deposits going from the Lower Cretaceous to Quaternary, affected by important tectonic features occasionally associated with salt Triassic activities. The aquifer is essentially composed of sand (with varying grain sizes), inter-bedded with layers of clay and sandy clay as well as gravels, pebbles and gypsum. The aquifer system may be considered a single multi-layer aquifer, represented by three major lithologic sections: i) 0 to 100 m (clay and sand), ii) 100 to 400 m (sand and clayey sand), and iii) 400 to 800 m (clay and sandy clay) (Koschel 1980, Bouraoui 1984, Amouri 1994, Simonot 1996).

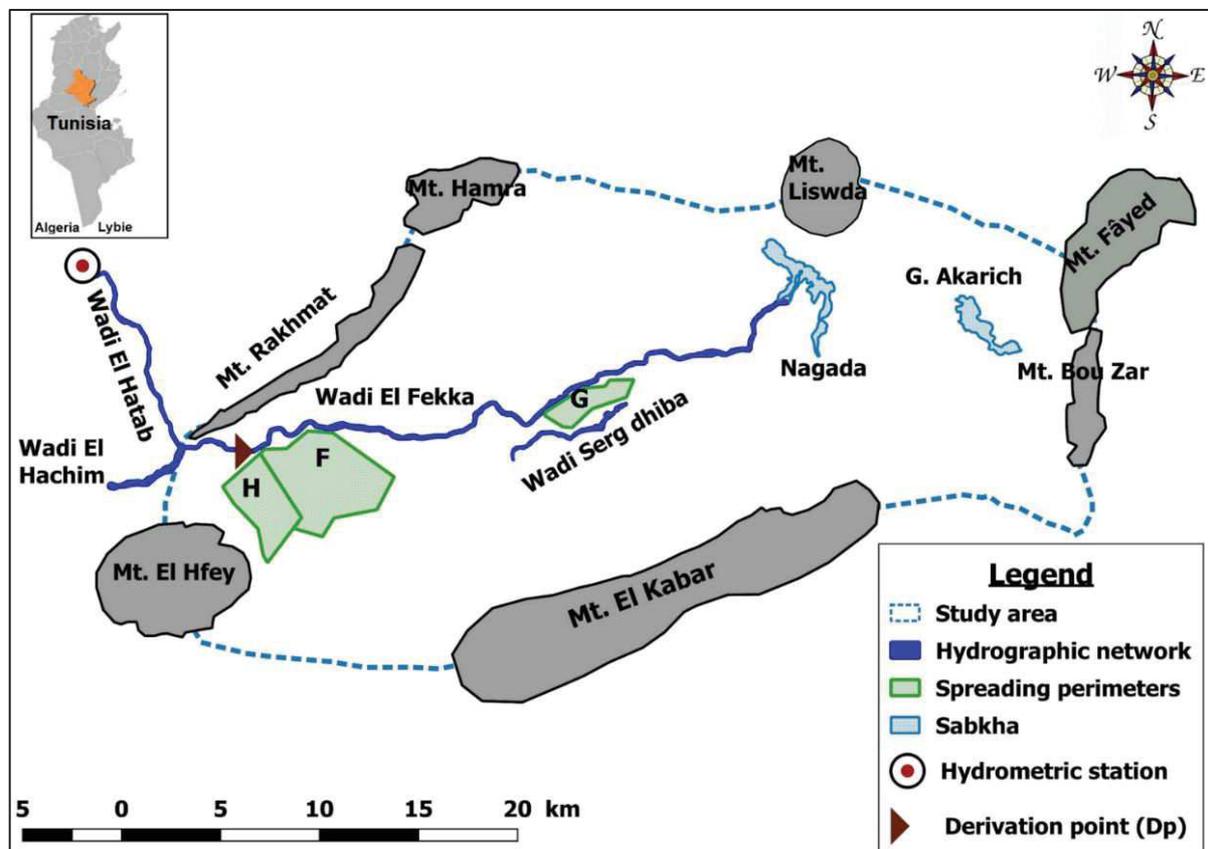


Figure 48. Location of the study area. Mt.: mountain; H: Hachim; F: Fekka; G: Guedera

The plain of Sidi Bouzid is characterized by a low and irregular rainfall of approximately 276 mm per year and an intense annual potential evaporation rate estimated to be 1600 mm. The plain of Sidi Bouzid is a typical example of a semi-arid climate region where groundwater resources are intensively exploited for human needs due to agricultural and

demographic development. In 2015, the renewable water resources in the region were estimated at 19.5 Mm³ per year, with annual exploitation in the order of 30.7 Mm³ (DGRE 2015), which equalled an overexploitation rate of 157%.

In the study area, wadi El Fekka constitutes the main watercourse. It crosses the plain from west to east, to then discharge into the large evaporation area of Sebkha Nagada in the northeast. The supply of surface water on the Sidi Bouzid plain is mainly resulting from floods of wadi El Hatab, with an average of the order of 36.3 Mm³ water per year.

6.2.2 Spreading perimeters

To control the flow rate of surface waters, different spreading perimeters were constructed between 1983 and 1994 on both banks of the main watercourse of the Sidi Bouzid plain. The objective of these structures was to apply an artificial spreading of wadi El Fekka floodwaters, primarily for irrigation purposes and for an artificial recharge of the groundwater. Our study focuses on three spreading perimeters. El Hachim (H) and El Fekka (F) are located at the upstream of the wadi, while the third one, Guedera (G), is downstream (Fig. 48). Each perimeter was assigned to three soil profiles receiving floodwater and a control plot. These soil profiles, where grain size distribution analysis has been performed, are situated 10 m, 200 m, and 400 m away from the distribution point of floodwater to the spreading perimeter.

The flow rate at the Hachim and Fekka spreading perimeters Q_{sp} is determined from the calculated stream flow rate Q_{SF} at the distribution point derived from the observed flow rate Q_{HS} at the hydrometric station “Khanguet Zazia”, located on wadi El Hatab (Fig. 49). Note that the flow rate coming from wadi El Hachim is neglected in our approach, as the flow rate coming from wadi El Hachim is very low compared to that of wadi El Hatab.

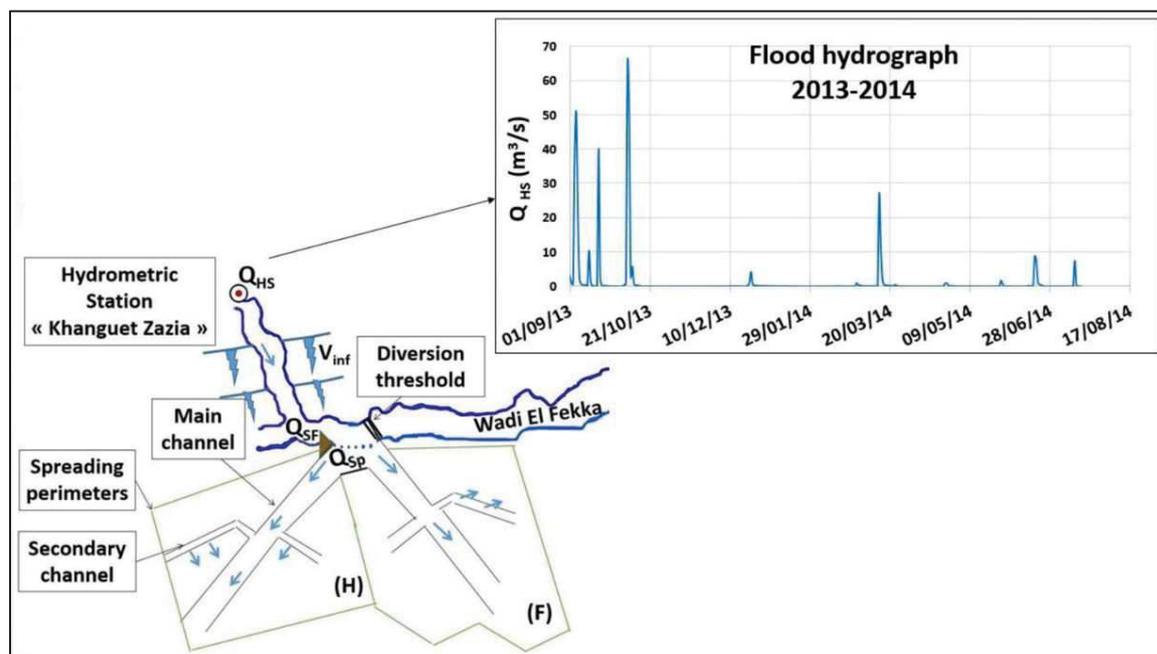


Figure 49. Flood hydrograph measured at the Khanguet Zazia hydrometric station during hydrological year 2013/14, and the schematic representation of the water distribution between floodwater and irrigation water on the El Hachim (H) and El Fekka (F) spreading perimeters.

6.2.3 Numerical flow model of the vadose zone

6.2.3.1.1 Governing flow equation

To address the characteristics of the study site of Sidi Bouzid, the commercial finite element model FEFLOW 5.3 (Diersch 2005) was used. The 1D vertical water flow in variably saturated porous media, including the effects of specific storage, is given by the Richards equation, which is a combination of Darcy's law and the mass conservation equation (Diersch *et al.* 1998):

$$S_0 S(\psi) \frac{\delta \psi}{\delta t} + \varepsilon \frac{\delta S(\psi)}{\delta t} - \nabla [K_r(S) K \nabla (\psi + z)] = Q, \quad (6.1)$$

where S_0 [L^{-1}] is the specific storage due to fluid and medium compressibility, ψ [L] is the pressure head, S [-] is the water saturation, ε [-] is the porosity, K_r [LT^{-1}] is the relative hydraulic conductivity, K [LT^{-1}] is the tensor of hydraulic conductivity for the saturated medium, z [L] is the elevation above a reference datum, and Q [T^{-1}] is the sink or source term.

The sink or source term reflects the local increase or decrease of water content according to the inflows or outflows of water to the modelled domain, respectively. In our study, $Q = (Q_{up} + Q_{evap})$ denotes the root water uptake rate and evaporation rate, respectively. The root water uptake rate is taken into account via the user-specified interface of FEFLOW (section 6.2.3.2). The water uptake by evaporation is modelled by a 2nd order (flux) boundary condition at the soil surface (section prescribed water flux at the upper boundary).

The governing flow equation is solved by applying the prescribed water heads at the top and bottom of the soil profiles. For each of the twelve soil profiles, the elevation datum of the water table is the reference datum ($z = 0$ m). The hydraulic head is set to zero as an initial condition for the entire column. The relative hydraulic conductivity and water content are calculated at each finite element based on the constitutive relationships given for each soil horizon.

The standard van Genuchten (1980) model was used to describe the capillary pressure-saturation relationship as follows:

$$p_c = \frac{1}{\alpha} \left(S_e^{\frac{n}{1-n}} - 1 \right) \quad (6.2)$$

where p_c [L] is the capillary pressure head knowing that $p_c = -\psi$ and $p_c \geq 0$, α [L⁻¹] is a van Genuchten curve-fitting parameter ($\alpha > 0$); n [-] is the pore-size distribution index, which is a Van Genuchten curve-fitting exponent reflecting the uniformity of the pore size distribution with $n > 1$, and S_e [-] is the effective water saturation defined as follows:

$$S_e = \frac{S - S_r}{1 - S_r} = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (6.3)$$

where S_r [-] is the residual water saturation, θ [-] is the volumetric moisture content, and θ_r and θ_s [-] are the residual and saturated volumetric water contents, respectively.

The Mualem model (1976) was used for the relative hydraulic conductivity relationship as follows:

$$K_r = S_e^{\frac{1}{2}} \left[1 - \left(1 - S_e^{\frac{n}{1-n}} \right)^{\frac{n-1}{n}} \right]^2 \quad (6.4)$$

6.2.3.1.2 Root water uptake model

The one-dimensional root water uptake model proposed by Vrugt *et al.* (2001b) was used. It is based on the exponential model by Raats (1974) as follows:

$$\beta(\tilde{Z}) = \left[1 - \frac{\tilde{Z}}{l_{max}}\right] e^{-\frac{a}{l_{max}}|b-\tilde{Z}|}, \tilde{Z} \geq 0, \quad (6.5)$$

where $\beta(\tilde{Z})$ denotes the dimensionless spatial root distribution with depth \tilde{Z} , l_{max} [L] is the maximum rooting depth, and a [-] and b [L] are empirical parameters.

The normalized root water uptake S_m [T⁻¹], expressing the volume of water extracted per unit volume of soil with time, is then quantified by the following:

$$S_m(\tilde{Z}) = \frac{\beta(\tilde{Z}) T_{pot}}{\int_0^{l_{max}} \beta(\tilde{Z}) dz}, \quad (6.6)$$

where T_{pot} [LT⁻¹] is the potential transpiration:

$$T_{pot} = ET - E_s = K_c ET_0 - E_s, \quad (6.7)$$

where K_c [-] is the crop coefficient, ET_0 [LT⁻¹] is the reference evapotranspiration, and E_s [LT⁻¹] denotes soil evaporation.

To model root water uptake under water-stressed conditions, a soil water stress response function was included (Van Genuchten 1987).

$$\gamma(\psi) = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{\psi}{\psi_{50}}\right)^c\right]}, \quad (6.8)$$

where ψ [L] is the soil water pressure head at spatial location \tilde{Z} , ψ_{50} [L] is the soil water pressure head at which root water uptake rate is reduced by 50%, and c [-] is a fitting parameter. The parameter c is usually assumed to be 3 (Van Genuchten and Gupta 1993).

Finally, based on equations (6.6) and (6.7), the root water uptake rate at any particular vertical location can be calculated as follows:

$$Q_{up}(\psi, \tilde{Z}) = \gamma(\psi) \times S_m(\tilde{Z}), \quad (6.9)$$

where $Q_{up}(\psi, \tilde{Z})$ [T⁻¹] is the actual water uptake at different depths \tilde{Z} .

6.2.3.1.3 Spatial moment analysis

Spatial moments allow a simple, physically meaningful description of overall plume behaviour, and moments can be predicted with less uncertainty than in state-variable models. The moisture plume can be characterized by its zeroth, first and second moments in the principle direction of flow (Gee and Ward 2001). The zeroth moment M_0 is related to the total volume applied to the domain. The first moment M_1 leads to the vertical location of the centre of the plume, and the second moment represents the amount of spreading around the mean position of the plume.

The 1D spatial moments for a moisture plume distribution M can be defined from the 3D spatial moments given by Yeh *et al.* (2005) as follows:

$$M_i(t) = \int \theta_{diff}(z, t) z^i dz, \quad (6.10)$$

where $\theta_{diff}(z, t) = \theta(z, t) - \theta_{init}(z, 0)$ is the spatial distribution of the water content variation at time t and at an elevation z compared to the initial water content $\theta_{init}(z, 0)$. The zeroth, first, and second spatial moments correspond to $i = 0, 1,$ and $2,$ respectively.

The centre of mass of the moisture plume is located at $z_c[L]$, given by the following:

$$z_c = \frac{M_1}{M_0}. \quad (6.11)$$

The spreading of the moisture plume around its centre is described by the spatial variance in the z -direction $\sigma_z^2[L^2]$ as follows:

$$\sigma_z^2 = \frac{M_2}{M_0} - z_c^2 \quad (6.12)$$

6.2.4 Numerical case studies

6.2.4.1.1 Spatial and temporal discretization

To estimate the spatial and temporal variation of vertical water fluxes within the vadose zone of the aquifer of Sidi Bouzid, a partially saturated 1D finite-element flow model was set up using FEFLOW. Twelve columns of porous media with a transverse section of $1 \times 0.01 \text{ m}^2$ were modelled to represent the characteristics of the different sampling locations.

The modelled soil columns were vertically discretized with a spacing of 0.01 m. The overall thickness of the modelled vadose zone is specific to each perimeter (35 m for El Hachim, 46 m for El Fekka, and 39 m for Guedera), as the elevation of the soil surface and the water table depend on their location within the study site (Fig. 50).

For all sampling locations, the vertical soil heterogeneity was modelled with five layers representing the soil horizons. The last layer 5 of each profile has the same characteristics as layer 4.

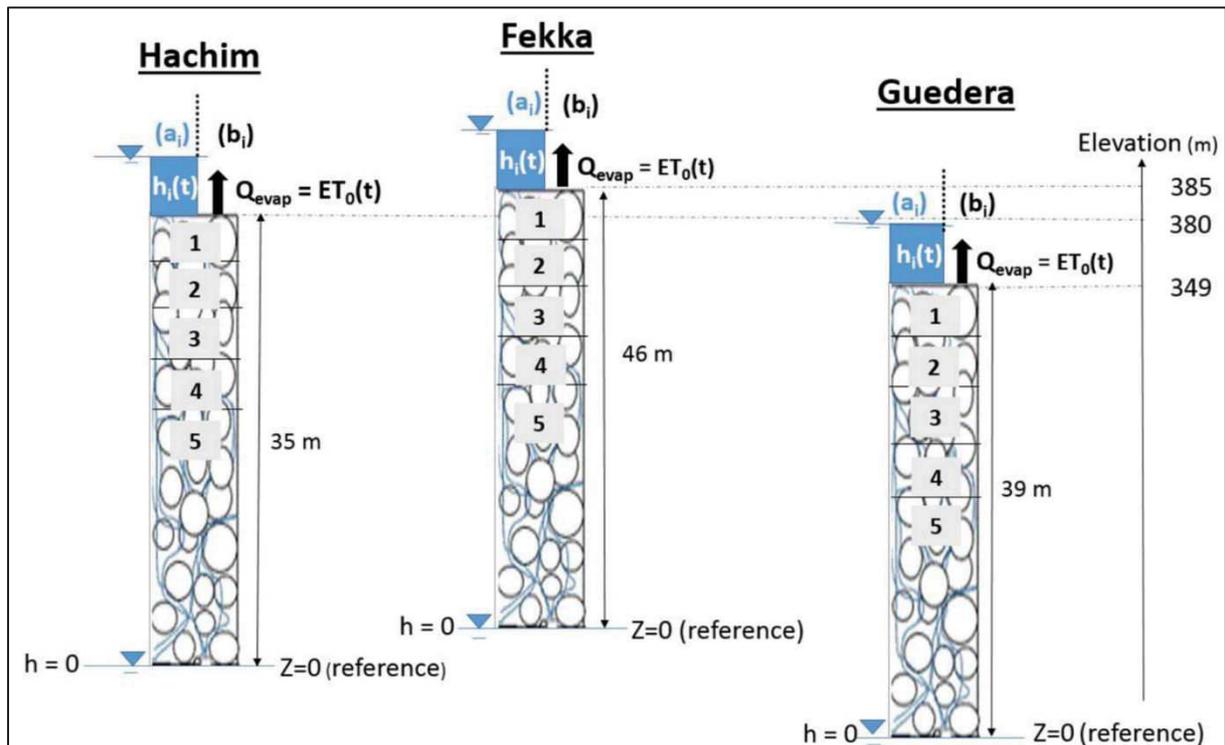


Figure 50. Characteristics of the three sampling locations, and temporal variation in the upper boundary conditions at the soil surface: (a) the prescribed head boundary ($h(t)$) during flooding periods, and (b) the prescribed flux boundary ($Q_{evap}(t)$) during periods without flooding.

A self-adjusting numerical time stepping scheme, with a minimum and maximum time step of 10^{-8} days and 365 days, respectively, was used during the simulations. The relative fine spatial discretization and the self-adjusting numerical time stepping scheme could ensure the numerical convergence and water balance during simulations in this study. The simulation covered a 365-day period (September 1, 2013 to August 31, 2014). September 13th was used as the date for known (initial) soil moisture throughout all numerical simulations.

The initial conditions of the flow model were based on the hydrostatic conditions of the soil water profile. As the pressure head was chosen as a primary variable, hydraulic heads h ($h = \Psi + z$) at time $t = 0$ d were defined to be zero throughout the column of porous medium, with z as the elevation above the reference datum of the soil profile-specific water table (see Fig. 50). Upper boundary conditions of the soil columns are discussed in section (6.2.4.3).

6.2.4.1.2 Estimation of soil parameters

The hydrodynamic properties of each model layer were built using the soil parameters given in Table 1. To determine these soil parameters, a grain size distribution method based on a neural network was used. This method involves the particle-size distribution of soil samples taken at the study site. The soil profiles were analysed to obtain the weight percentages of sand, silt and clay for each sampling point. The code used was the neural network theory available in the Rosetta programme used in the Hydrus tool (Schaap *et al.* 2001). The Rosetta programme implements five hierarchical pedotransfer functions for the estimation of water retention, as well as the saturated and unsaturated hydraulic conductivities. The hierarchy in these functions permits the estimation of van Genuchten water retention parameters, residual water content, water content of saturation and the saturated hydraulic conductivity (see Table 15). Table 15 also contains the average values of θ_r , θ_s and K_s , which are arithmetic averages in the case of θ_r and θ_s , whereas harmonic values are used for K_s .

6.2.4.1.3 Boundary conditions

The boundary at the bottom of each porous medium was modelled with a prescribed head boundary ($h=0$). It was set to zero at all times. The upper boundary was chosen as a type-variable boundary depending on the atmospheric data and the characteristics of the flood hydrograph (2013-2014). It was implemented as either a prescribed head boundary or a prescribed flux boundary (see Fig. 50).

Table 15. Soil parameters obtained with neural network theory based on the particle-size distribution of the soil layers at the Hachim (H), Guedera (G) and Fekka (F) spreading perimeters used in the numerical studies

Profile	Soil layer	Weight percentages			θ_r [-]	θ_s [-]	α [m ⁻¹]	n [-]	K [10 ⁻⁶ m/s]	
		% clay	% loam	% Sand						
Hachim	H1	1	16	53	31	0.0597	0.4144	0.51	1.63	2.39
		2	19	58	23	0.0679	0.4289	0.49	1.63	1.52
		3	22	64	14	0.0755	0.4473	0.55	1.62	1.53
		4	23	62	15	0.0760	0.4456	0.56	1.61	1.5
		\bar{x}				0.0698	0.4341			
	H2	1	17	55	28	0.0632	0.4195	0.50	1.63	2.09
		2	18	67	15	0.0695	0.4429	0.49	1.65	1.87
		3	19	68	13	0.0733	0.4448	0.53	1.63	1.66
		4	21	64	15	0.0736	0.4442	0.53	1.63	1.6
		\bar{x}				0.0699	0.4387			
	H3	1	21	52	27	0.0698	0.4274	0.56	1.6	1.67
		2	23	56	21	0.0739	0.4369	0.56	1.6	1.53
		3	22	64	14	0.075	0.4459	0.54	1.62	1.54
		4	22	61	17	0.0743	0.4419	0.59	1.62	1.54
		\bar{x}				0.0733	0.4380			
	H4	1	14	46	40	0.0539	0.4023	0.7	1.57	2.32
		2	16	50	34	0.0586	0.4101	0.57	1.61	2.37
		3	19	53	28	0.0649	0.4196	0.53	1.62	1.93
		4	21	54	25	0.0702	0.4291	0.54	1.61	1.66
		\bar{x}				0.0619	0.4153			
Guedera	G1	1	16	45	39	0.0573	0.4038	0.72	1.56	1.96
		2	18	50	32	0.0624	0.4137	0.57	1.6	2.04
		3	20	52	28	0.0665	0.4209	0.55	1.6	1.83
		4	21	54	25	0.0692	0.427	0.54	1.61	1.7
		\bar{x}				0.0639	0.4164			
	G2	1	19	48	33	0.0647	0.4151	0.63	1.58	1.84
		2	21	53	26	0.0687	0.4256	0.54	1.61	1.72
		3	22	55	23	0.0724	0.4334	0.55	1.6	1.58
		4	23	58	19	0.0748	0.4402	0.55	1.6	1.51
		\bar{x}				0.0702	0.4286			
G3	1	21	51	28	0.0686	0.4235	0.58	1.59	1.71	
	2	23	54	28	0.0728	0.4334	0.57	1.59	1.56	
	3	24	57	19	0.0766	0.4429	0.59	1.59	1.47	
	4	26	59	15	0.0803	0.4524	0.62	1.57	1.42	
	\bar{x}				0.0746	0.4381	0.59	1.59		1.53
G4	1	15	40	45	0.0536	0.3964	1.04	1.49	1.55	

Chap 6 : Impact of floodwaters on vertical water fluxes in the deep vadose zones of alluvial aquifers in semi-arid regions

Fekka		2	17	46	37	0.0588	0.4065	0.67	1.57	2.08	
		3	20	51	29	0.0661	0.42	0.56	1.6	1.84	
		4	21	52	27	0.0687	0.4249	0.55	1.6	1.72	
						0.0618	0.4120			1.78	
		F1	1	13	44	43	0.0505	0.3978	0.84	1.53	2.10
			2	15	46	39	0.0554	0.4034	0.69	1.57	2.24
			3	19	55	26	0.0663	0.4237	0.51	1.63	1.86
			4	19	53	28	0.0663	0.4218	0.54	1.61	1.85
							0.0596	0.4117			2.00
		F2	1	15	49	36	0.0557	0.4066	0.6	1.6	2.58
			2	17	48	35	0.06	0.4091	0.63	1.58	2.13
			3	19	55	32	0.0666	0.4246	0.51	1.63	1.85
			4	18	58	24	0.0651	0.4256	0.48	1.65	1.99
							0.0619	0.4165			2.11
		F3	1	16	52	32	0.0597	0.413	0.53	1.62	2.34
			2	19	54	27	0.0665	0.423	0.52	1.62	1.84
			3	18	58	24	0.0654	0.4262	0.48	1.65	1.97
			4	23	60	17	0.0762	0.4443	0.56	1.6	1.48
							0.0670	0.4266			1.86
		F4	1	12	40	48	0.0469	0.3938	1.1	1.49	2.24
		2	15	41	44	0.0534	0.3973	0.96	1.51	1.62	
		3	18	46	36	0.0611	0.4086	0.7	1.56	1.9	
		4	19	51	30	0.0644	0.4173	0.56	1.6	1.93	
						0.0565	0.4043			1.90	

6.2.4.1.4 Prescribed head at upper boundary

The hydraulic head (h_i) at the soil surface is calculated for each flooding event during a time period as constant head and at the end of the flooding event using a linear decreasing head as follows:

$$h_i(t) = \begin{cases} Z + Wb_i & , t_{i,a} \leq t < t_{i,b} \\ Z + Wb_i \left(\frac{t_{i,b} + \Delta t_{i,inf} - t}{\Delta t_{i,inf}} \right) & , t_{i,b} \leq t < t_{i,b} + \Delta t_{i,inf} \end{cases} \text{ with } \Delta t_{i,inf} = Wb_i / \check{q}, \quad (6.13)$$

where Z [L] is the elevation above the reference datum of the soil profile-specific water table, i [-] is the flooding event number during the hydrological year, Wb_i [L] is the corresponding water blade at spreading perimeters, $\Delta t_{i,inf}$ [T] is the infiltration time of the water blade after the end of flooding event i , \check{q} [LT⁻¹] is the constant water infiltration flux of 0.63 m/d estimated using local in situ measurements performed in the sediments of perimeter Hachim (Zinsou 1998), and $t_{i,a}$ [T] and $t_{i,b}$ [T] are the times of beginning and ending of flooding event

i, respectively. Wb_i can be calculated by the following:

$$Wb_i = \frac{Q_{sp_i} \times t_{b_i}}{A} + P, \quad (6.14)$$

where Q_{sp_i} [L^3T^{-1}] is the flow rate at the Hachim and Fekka spreading perimeters, t_{b_i} [T] is the base time of the flooding event ($t_{b_i} \equiv t_{i,b} - t_{i,a}$), P [L] is the water volume due to precipitation per square metre, and A [L] is the total area of the Hachim and Fekka spreading perimeters. The flow rate Q_{sp_i} was estimated by using the experimentally based relation between flow rate at wadi El Fekka Q_{SF} and flow rate at the derivation point Q_{sp} (SCET 1990): $Q_{sp} = f(Q_{SF})$ (Fig. 51).

The flow rate Q_{SF_i} is calculated at wadi El Fekka by subtracting the infiltrated water volume V_{inf_i} along wadi El Hatab from the storm flow rate derived from each flood hydrograph event measured at the hydrometric station as follows:

$$Q_{SF_i} = \frac{V'_i - V_{inf_i}}{t_{b_i}}, \quad (6.15)$$

where Q_{SF_i} [L^3T^{-1}] is the stream flow rate at wadi El Fekka, V'_i [L^3] is the water volume of storm flow, and V_{inf_i} [L^3] is the infiltrated water along wadi El Hatab.

Neglecting the evaporation and transpiration of water along the wadi, the infiltrated water volume can be estimated by (Coes and Pool 2005):

$$V_{inf_i} = \int_0^l t_{b_i} W_i q \, dl, \quad (6.16)$$

where V_{inf_i} [L^3] is the infiltrated water along the wadi El Hatab section, t_{b_i} [T] is the base time of flooding event, l [L] is the length of the wadi, W_i [L] is the wetted width of the wadi, and q [LT^{-1}] is the constant water infiltration flux. The infiltration flux of 0.79 m/d was estimated using local in situ measurements performed in the sediments of wadi El Hatab (Zinsou 1998).

The wetted width of wadi El Hatab during the various flooding events was estimated using the modelling approach of Ezzeddine and Besbes (1991):

$$W_i = \min(\beta \log_{10}(V'_i + 1), W_{max}), \quad (6.17)$$

where W_{max} [L] is the maximum width of wadi El Hatab (200 m), and β [L] is the adjustment

constant, obtained from previous studies to be equal to 20 m (Zinsou 1998).

Figure 49 shows the methodology of calculating the water blade in the Hachim and Fekka spreading perimeters used for each flooding event. In our study, we assume that the water blade in the downstream Guedera spreading perimeter is sensibly the same as those calculated at the Hachim and Fekka spreading perimeters.

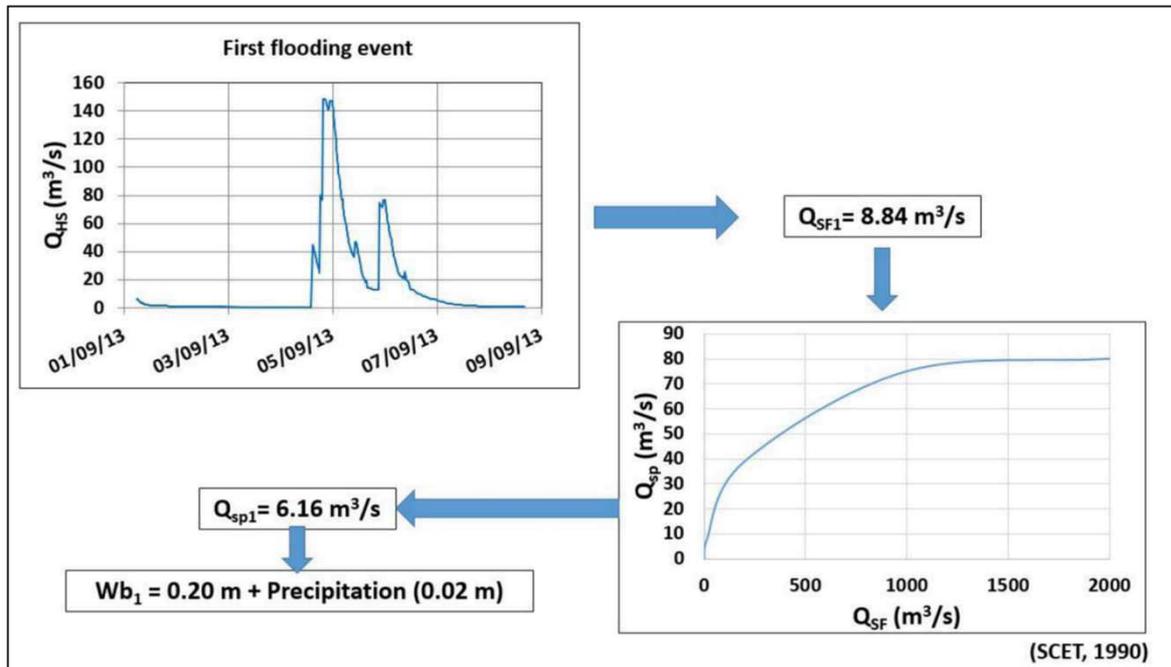


Figure 51. Schematic procedure of estimating the water blade in the spreading perimeters: example of the first flooding event

6.2.4.1.5 Prescribed water flux at upper boundary

Daily reference evapotranspiration (ET_0) data were determined by the software ET_0 calculator tool developed by the Land and Water Division of the FAO. The ET_0 calculator assesses ET_0 from meteorological data by means of the FAO Penman-Monteith equation recommended in Allen *et al.* (1998). These meteorological data were provided by the Institute of Meteorology for Sidi Bouzid. Water extraction due to evapotranspiration was incorporated in the numerical model as the Neumann condition after subtracting the height of precipitation during the considered time period. Prescribed water flux expressed as a sink term was only set between two consecutive flooding events a_i (Fig. 52). It is presented as continuous lines during periods without water flooding (b_i).

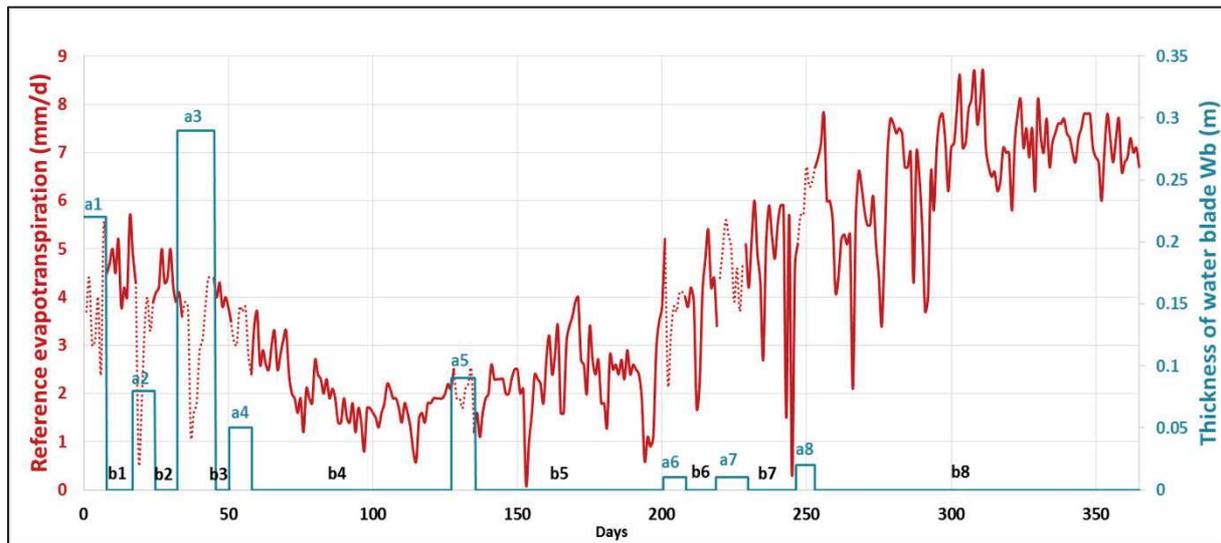


Figure 52. Soil surface boundary conditions during the simulation period (time 0 corresponds to 1 September 2013)

6.2.4.1.6 Root water uptake

To evaluate the impact of water extraction by roots on the water infiltration process, profile H1 of the El Hachim site has been chosen. In our numerical studies, we implemented the root water uptake given by equation (6.8) in addition to the sink term due to evaporation applied at the soil surface. The obtained results will be discussed in section 6.3.5.

In our approach, a carrot crop was chosen to study the root extraction term because it is characterized by a high demand for water and it is the abundant crop in the plain of Sidi Bouzid. For the sink term, the root model requires estimates of the potential transpiration (T_{pot}) and soil evaporation (E_s). Carrot potential ET_{carrot} was calculated from ET_0 and the corresponding crop coefficients (K_c). The values of crop coefficients depend on different growing stages. The K_c of typical crops can be found in Allen *et al.* (1998). The potential transpiration of the carrot crop (T_{carrot}) was obtained by subtracting E_s from $ET_0 \times K_c$ (equation (6.9)). Figure 53 presents the variation of T_{pot} as a function of the periods without flooding (b_i), which were used in our numerical studies. Note that the growth of carrot crops is limited to periods b_1 , b_2 , b_3 , b_4 and b_5 . The root water uptake for periods b_6 , b_7 and b_8 is set equal to zero.

The maximum root depth l_{max} is known a priori to be equal to 0.75 m. The root water uptake model and the soil water stress response function described by equation (6.5) and equation

(6.8), respectively, contain three unknown parameters: a , b and ψ_{50} . Based on data from the literature, the corresponding parameter values were chosen as 1, 0.20 and - 0.2 m, respectively.

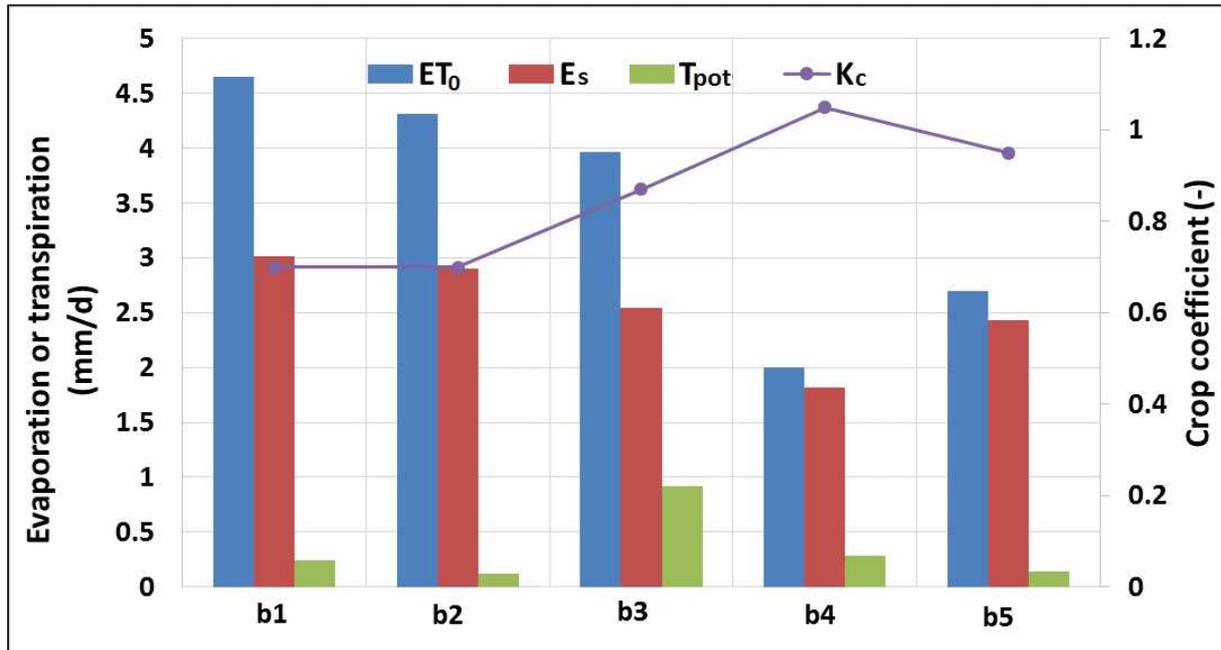


Figure 53. Variation in potential transpiration of carrot crops with crop coefficients

6.3 Results and discussions

6.3.1 Variation of the wetting front and soil water pressure profile

The profiles of soil water content and soil water pressure in the vadose zone during wet and dry periods are illustrated in Figure 54. Initially, at $t = 0d$, the water content and the water pressure at the soil surface correspond to θ_i and the hydrostatic pressure, respectively. Water infiltrates into the soil and migrates downward under the effect of both gravity and the gradient of capillary pressure. The initial water content increases gradually until reaching saturation at the level of the water table. The discontinuous distribution of water content observed at the two first metres is due to the textural heterogeneity of the four different soil layers. Following the arrival of the first flooding event from $t = 0.25d$ to $t = 8.02d$, the soil reaches saturation at up to 4.1 m of depth. Hence, soil water pressure has positive values in this upper part of the soil. After the first flood event, the water moisture is redistributed within the soil: the water content decreases at the soil surface and reaches a minimum value of approximately 0.29 at 15 days. In addition, the wetting front, defined as the region with a sharp decrease in water content, continues to percolate and reaches a depth of 6.7 m. On the other hand, negative water pressure values reflect dry periods at the soil surface. Each

flooding event contributes to increasing the relative hydraulic conductivity of the soil within the wetted zone and promoting the advancement of the wetting front. The response to the third flooding event at 40d contributes to the complete water saturation near the soil surface and to the percolation of the wetting front up to a depth of 11.5 m. At 180 days, the wetting front has already reached the water table, and the water pressure is constant over the whole depth and close to zero.

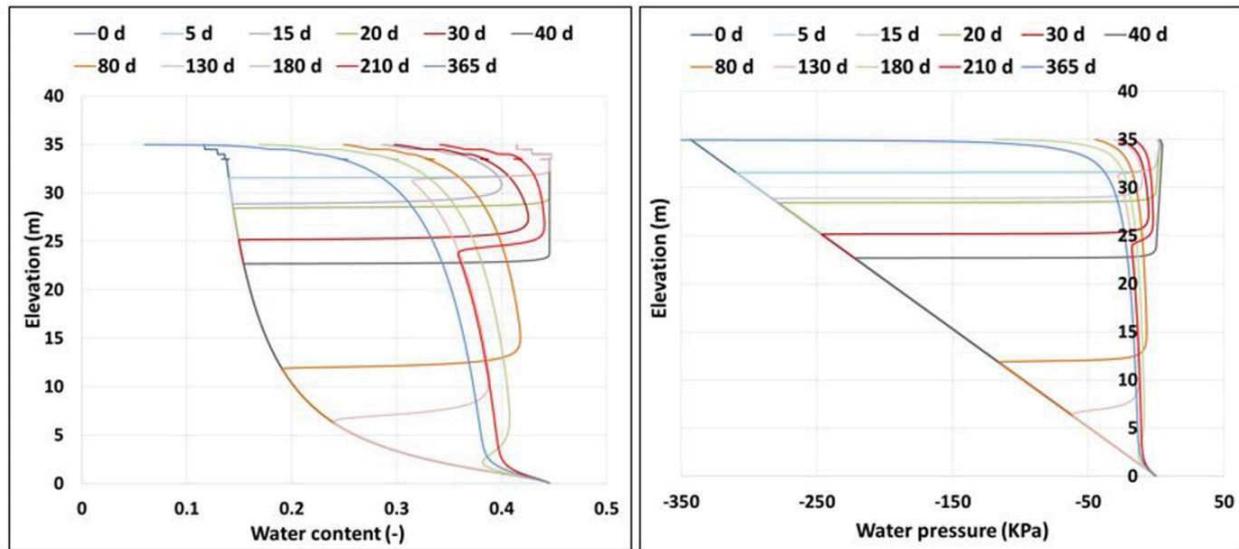


Figure 54. Calculated water content and water pressure profiles as a function of time and elevation at the soil profile H1 at the Hachim site.

The calculated water balance of the four soil profiles of each site is summarized in Table 16 after 365 days. The total surface specified volume of infiltrated water, exfiltrated water (due to evaporation and groundwater recharge) as well as the stored water quantity significantly vary at the scale of each site. Comparing the average values of the three sites, one may conclude that the stored water volume per square metre varies from 4.16, 7.12 and 5.75 m³/m² for the Hachim, Fekka and Guedera sites, respectively. For the Hachim site, 41% of the infiltrated water is still stored at the soil column after 365 days. This was clearly shown previously in Figure 54, where the water content profile at t = 365d did not reach the initial water content profile. The calculated recharge of groundwater will be discussed in section 6.3.4.

Table 16. Water balance at $t = 365$ d for the four soil profiles at the Hachim, Fekka and Guedera sites.

Site	Volume of water due to influx (m^3/m^2)	Volume of water due to outflux(m^3/m^2)	Balance \equiv stored water (m^3/m^2)
H1	9.77	-5.63	4.14
H2	10.42	-6.49	3.93
H3	9.66	-4.87	4.79
H4	11.02	-7.24	3.78
F1	12.33	-4.75	7.57
F2	12.60	-6.19	6.41
F3	10.02	-3.06	6.95
F4	11.77	-4.22	7.55
G1	11.23	-5.44	5.79
G2	9.78	-4.50	5.28
G3	9.17	-3.21	5.96
G4	10.35	-4.39	5.96

6.3.2 Effect of evaporation at the soil surface

The variation of soil moisture under the combined influence of precipitation and evaporation is rather complex. Figure 55 shows the calculated distribution of soil water content during various periods of soil surface conditions, considering or not considering the evaporation at the soil surface at the three chosen times. Near the soil surface, soil moisture varies strongly due to the high evaporation rate. Note that the annual applied evapotranspiration rate was approximately 1300 mm during the hydrological year 2013-2014. At $t = 15$ d, once the flooding event stops, soil water content changed slightly due to evaporation by no more than 0.02 in volumetric content. The effect of evaporation on soil moisture profile increases with time: at $t = 120$ d, the water content at the soil surface decreases from 0.25 to 0.18. However, at the end of the year, the calculated water content at the soil surface and at the depth of 5 metres decreased by 75 and 3.5%, respectively.

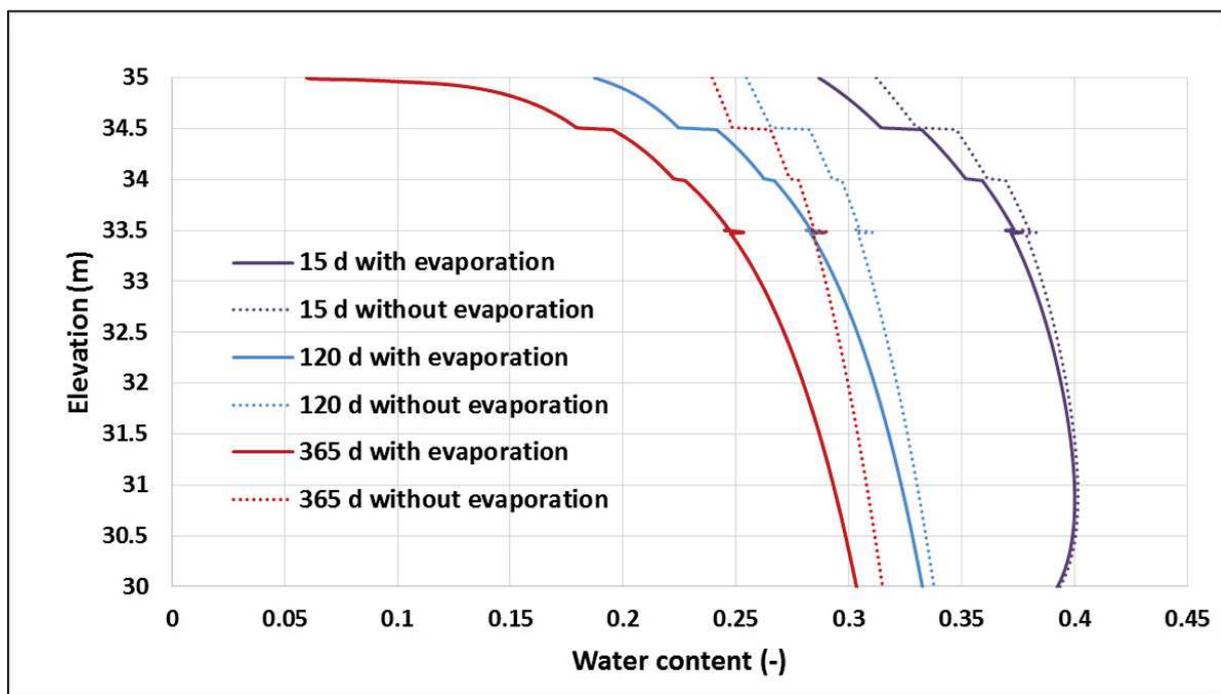


Figure 55. Calculated water content profiles considering evaporation at the soil surface compared to those calculated without evaporation of the first 5 m of soil profile H1 of the Hachim site.

The applied evaporation rate at the soil surface results in a water content decrease in the top soil and contributes to producing matric suction gradients that may induce significant upward water flow in the soil. The stored water volume per square metre calculated after 365 days decreases from $5.12 \text{ m}^3/\text{m}^2$ to $4.14 \text{ m}^3/\text{m}^2$ for soil profile H1 calculated without evaporation and taking evaporation into account, respectively. This difference is attributed to the applied evaporation at the soil surface. In fact, this evaporation reduced strongly the quantity of recharge. The calculated recharge near the water table decreased by 6% (see section 6.3.4).

6.3.3 Spatial moments of soil moisture distribution

Figure 56 shows the calculated zeroth spatial moment M_0 of the moisture content distribution at the H1, F1 and G1 soil profiles as functions of time. Following the arrival of the first flooding event, M_0 increases rapidly. The infiltrated water rapidly enters into the unsaturated zone and saturates the porous medium. After the fourth event (a4), M_0 reaches a steady peak of approximately $6.17 \text{ m}^3/\text{m}^2$. Once the inundation event stops (b4), M_0 continuously decreases due to the high rate of evaporation. Note that during period b4, the wetting front has not yet reached the water table and water has not left the soil profile across the lower

boundary. M_0 had several sudden and abrupt increases, which can be attributed to high flood and rainfall events. However, it gradually reduced once water infiltration at the soil surface stopped.

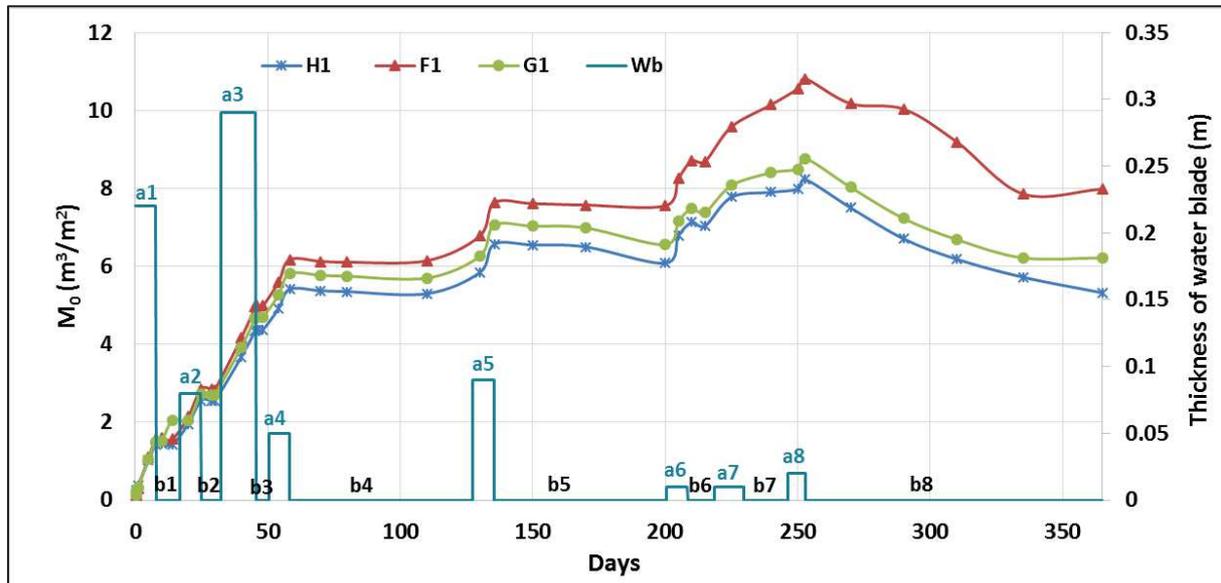


Figure 56. Calculated zeroth spatial moments M_0 as functions of time for the H1, F1 and G1 soil profiles

At soil profile F1, the calculated volumes of infiltrated water per unit surface area of the soil column are higher than those of H1 and G1. The lowest value of M_0 is provided at H1. It reaches a maximum peak of $8.49 \text{ m}^3/\text{m}^2$, whereas at soil profile F1, the highest value of M_0 is approximately $10.81 \text{ m}^3/\text{m}^2$. These differences can be clearly attributed to the differences in hydraulic soil properties of the soil horizons near the soil surface, such as the hydraulic conductivity at saturation and the total length of the different porous columns. Note that the average value of the saturated hydraulic conductivity (K_s) of soil profile H1 is lower than that of F1 (see Table 14).

The vertical location of the centre of the mass of moisture distribution (z_c) for the four soil profiles of each site during the total hydrological year is presented in Figure 57. As time progresses, the centre of mass is displaced from the soil surface to deeper zones of the soil profile. During the first flooding events, z_c moves downwards quickly. After several hours, the displacement velocity becomes nearly constant. Beyond 250 days, after the last flood event, the location of the centre of mass becomes a steady-state for all soil profiles of each site. It achieves an elevation of approximately 18.7 m, 24.3 m, and 20.8 m for the Hachim, Fekka and Guedera sites, respectively. The differences in final depth are principally due to the

differences of retention capacities of the given soil profiles expressed by the van Genuchten parameters (α , n) and residual water content of the various soils (see Table 14). For example, at the Hachim site, as soil profile H3 has the highest retention capacity ($\theta_r = 0.07$), z_c is the shallowest one. Conversely, profile H4 has the lowest retention capacity and therefore the centre of mass is located at the deepest z_c .

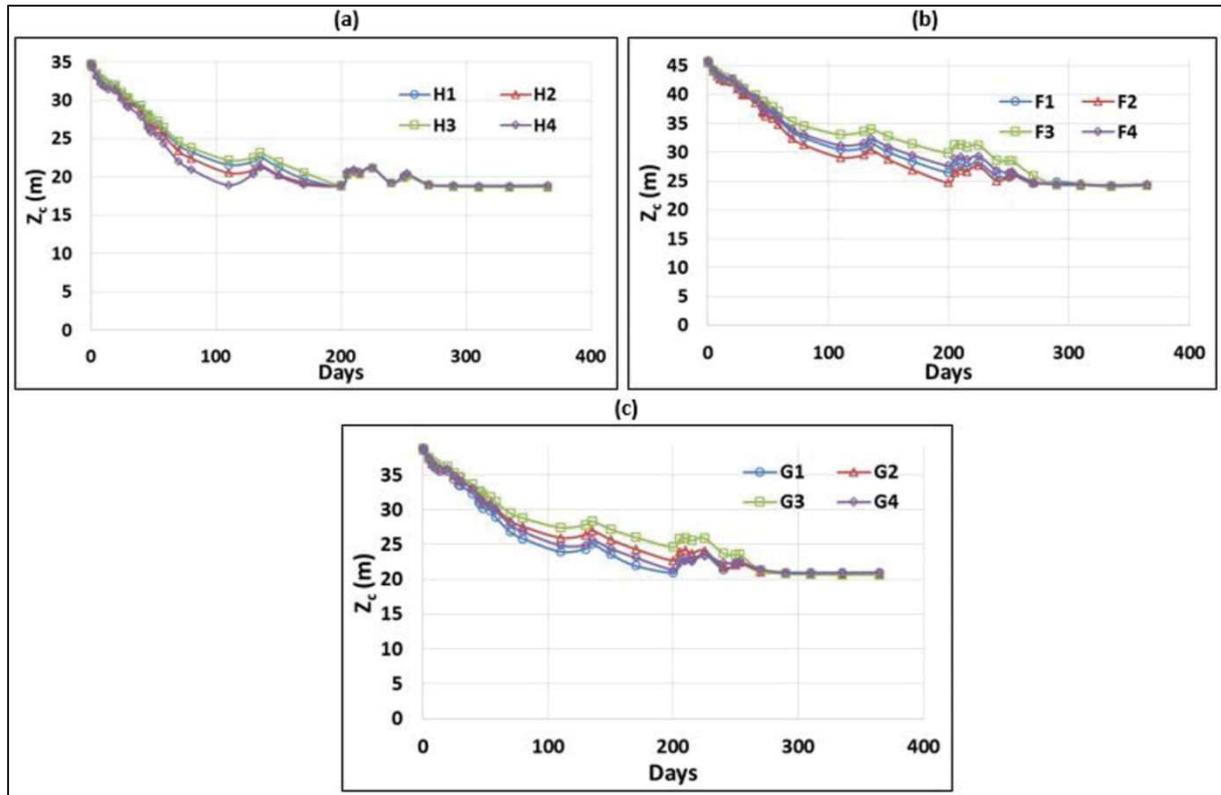


Figure 57. Calculated vertical locations of the centre of mass z_c as functions of time for the (a) Hachim, (b) Fekka and (c) Guedera sites.

After five days of simulation, the centre of mass of soil profile H3 is still at the first layer, which is at 0.5 m of depth. However, it reaches the second layer of soil profile H4. The rapid advance is, first, due to the estimated van Genuchten parameter α , which is high at layer 1 of soil profile H4 compared with that of soil profile H3. Second, it is the result of the highest value of saturated hydraulic conductivity, which is 1.4 times higher than that of layer 1 of soil profile H3. Note that the first layer of soil profile H3 is characterized by fine texture, as it contains a silt percentage higher than 50%. Consequently, it has the highest retention capacity.

Beyond 5 days of simulation, the vertical location of the centre of mass of soil profile F4 exceeds that of soil profile F2 by approximately 0.3 m. This difference is due to the effect of

soil texture. In fact, at the two first metres below the soil surface, the average percentage of clay decreases by 4.6% from soil profile F2 to that of F4.

At $t = 80$ d, the differences in water content θ_{diff} calculated for the Hachim site at different elevations are shown in Figure 58. The moisture content distributions calculated at that time show a significant difference among the four profiles. The vertical location of the centre of mass at that time is 23.28, 22.43, 23.83 and 20.98 m for H1, H2, H3 and H4, respectively. Additionally, the calculated zeroth moment of the moisture content decreased by 16% from H4 to H3. These differences are mainly caused by the hydraulic conductivities at water saturation that vary from one soil profile to another. For example, the harmonic average of the estimated hydraulic conductivity for soil profile H3 is lower than that of soil profile H4. However, at the end of the hydrological year, the differences in the centre of mass are rather small: 18.68 m, 18.75 m, 18.65 m and 18.89 m for H1, H2, H3 and H4, respectively.

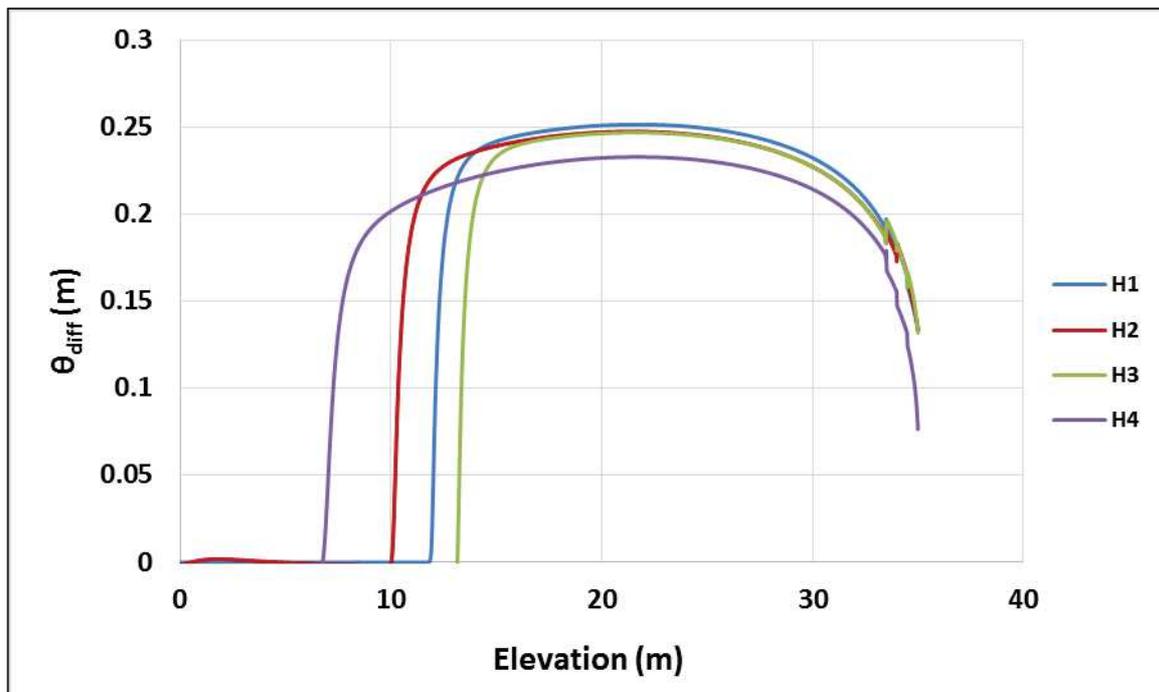


Figure 58. Differences in water content calculated at $t = 80$ d as functions of elevation for the four profiles of the Hachim site.

The vertical spread of a moisture plume around its centre of mass is presented by the standard deviation σ_z . Figure 59 illustrates the temporal variation of the standard deviation at the four soil profiles of each site quantified for the total flow simulation time of 365 days. The spatial variance in the vertical direction increases with time, reaching a maximum value after the three first flooding events. After approximately 300 days, the standard deviation in the vertical direction reaches a constant value of approximately 8.50 m, 11.50 m and 9.74 m for

the Hachim, Fekka and Guedera sites, respectively. For all soil profiles of each site, the vertical locations of the centre of mass, as well as the standard deviations, are nearly the same. However, the water content stored in each profile is quite different at the end of flow simulation (see Table 15). For example, at the Hachim site, the stored water volume varied approximately 21% between H3 and H4.

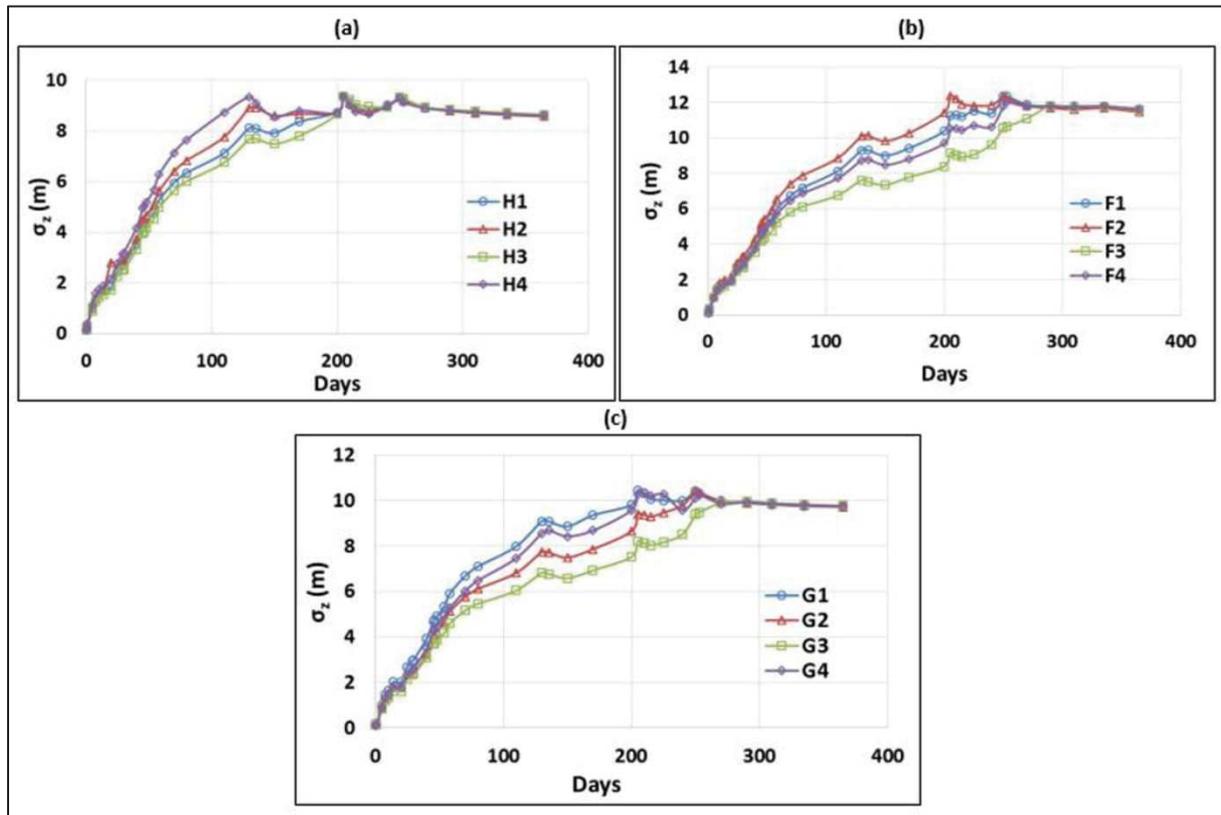


Figure 59. Standard deviation of moisture content for the (a) Hachim, (b) Fekka and (c) Guedera sites.

6.3.4 Quantification of groundwater recharge

The groundwater recharge rate near the water table was calculated by applying the fluid flux analyser of FEFLOW 5.3. Figure 60 presents the variation of the water discharge at the top of water table for the four soil profiles of each site. At the Hachim site, the first water particles arrive at the water table after 170, 135, 180 and 100 days for H1, H2, H3 and H4, respectively. These non-uniform, first arrival times are mainly caused by the hydraulic conductivities at water saturation that vary significantly from one soil profile to another. For example, the average saturated hydraulic conductivity of H4 is 1.3 times higher than that of H3 (see Table 15). The peak flux of discharge of the Fekka and Hachim sites is higher compared to the other site. It reaches $0.065 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{d}$ for the Fekka and Hachim sites, whereas

for the Guedera site, a maximum flux of 0.049 m³/m²/d was quantified. Integrating the individual breakthrough curves of water discharge over time shows that the average estimated annual recharge per square metre for the Hachim, Fekka and Guedera sites are 4727 mm, 3227 mm and 3067 mm, respectively. Note that this artificial recharge of groundwater is high compared to the natural recharge of groundwater estimated by 248 mm based on guidelines from Tunisian water authorities (DGRE 2013). However, it is consistent with the increase of water head of approximately 0.3 m observed in March 2014 at monitoring well Pz 17 located near the Fekka spreading perimeter. Furthermore, at the end of the hydrological year, given that the water content profile is under a transient condition (see Table 15), water may migrate towards the groundwater. Hence, in the following second hydrological year, artificial recharge of the groundwater will even be increased.

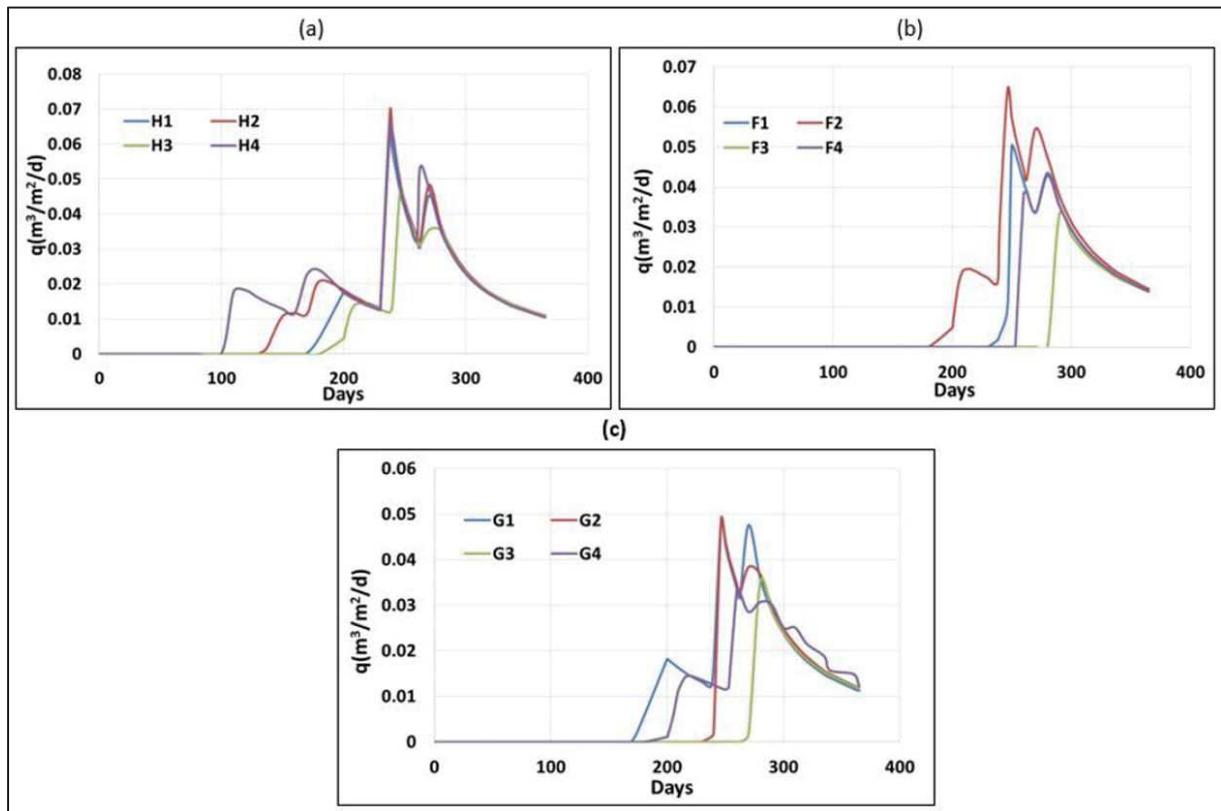


Figure 60. Water discharge at the water table for the (a) Hachim, (b) Fekka and (c) Guedera sites.

Moreover, the results calculated for all soil profiles are significantly different. For example, the recharges calculated at the Guedera site are 4042 mm, 3159 mm, 1839 mm and 3228 mm for G1, G2, G3 and G4, respectively. For the Fekka site, the highest calculated groundwater recharge is estimated at soil profile F2 of approximately 4884 mm, and the lowest recharge is

at soil profile F3 with a value equal to 1726 mm. These values are consistent with the calculated harmonic averages of hydraulic conductivities: the highest value is $2.11 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$ at soil profile F2, and the lowest value estimated is approximately $1.86 \times 10^{-6} \text{ ms}^{-1}$, calculated at soil profile F3.

Comparing the average values of groundwater recharge of the three sites and the average values of the soil profiles at the same site, one may conclude that the groundwater recharge differs strongly from one spreading perimeter to another, and from one soil profile to another at the same site, due to the spatial heterogeneity of the vadose zone in the study area.

6.3.5 Impact of root water uptake

This part of the study was performed to study the combined effect of evaporation and root water uptake on the overall water balance of the study site. Table 17 summarizes the water balance calculated for the first soil profile of the Hachim site after 365 d by considering the extraction of water by carrot crops (B) compared to the case of simulation (see section 6.3.1) without root water uptake (A). The small difference in water volume per square section due to outflux is attributed to the root water uptake, which is equal to $0.017 \text{ m}^3/\text{m}^2$. This corresponds to 0.2% of the total volume of water infiltrated. This impact is also revealed in the value of stored water, which is higher at the soil profile when considering only the evaporation than when considering the combined effect of evaporation and root water uptake.

Table 17. Influence of root water uptake on the water balance for profile H1 of the Hachim site.

Profile	Volume of water due influx (m^3/m^2)	Volume of water due to outflux (m^3/m^2)	Balance \equiv stored water(m^3/m^2)
H1 (A) (without root water uptake)	9.772	-5.635	4.137
H1 (B) (with root water uptake)	9.772	-5.652	4.120

Figure 61 shows the influence of root water uptake on the distribution of water content. At $t = 30 \text{ d}$, the relative difference between the water content calculated with root water uptake and calculated without water root uptake is 0.005%. This relative difference at soil surface increases by 0.007% after 48 d of simulation. At 120 d, the decrease in water content is

higher. Its relative difference reaches approximately 0.07%. This means that the water content at the soil surface is moderately influenced by root water uptake.

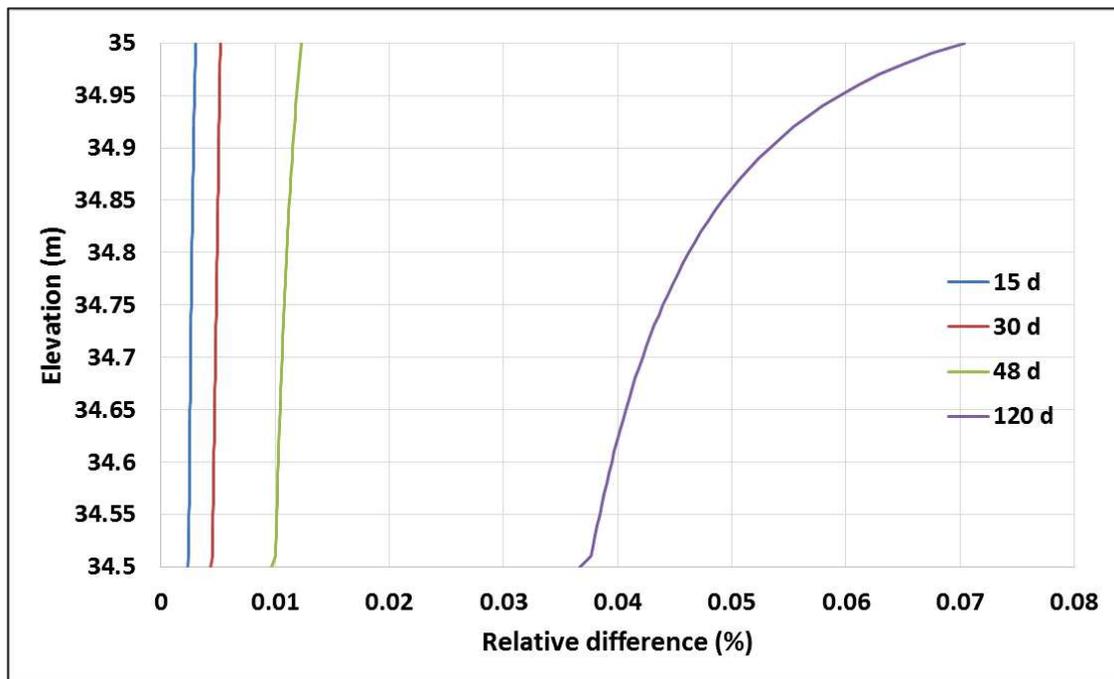


Figure 61. Relative difference of water content calculated under evaporation and root water uptake conditions (B) compared to that calculated under evaporation and without root water uptake conditions (A) of the first 5 m for profile H1 of the Hachim site.

6.4 Conclusion

The plain of Sidi Bouzid is a typical example of a semi-arid region where the problem of the sustainability of water resources is particularly acute because of the spatial and temporal variability of rainfall coupled with high evaporation intensity. The overexploitation of groundwater resources leads to a deep vadose zone that reaches 46 m of depth.

This study focuses on the quantification of the water volume infiltrated across the vadose zone towards a deep water table under successive flooding events. Vertical groundwater recharge and transient moisture distribution were calculated in the unsaturated zone at three sites (Hachim, Fekka, and Guedera) in the plain of Sidi Bouzid using a numerical flow model and monitored hydraulic boundary conditions at the soil surface.

It has been shown that successive flooding events contribute to artificial recharge of the groundwater of Sidi Bouzid. At profile H1 of the Hachim site, a large amount of water, of

approximately 9800 mm, infiltrates the soil surface, caused by flooding events. At the end of the hydrological year, 42% of this quantity is stored in the vadose zone, 44% is infiltrated to the groundwater, approximately 13.8% is evaporated at the soil surface, and only 0.2% is extracted by plant roots. During the hydrological year 2013-2014, the wetting front moves down from the soil surface deeper into the soil profile, well depicted by several sudden increases of the calculated zeroth spatial moment of moisture content and the behaviour of the movement of the centre of mass.

Despite the small difference in hydraulic parameters estimated by the Rosetta programme at twelve soil profiles, there is a significant impact of these parameters on vertical recharge. First, the calculated water quantity stored on the three sites decreased by 42% from the Hachim site to the Fekka site, and the differences between the different soil profiles of each site reached more than 15%. Overall, the van Genuchten parameters (α, n) and the residual water content have been found to strongly influence the variation in the centres of mass of the moisture content distribution, as well as the variation in water volume infiltrated to the groundwater. In all case studies, significant differences in infiltrated water volume were found between the four profiles of each site, which reached approximately 20% for the three spreading perimeters. This is mainly due to the variation in harmonic averages of calculated hydraulic conductivities of the different soil profiles. The thickness of the vadose zone of each site also influences the groundwater recharge. For a given saturated hydraulic conductivity of the soil and a fixed water blade applied to the soil surface, the thicker the vadose zone is, the lower the groundwater recharge is.

Note that the average value of recharge calculated for the three sites is approximately 3672 mm, which is very high compared to the annual rainfall at the plain of Sidi Bouzid of approximately 276 mm. Further steps based on in situ measurements of hydraulic conductivities may be essential to assess the high value of artificial recharge and to validate the soil parameters estimated by Rosetta.

The numerical study also highlights that the distribution of soil moisture is not only controlled by the infiltration rate of water at the soil surface but also by the high evaporation rate and the low root water uptake. Near the soil surface, soil moisture varies strongly due to the high evaporation rate. The time-variable evaporation rate applied during the hydrological year strongly reduced the water quantity stored in the vadose zone, as well as the water discharge

at the water table. It was shown that the root water uptake exerted a moderate influence on the variation in water content beneath the root zone.

The present study provides useful insights into the evaluation of the influence of soil heterogeneity on the overall water balance in the vadose zone of semi-arid regions. The conclusions drawn might provide valuable information about how to build a future 3D unsaturated-saturated flow model for the entire area of the plain of Sidi Bouzid that considers the variation in hydraulic parameters in both the vertical and horizontal directions. This 3D hydrogeological model would thus be useful for quantifying groundwater recharge at a regional scale. A pilot scale study might be necessary to estimate additional model parameters and validate the numerical flow model. Finally, the 3D model would provide a tool for groundwater authorities in developing more efficient strategies to manage the spreading perimeters along wadi El Fekka.

Chapitre 7 : Modélisation tridimensionnelle des écoulements de la plaine de Sidi Bouzid

Le code numérique FeFlow a été choisi pour la construction du modèle hydrodynamique de la plaine de Sidi Bouzid. Dans ce chapitre, nous allons aborder les différentes étapes de paramétrisation du modèle hydrodynamique. Nous décrivons, d'une part, les étapes préliminaires pour la construction du modèle tridimensionnel et d'autre part, les conditions aux limites et les paramètres affectés pour chaque horizon de la zone non saturée. Ensuite, une étude de sensibilité du modèle développé vis-à-vis des entrées et sorties d'eau est présentée.

7.1. Construction du modèle hydrodynamique tridimensionnel de l'aquifère de Sidi Bouzid

Le modèle numérique a pour objectif de simuler les écoulements depuis la surface du sol jusqu'à la nappe. L'élaboration du modèle tridimensionnel est complexe car elle intègre à la fois la géométrie du réservoir en tenant compte de la variabilité des altitudes du terrain naturel, les caractéristiques hydrodynamiques des différentes couches de la zone non saturée, les connexions avec les nappes limitrophes, l'évaporation à la surface du sol et surtout les conditions hydrologiques de recharge de la nappe à partir des eaux de crues et l'échange entre l'oued et la nappe.

7.1.1. Modèle conceptuel

Le schéma présenté dans la figure 62 synthétise les différents processus d'entrées et de sorties d'eau de l'aquifère de Sidi Bouzid. Nous rappelons que la nappe de Sidi Bouzid est drainée au niveau du seuil d'Oued El Hahchim par la nappe Miocène El Hahcim et elle alimente au niveau du seuil de Bir El Hfey la nappe de Horchane-Braga. Les deux exutoires naturels sont situés au niveau du seuil d'Oued El Hjel et de Garet Akarich. Les infiltrations de l'eau à la surface sont représentées par les apports météorologiques et l'apport de l'eau issu des eaux de crues au niveau des périmètres d'épandages. L'extraction de l'eau se fait d'une part par l'évaporation à la surface et par le prélèvement par les puits de pompage (Figure 62).

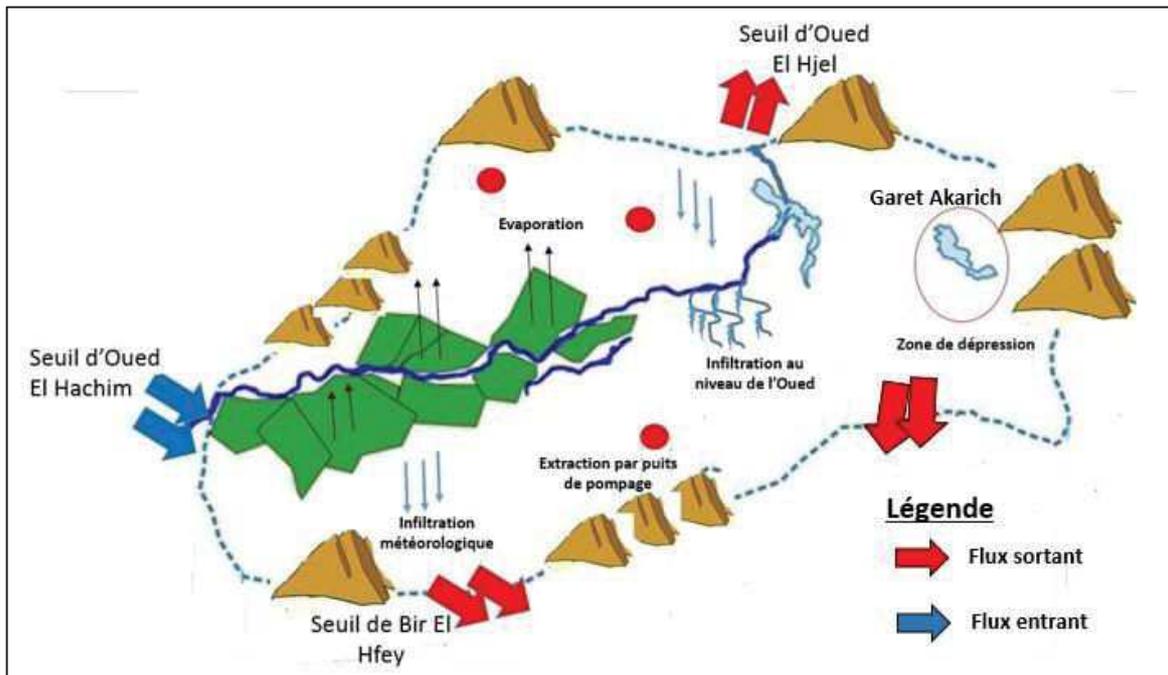


Figure 62. Modèle conceptuel de la plaine de Sidi Bouzid

7.1.2. Paramétrisation du modèle numérique

7.1.2.1. Géométrie et discrétisation verticale de l'aquifère

La surface du domaine modélisé est de 800 km². La base cartographique du modèle est définie par le système de projection UTM 32N. La discrétisation verticale de l'aquifère a été définie en 10 couches sur l'ensemble de son épaisseur.

Un maillage triangulaire a été choisi afin de contrôler finement les interactions pouvant avoir lieu entre la zone non saturée et la nappe et pour une meilleure discrétisation des limites irrégulières de la plaine de Sidi Bouzid. Un maillage grossier a été généré sur toute la plaine et un maillage fin au niveau du tracé d'Oued El Fekka (Figure 63). Le domaine modélisé comporte en tout 35210 triangles et 20317 nœuds.

L'épaisseur de la nappe est de l'ordre de 350 m alors que la zone non saturée s'étale sur une profondeur de 50 m. Cette dernière a été subdivisée en huit couches. Des épaisseurs précises pour chaque couche ont été attribuées en fonction de l'épaisseur totale de la zone non saturée et de l'épaisseur choisie pour chacune de ces couches lors de l'expérimentation sur terrain. Les quatre premières couches de la zone non saturée sont espacées de 0,5 m, alors que les suivantes sont espacées de 3, 5, 10 et 30 m. La figure 63 décrit le domaine d'étude établi avec toutes les couches relatives aux zones non saturée et saturée. L'élévation de la première

couche suit le niveau topographique du terrain naturel. Elle a été déterminée sur la base d'une interpolation des élévations de quelques points situés dans la plaine de Sidi Bouzid.

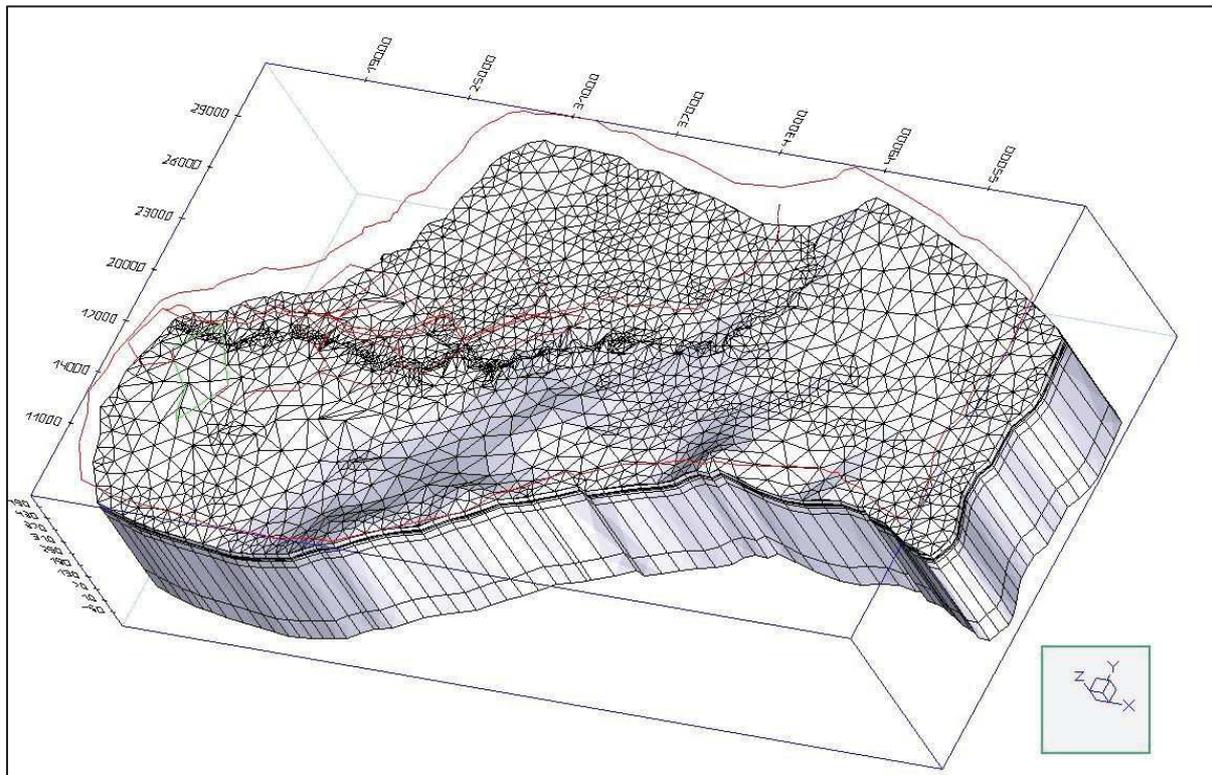


Figure 63. Discretisation spatiale du domaine d'étude

Le système d'information géographique développé avec le logiciel ArcGis a été utilisé pour transférer facilement les données vers le code de calcul Feflow et pour avoir une meilleure représentation du modèle de la plaine de Sidi Bouzid. Un travail de numérisation a été effectué par l'intermédiaire de ce logiciel pour construire les différents shapefile « shp » du domaine d'étude et une base de données. En effet, nous avons intégré les périmètres d'épandages, Oued El Fekka, la localisation des puits de pompages et les charge hydrauliques au niveau des piézomètres dans une base de données afin d'établir un lien numérique facilement exploitable sous Feflow. Nous présenterons dans la section suivante, les conditions initiales et aux limites qui seront appliquées pour les différentes simulations réalisées.

7.1.2.2. Conditions initiales

La condition initiale est choisie pour l'année de référence de 1993. Le choix de cette année est basé essentiellement sur la disponibilité des données d'entrées durant la période 1993 jusqu'à 2013. De plus, cette année correspond à l'année de l'installation du dernier périmètre

niveau de tous les nœuds des deux limites Nord-Est et Ouest de la plaine. Ces deux conditions varient en fonction du temps et sont également variables d'un nœud à un autre. Vu l'absence des relevés piézométriques à une fréquence au moins annuelle au niveau des zones proches des deux limites durant la période allant de 1993 à 2013, un gradient annuel a été déterminé à partir des charges hydrauliques mesurées en 1993 et 2013. Ainsi, une chronique de charge de chaque limite a pu être établie d'une année à l'autre selon ce gradient (Figure 65).

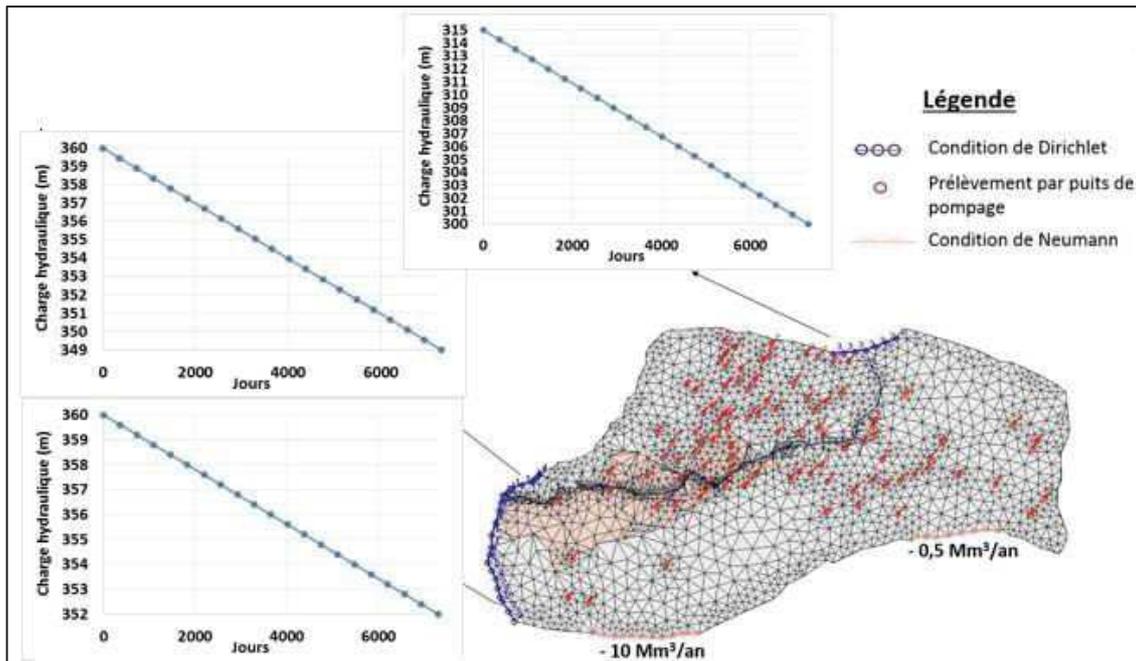


Figure 65. Charge hydraulique en fonction du temps appliquée au deux limites Nord-Est et Ouest (encarts : en ordonnées, la charge hydraulique en mètres ; en abscisses, le temps en jours)

7.1.2.3.2. Condition de type Neumann

Rappelons que la nappe de Sidi Bouzid alimente la nappe de Horchane-Braga au niveau du la limite Sud-Ouest avec un flux annuel calculé (cf. chapitre 4) de l'ordre de 10 Mm^3 . De plus, un écoulement souterrain vers la limite Sud-Est provoqué par la zone d'évaporation de l'ordre de $0,5 \text{ Mm}^3/\text{an}$. Par conséquent, une condition à flux imposé a été appliquée au niveau des deux limites Sud-Ouest et Sud-Est de la plaine sur la couche présentant la zone saturée (Figure 65) (cf. chapitre 4).

7.1.2.3.3. Approche de la dynamique des eaux de crues

L'approche numérique mise en œuvre est basée sur l'hydrogramme de crues enregistré à la station hydrométrique « Khanguet Zazia » pour évaluer les différentes conditions hydrauliques à la surface du sol des périmètres d'épandage. Ainsi, il est possible de déterminer, pour les différentes périodes de crues, l'épaisseur moyenne de la lame d'eau imposée au niveau des périmètres d'épandage en période des crues. Dans le chapitre 6, nous avons pu appliquer cette condition aux limites de premier ordre à la surface des périmètres d'épandages en période de crues. En dehors des périodes de crues, cette condition a été supprimée et remplacée par une condition de flux afin d'intégrer l'extraction par l'évaporation. Cette approche a été faisable et simple grâce à la fonction « Restart » implémentée dans Feflow. En effet, cette fonction permet d'arrêter la simulation pour un temps donné afin de modifier les conditions et de la relancer de nouveau en gardant les résultats numériques à la fin comme conditions initiales de la période de simulation suivante. De plus, cette fonction a permis de ne pas appliquer une charge hydraulique égale à zéro en périodes hors crues. En effet, différents tests ont montré l'inconvénient d'imposer une charge hydraulique nulle car même si nous l'imposons, une quantité d'eau s'infiltrera.

Toutefois, la configuration d'utiliser la fonction « Restart » n'est plus commode lorsque la durée de simulation est de 20 ans et lorsque 6 crues en moyenne surviennent chaque année. Par conséquent, pour pouvoir simuler le transfert des eaux de crues au niveau des périmètres d'épandages en régime transitoire, il s'est avéré difficile de réaliser les simulations avec la condition de Dirichlet. En revanche, la condition mixte de Cauchy s'est montrée plus pertinente car il suffisait d'introduire un coefficient de transfert très grand pour avoir une équivalence à la condition de Dirichlet. Ainsi, nous avons pu introduire une seule fonction représentant la variation de la charge hydraulique en périodes de crues et en dehors de ces périodes (Figure 66). Différents tests en 1D ont été réalisés avec Feflow pour choisir le coefficient de transfert approprié. Ce coefficient est variable en fonction du temps relatif à la durée des crues. Il est de l'ordre de 10^9 j^{-1} durant la période de la crue et nul en période hors crue.

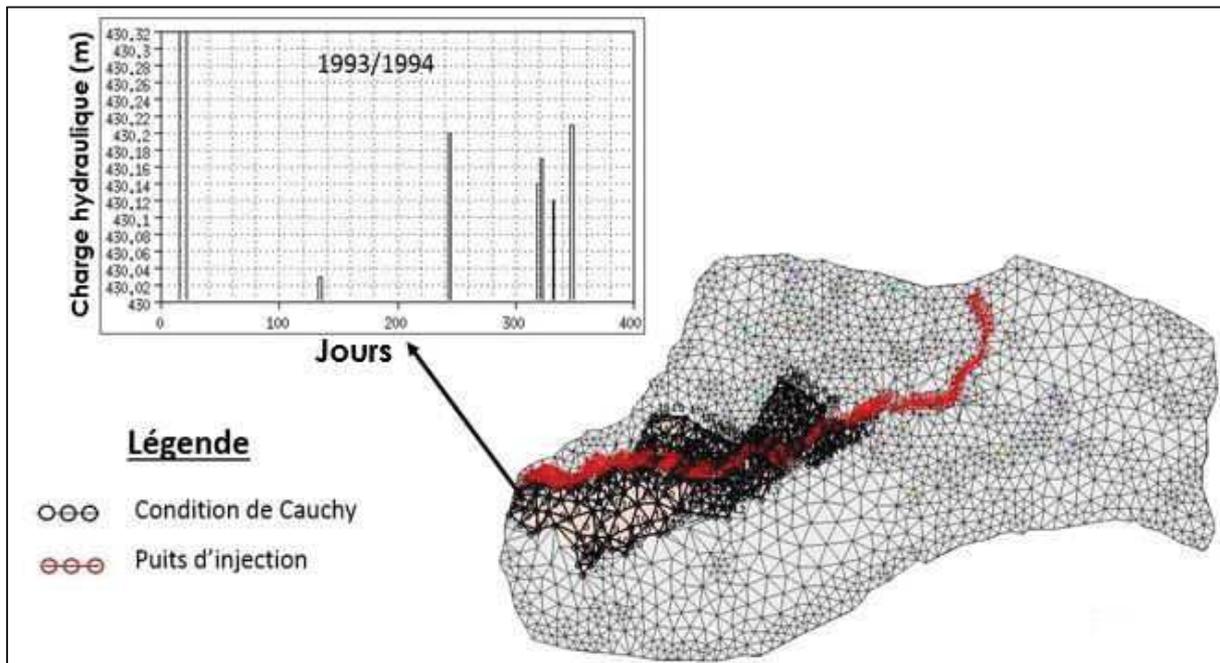


Figure 66. Charge hydraulique (m) en fonction du temps (j) pendant l'année hydrologique 1993/94 appliquée à la surface du périmètre El Hachim

De plus, une correction de la topographie au niveau des périmètres d'épandages a été réalisée avant l'application de la condition de Cauchy. En effet, nous avons attribué une surface plane pour chaque périmètre afin de ne pas surestimer l'infiltration par les eaux de crues puisque les périmètres ont une topographie très variable. Nous avons choisi une élévation moyenne pour chaque périmètre, qui est proche de l'élévation de la position de l'ouvrage de distribution. Dans nos simulations, nous supposons que la lame d'eau est appliquée (présente) sur toute la superficie du périmètre. Cette hypothèse est due à l'absence des informations concernant la surface exacte épandue (submergée) d'eau et aussi à l'absence du réseau des prises d'eau dans les périmètres. La lame d'eau a été déterminée par la même approche détaillée dans le chapitre 6 (cf. chapitre 6).

7.1.2.3.4. Approche échange nappe-rivière

Pour simuler les échanges nappe-cours d'eau, souvent les modélisateurs appliquent une condition mixte de Cauchy en renseignant à la fois une hauteur d'eau dans le cours d'eau et un coefficient de transfert favorisant i) l'exfiltration des eaux de la nappe vers le cours d'eau ou ii) l'infiltration depuis le cours d'eau. Pour notre cas, la condition de Cauchy ne peut pas être appliquée à cause du coefficient du transfert. La valeur de ce coefficient entre la couche de colmatage du fond du cours d'eau et l'aquifère poreux n'est pas connue, car nous ne

disposons pas des données expérimentales décrivant les propriétés des dépôts dans ce cours d'eau. De plus, l'application d'une condition de « Cauchy » aura pour conséquence des difficultés au niveau de la variation temporelle du coefficient de transfert. En effet, nous avons identifié lors des cas tests qu'il n'est possible de choisir une deuxième fonction du coefficient de transfert lorsqu'une fonction est déjà affectée pour les périmètres d'épandages. Pour ces raisons, nous avons opté pour le choix entre l'implémentation d'une condition de Neumann (« flux imposé ») et l'application de puits d'injection au niveau du tracé d'Oued El Fekka. Différents tests ont montré que l'utilisation d'une fonction temporelle variable pour la condition de Neumann conduit à un bilan en eau qui n'est pas réaliste. Par conséquent, la condition de puits d'injection a été retenue après validation du bilan hydrique.

Un travail minutieux d'affinement du maillage et de modification des nœuds a été fait pour associer les nœuds exactement sur le tracé du cours d'eau. Une fois le tracé d'oued a été introduit dans le fichier « fem » de Feflow, la condition de puits d'injection a été appliquée en renseignant sur les nœuds du cours d'eau un débit qui varie annuellement (Figure 66). Deux fonctions temporelles de débits d'eau ont été appliquées au niveau des nœuds de l'Oued. La première a été appliquée pour les nœuds qui correspondent au tracé (A) : entre le point de confluence et la station GP3 (Figure 67).

Le volume d'eau utilisé pour la première fonction a été calculé à partir de la différence du volume d'eau moyen annuel ($V_{diff_{kh-GP3}}$) enregistré entre la station Khanguet Zazia (située sur Oued El Hatab à 10 km du point de confluence) et la station GP3 après avoir retranché le volume moyen annuel infiltré le long d'Oued El Hatab (V_{inf}) et le volume moyen annuel dérivé aux périmètres ($V_{inf-périmètre}$). Le volume annuel ($V_{inf-oued}$) ainsi trouvé est divisé par le nombre des nœuds du tracé (A) (Figure 67).

L'implémentation de la deuxième fonction du volume d'eau n'a pas été aussi évidente, car nous ne disposons pas des données de débit au niveau de l'extrémité aval de l'oued. Un volume par mètre linéaire a été calculé au niveau du tracé (A). En connaissant le volume moyen annuel à la station GP3, on a pu calculer la longueur B_i pour chaque année (i) au niveau du quel le volume va s'infiltrer. Par conséquent, la deuxième fonction concernant le volume d'eau a pu être établie. Une difficulté a été rencontrée au niveau des longueurs B_i lorsqu'elles sont plus grandes que la longueur maximale du tracé (B_{max}). Pour faciliter l'implémentation, un coefficient de réduction a été calculé à partir des longueurs calculées et

B_{max} . Le volume de la deuxième fonction a été ensuite déterminé en extrapolant le volume calculé par mètre sur les longueurs B_i recalculées avec le coefficient de réduction.

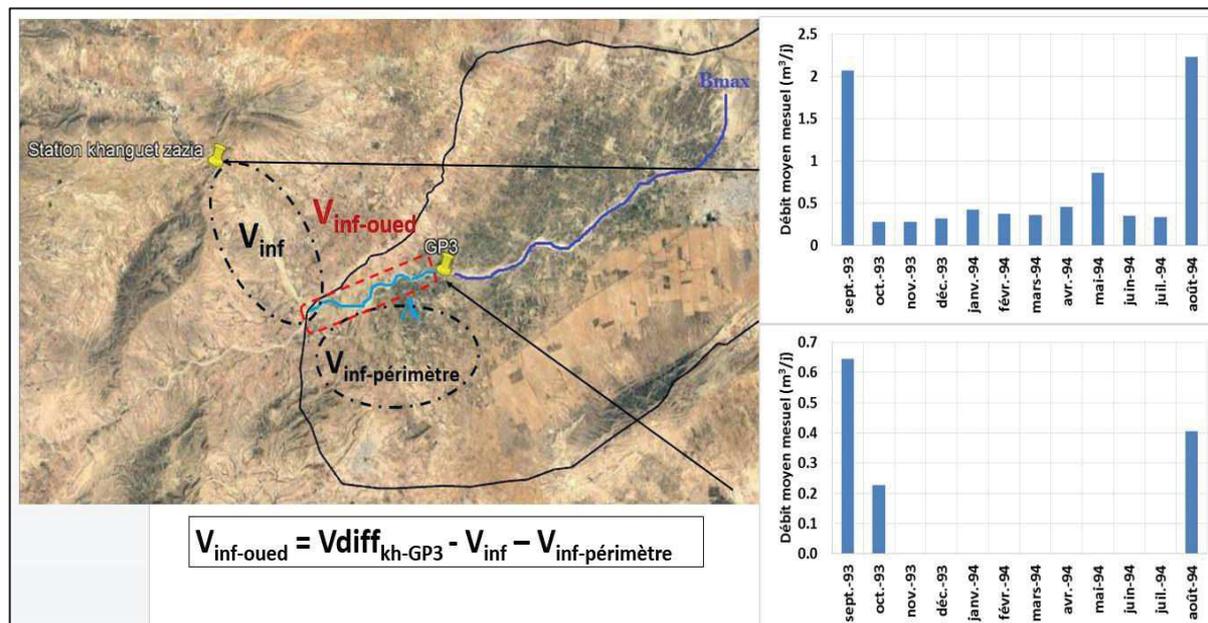


Figure 67. Schéma simplifié pour la détermination du débit d'eau infiltré le long du tracé A

7.1.2.3.5. Approche de l'intégration de l'évaporation

Au niveau de la plaine de Sidi Bouzid, le taux annuel d'évaporation excède toujours les précipitations annuelles. Ainsi il peut y avoir un taux d'évaporation qui est 6 fois plus grand que les précipitations dans une année. Afin de ne pas appliquer directement les valeurs données par la station météorologique, nous avons envisagé à réduire ces valeurs par un coefficient de réduction. En effet, le taux d'évaporation a été déterminé en utilisant un évaporomètre. La mesure est effectuée par rapport à un volume d'eau qui dépend du pouvoir évaporant de l'air et des précipitations et non pas liée à une distribution de la teneur en eau. Pour cela, nous avons intégré une fonction limitée proche de la formule (voir équation 1.3) qui a été présentée dans le chapitre 1 et qui relie l'évaporation à la distribution de la teneur en eau dans le sol.

La fonction d'évaporation limitée été introduite moyennant la fonction de l'interface ouverte « sigma » définie dans Feflow. C'est une fonction imbriquée qui dépend des paramètres hydrodynamique du milieu notamment la saturation et la porosité de la première couche. Elle est conditionnée par la charge critique ainsi que l'élévation. La charge critique a été calculée

moyennant l'équation (1.2). Elle est estimée à 3,26 m pour notre site d'étude. Notons que l'apport des précipitations a été introduit parallèlement avec le taux d'évaporation dans la fonction.

7.1.2.3.6. Prélèvement d'eau par des puits

L'extraction par les puits de pompage est appliquée par une condition de type puits dans Feflow (Figure 67). Nous avons considéré 101 puits de pompage répartis dans la zone d'étude. Puisque nous n'avons pas d'informations exactes sur le débit extrait par puits, nous avons affecté le même débit pour tous les puits. Ce débit est déterminé à partir du volume annuel déclaré par les gestionnaires de l'eau (CRDA) et divisé par le nombre de puits total. La figure 66 présente l'évolution du volume d'eau pompé (annuel) pendant la période de simulation (1993-2013). La courbe en vert présente l'évolution du volume d'eau prélevé de la nappe par pompage déterminé à partir de l'étude de télédétection décrite à la fin du chapitre 4. Un coefficient de 1,4 a été appliqué aux données fournies par les gestionnaires de l'eau.

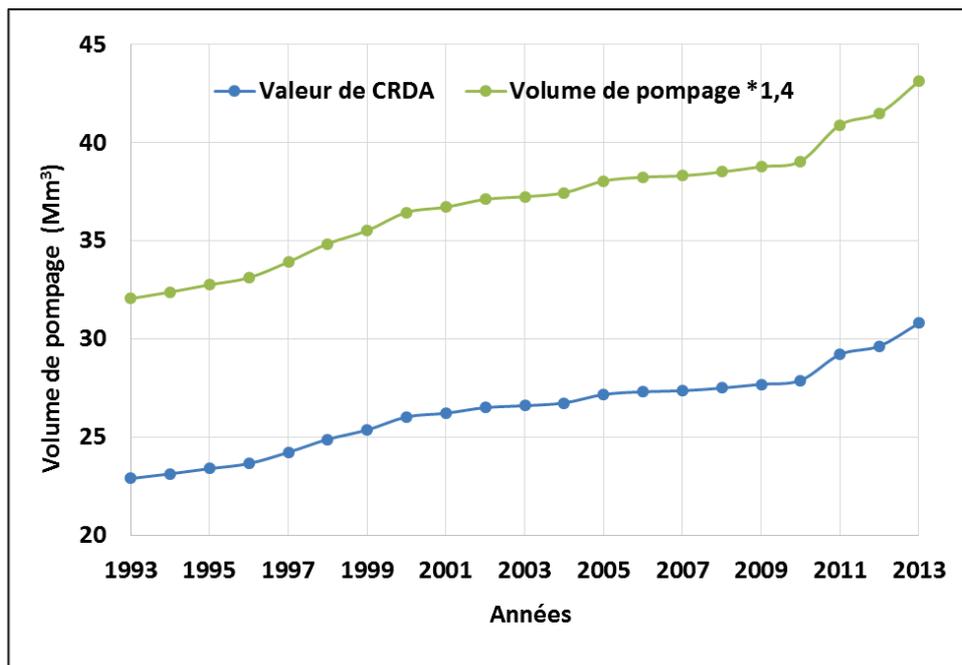


Figure 68. Evolution du volume d'eau annuel prélevé de la nappe par pompage

7.1.2.3.7. Paramètres hydrodynamiques

Les paramètres hydrodynamiques du modèle d'écoulement ont été estimés en fonction des hétérogénéités de la zone non saturée. Ces paramètres varient d'une couche à une autre en

fonction de la profondeur (Tableau 18). Pour la première couche, au niveau du lit d'oued et aux périmètres d'épandages, les paramètres hydrodynamiques affectés ont été déterminés par le code de calcul Rosetta en utilisant les données mesurées sur terrain (K_s) et au laboratoire (granulométrie et da). Pour les 3 couches suivantes, nous avons introduit les paramètres déterminés au niveau du site expérimental (jusqu'à une profondeur de 2 m). Pour les couches suivantes (de 2 m jusqu'à 50 m), les paramètres de la couche en dessus ont été retenus. Notons que la conductivité au niveau de l'oued est de l'ordre de $1,12 \cdot 10^{-4}$ m/s. Finalement, le sol est supposé verticalement et horizontalement hétérogène au niveau des périmètres d'épandages. Tandis pour le reste du domaine, les paramètres hydrodynamiques qui ont été introduit sont constants pour toutes les couches. Pour la zone saturée, un coefficient de perméabilité constant égal à $1,4 \cdot 10^{-4}$ m/s a été appliqué.

Tableau 18. Paramètres hydrodynamiques associés aux différentes couches de la zone non saturée

Couche	S_r	S_s	α (m ⁻¹)	N	Périmètre	K (m/s)
1	0,163	1	2,2	1,38	SARD	$8,60 \cdot 10^{-6}$
	0,193	1	2,7	1,25	Hachim central	$1,97 \cdot 10^{-6}$
	0,162	1	4,4	2	ZRG	$3,00 \cdot 10^{-6}$
	0,141	1	0,72	1,56	Guedera	$1,96 \cdot 10^{-6}$
	0,137	1	0,84	1,53	Fekka	$2,10 \cdot 10^{-6}$
	0,163	1	2,2	1,38	SARG	$8,60 \cdot 10^{-6}$
	0,163	1	2,2	1,38	Zt	$8,60 \cdot 10^{-6}$
	0,163	1	2,2	1,38	NRG	$8,60 \cdot 10^{-6}$
	0,163	1	2,2	1,38	NRD	$8,60 \cdot 10^{-6}$
	0,163	1	2,2	1,38	Hachim	$8,60 \cdot 10^{-6}$
	0,163	1	2,2	1,38	ZRD	$8,60 \cdot 10^{-6}$
2	0,098	1	4,4	2,10		$5,40 \cdot 10^{-5}$
3	0,134	1	3,1	2,39		$5,10 \cdot 10^{-5}$
4	0,130	1	3,1	2,57		$5,80 \cdot 10^{-5}$
5, 6, 7, 8	0,130	1	3,1	2,57		$5,80 \cdot 10^{-5}$

7.2.Simulation des écoulements en régime transitoire (1993-2013) : Etat de référence

Une simulation numérique de l'état de référence a été effectuée en intégrant toutes les conditions initiales et aux limites du modèle tridimensionnel. Une analyse de la piézométrie de 12 piézomètres représentatifs sur l'ensemble de l'aquifère a été réalisée afin de voir la fiabilité de la modélisation numérique des écoulements (cf. Figure 31, Chapitre 4).

7.2.1. Etat de référence (durée de simulation = 30 j)

7.2.1.1. Choix du critère de convergence

Dans les simulations 1D, nous avons remarqué que plus le critère de convergence est faible plus les résultats sont fiables. Pour cela, des cas tests ont été réalisés pour choisir le critère de convergence le plus pertinent puisque la plupart des conditions aux limites sont introduites en fonction du temps

La figure 69 présente l'évolution du niveau piézométrique pour deux piézomètres (Pz16, Pz20) obtenue avec trois valeurs de convergence relatives (10^{-3} , 10^{-4} , 10^{-5}). La simulation réalisée avec le critère de convergence (10^{-3}) a abouti à une évolution du niveau piézométrique de l'ordre de 14 m, alors que celle simulée avec le critère de convergence (10^{-5}), l'évolution est de 4,5 m seulement. On peut conclure ainsi que plus le critère de convergence est sévère plus l'évolution du niveau piézométrique est moins abrupt et plus faible lors de l'arrivée de la « crue » (Figure 69). Cela est expliqué par la résolution numérique de l'infiltration abrupte de la lame d'eau appliquée à la surface du sol qui présente un problème fortement non linéaire nécessitant des pas de temps adaptés, généralement très petits. Pour que la linéarisation du problème numérique puisse se faire de façon appropriée et se rapprocher à la physique, les itérations du calcul sont contrôlés par le critère de convergence (et traduit par un choix du pas de temps) plus au moins exigeant. Dans les cas où le critère de convergence est peu sévère, la quantité d'eau infiltrée et la vitesse d'infiltration de la lame d'eau sont surestimées et peuvent donner lieu à une arrivée précoce de l'eau au niveau du toit de la nappe. Ceci peut ainsi conduire un dôme hydraulique non physique.

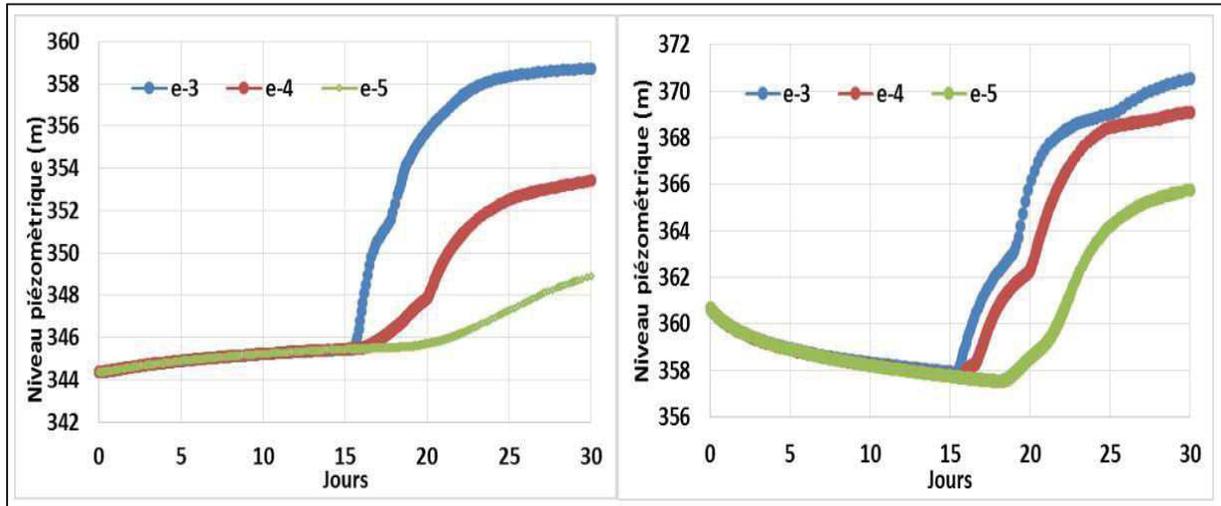


Figure 69. Variation du niveau piézométrique en fonction du critère de convergence pour Pz16 (à gauche) et Pz18 (à droite)

Par conséquent, une diminution nette du volume d’eau infiltré par la condition de Cauchy a été observée lorsque le critère de convergence est de 10^{-5} . En effet, le volume infiltré calculé avec la simulation utilisant le critère de convergence 10^{-5} décroît de 93% par rapport à celui calculé avec le critère de convergence de 10^{-3} (Tableau 19).

Pour ces raisons, nous avons opté pour des simulations avec un critère de convergence de 10^{-5} . En revanche, en prenant ce critère, les temps de simulation sont très grands. Notons que pour une simulation de 30 jours, le temps de calcul est de l’ordre de 4, 33 et 65 minutes en utilisant le critère de convergence 10^{-3} , 10^{-4} , 10^{-5} , respectivement.

Tableau 19. Volume infiltré par les apports de crues selon le critère de convergence choisi

Critère de convergence	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}
Apport des crues (10^6 m^3)	$8,7 \cdot 10^3$	$8,4 \cdot 10^3$	$5,8 \cdot 10^2$

7.2.1.2. Evolution du niveau piézométrique

La figure 70 montre la variation du niveau piézométrique de quelques points d’observations situés dans la nappe d’eau souterraine pendant un mois de simulation. Notons que la première crue est survenue pour la période allant de 15,38 à 21 jours. Une évolution du niveau piézométrique a été observée suite à la première crue pour les piézomètres Pz20, Pz5, Pz16

qui sont situés au niveau des périmètres d'épandage. En effet, une augmentation de 5 m et 10,5 m a été remarquée pour les piézomètres Pz20 et Pz5 situés au niveau du périmètre ZRG et ZRD respectivement. Cette différence est due à l'hétérogénéité spatiale de la perméabilité entre les périmètres. La conductivité hydraulique du périmètre ZRD est 2,8 fois plus grande que celle du périmètre ZRG. Une faible évolution du niveau piézométrique au niveau des piézomètres situant hors zone d'épandage et d'oued a été observée.

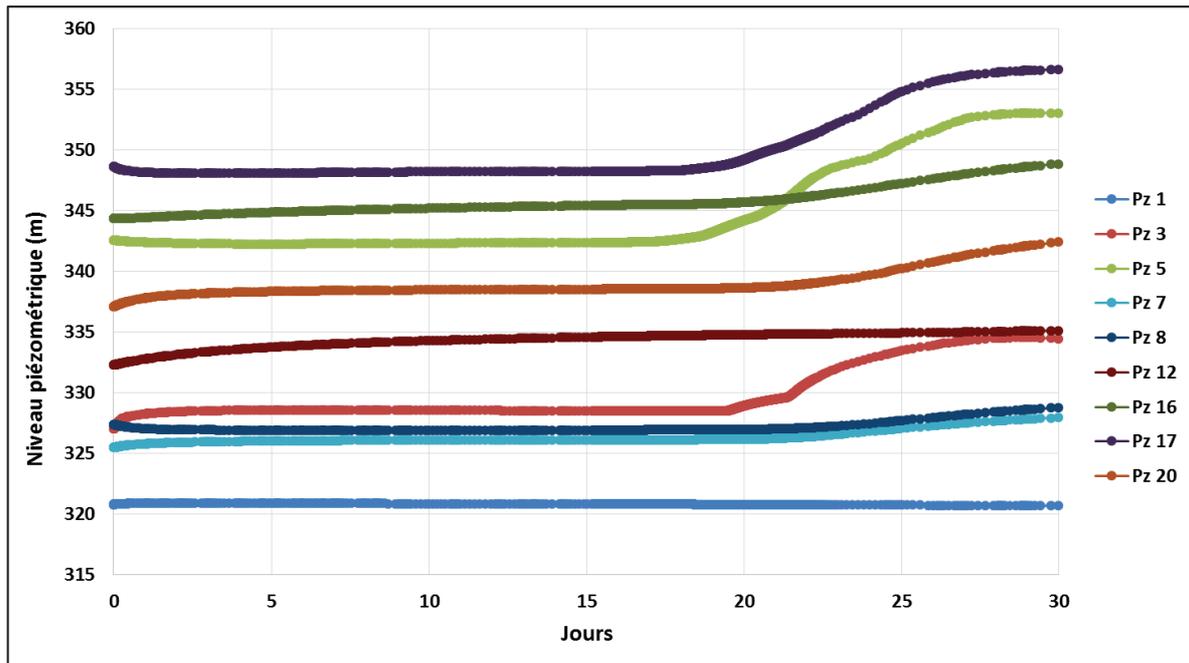


Figure 70. Variation du niveau piézométrique simulé pendant la première crue

Des points d'observations supplémentaires ont été introduits au niveau de la première couche du modèle hydrodynamique pour mieux suivre la réaction de la charge hydraulique suite à la mise en œuvre de la condition du Cauchy au niveau des périmètres et à l'injection d'eau par puits au niveau de l'oued (Figure 71). Avant l'arrivée de la première crue, la charge augmente suite aux infiltrations des eaux de pluie et à l'apport d'eau au niveau de la limite Ouest. Des pics abrupts pour les piézomètres Pz5*, Pz20* et Pz16* ont été observés lors de l'arrivée de la première crue. Ces pics reflètent l'application de la lame d'eau à la surface des périmètres. En effet, la charge augmente à partir de son état initial pour atteindre la charge appliquée à la surface du sol. Rappelons-nous que cette charge a été calculée à partir de l'élévation du périmètre en ajoutant la lame d'eau provenant des crues.

Une diminution de la charge hydraulique lors de la première crue a été observée au niveau du point d'observation Pz3*. Ce point de référence se trouve à proximité de l'Oued El Fekka et

proche du périmètre Guedera. Cette diminution peut être expliquée par le fait qu'avant la crue la saturation est déjà atteinte à cause de l'infiltration latérale de l'oued. A l'arrivée de la crue, la charge hydraulique va ensuite diminuer car l'augmentation des perméabilités relatives au droit de l'oued est amplifiée par l'apport d'eau supplémentaire via les épandages superficiels.

Une charge relativement constante a été enregistrée lors de la crue pour le point d'observation Pz1* situés hors oued et hors zone d'épandage. L'augmentation initiale de la charge de ce point est due à l'infiltration météorologique et l'apport issu de la limite Ouest.

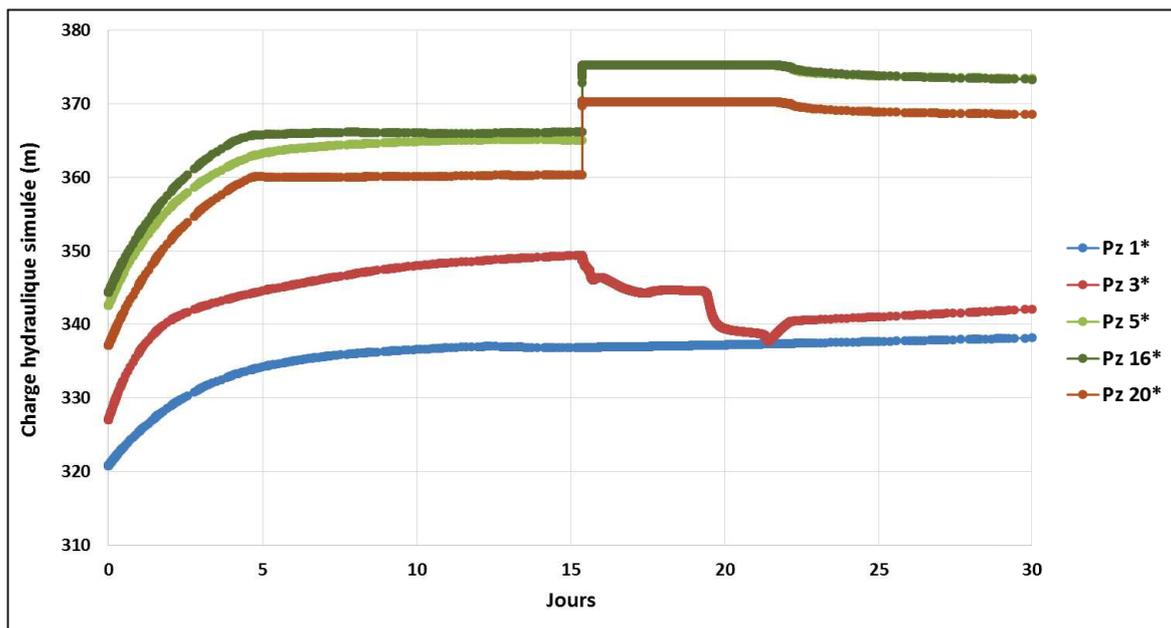


Figure 71. Variation de la charge hydraulique pour quelques piézomètres à la surface

7.2.1.3. Bilan hydrique

Le tableau 20 récapitule les entrées et les sorties d'eau du modèle développé pour une période de 30 jours (en début 1993). On remarque que l'apport d'eau provenant de la limite Ouest est 12 fois plus important que celui qui sort par l'exutoire au niveau de la limite Nord-Est et 5 fois plus important que les volumes d'eau qui sortent par les deux limites au Sud. Pour la durée simulée de 30 jours, le bilan hydrique est fortement excédentaire. Il est de l'ordre de $6 \cdot 10^2 \text{ Mm}^3$. Cela est en très grande partie dû au volume d'eau apporté aux périmètres d'épandage lors des crues qui excède fortement la part d'eau évaporée à la surface et aussi la part prélevée par les puits de pompage.

Tableau 20. Composantes du bilan hydrique de l'aquifère pour une période de 30 jours

Types de condition	Volume entrant (Mm ³)	Volume sortant (Mm ³)
Dirichlet	4,52	-3,58 10 ⁻¹
Neumann	5,54 10 ⁻³	-8,15 10 ⁻¹
Apport des crues	5,82 10 ²	-1,26
Apport d'Oued El Fekka	1,44 10 ⁶	0
Prélèvements par pompage	0	-1,79
Apport météorologique	20,3	-2,33
Bilan (entrant-sortant)		6,04 10²

La figure 72 présente la répartition du niveau piézométrique sur la plaine de Sidi Bouzid après une durée de simulation de 30 jours. On remarque que les isopièzes sont convexes dans la zone d'oued traduisant une alimentation de l'aquifère par Oued El Fekka. Un dôme hydraulique est observé au niveau des périmètres reflétant une grande infiltration par les eaux de crues au niveau du périmètre.

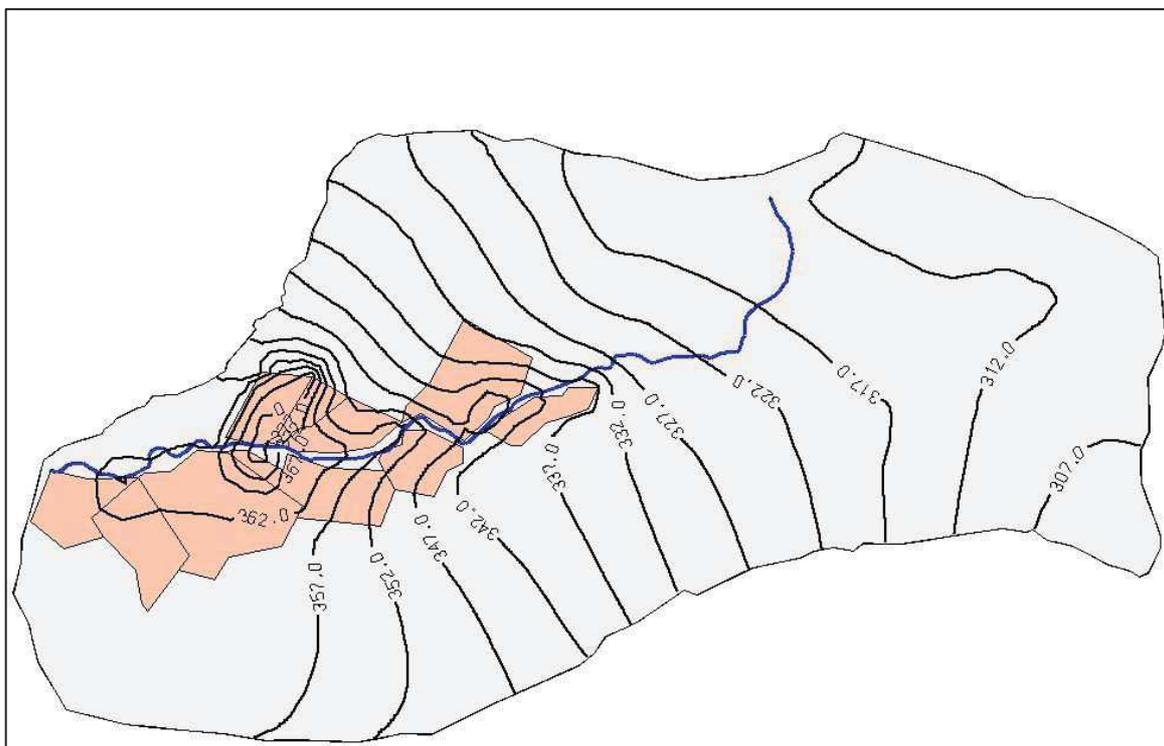


Figure 72. Carte piézométrique après 30j de simulation

7.2.2. Etat de référence (durée de simulation = 2 ans)

7.2.2.1. Comparaison entre les charges hydrauliques mesurées et simulées

La figure 73 illustre l'évolution du niveau piézométrique pour trois piézomètres Pz20, Pz17 et Pz1 situés au niveau du périmètre d'épandage (ZRG), proche de l'oued et hors zone d'épandage et hors oued, respectivement. On remarque que les niveaux piézométriques simulés sont largement au-dessus de ceux qui sont mesurés. En effet, la différence du niveau entre l'état initial et l'état final de 2 ans est estimée à 33, 29 et 1,2 m pour Pz20, Pz17 et Pz1, respectivement. Cette différence est moins ressentie lorsque le point d'observation est situé hors zone d'épandage et hors oued. En effet, la différence du niveau piézométrique simulé est seulement 0,7 fois la différence du niveau piézométrique mesuré pendant 2 ans. De plus une évolution très importante au niveau du piézomètre Pz17 a été enregistrée. Cela est due au fait que ce piézomètre a subit à la fois une infiltration de la part de l'oued et le périmètre d'épandage vue sa position. On peut conclure que la forte augmentation du niveau piézométrique est due principalement à la surestimation de la condition de Cauchy appliquée au niveau des périmètres.

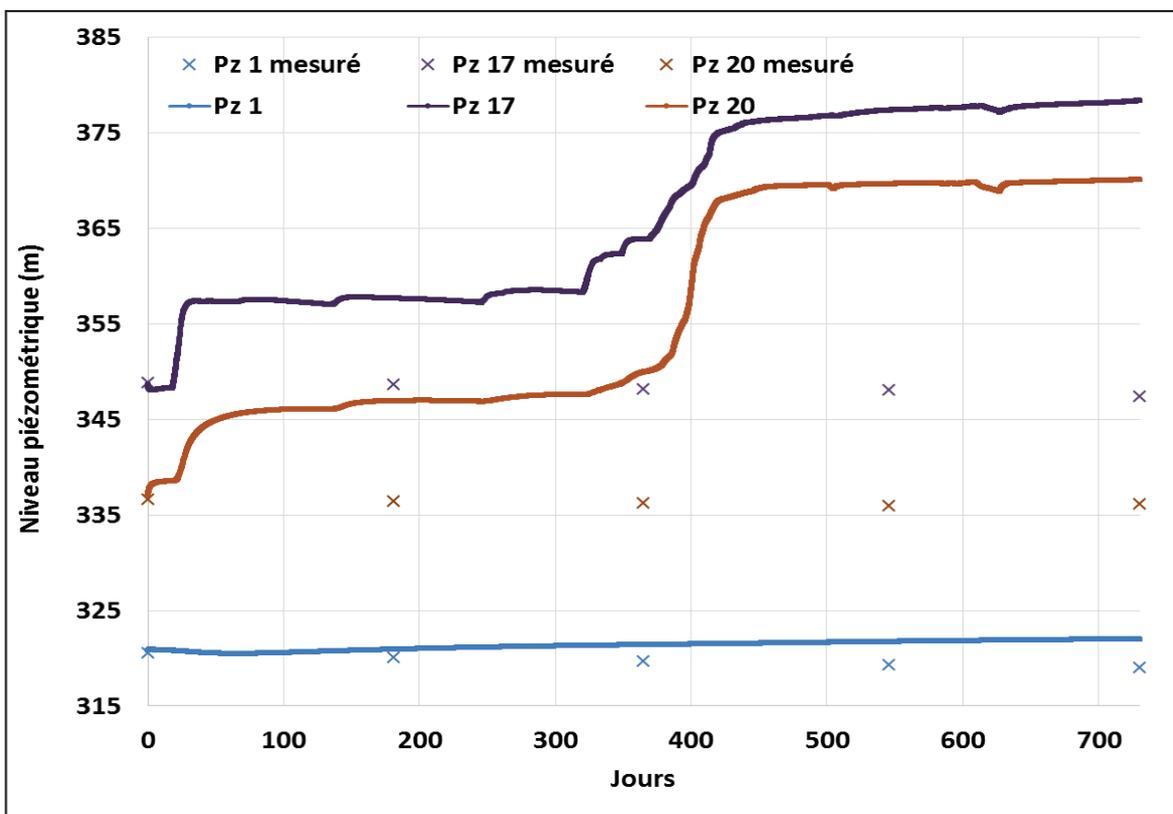


Figure 73. Evolution du niveau piézométrique simulé et mesuré pour 3 piézomètres pendant 2 ans

7.2.2.2. Bilan hydrique

Les volumes d'eau entrants et sortants pour chaque condition aux limites sont présentés dans le tableau 21. On remarque que le volume d'eau sortant provenant de la condition de Dirichlet est approximativement 11 fois plus important que le volume entrant. Cela est dû, d'une part, à l'exfiltration des flux à l'exutoire naturel (limite Nord-Est) et d'autre part à l'inversion du gradient au niveau de la limite Ouest. En effet, l'infiltration par les eaux de crues au niveau des périmètres, qui sont situés en amont, conduit à un dôme hydraulique qui force l'eau à s'exfiltrer davantage à la limite Ouest. Notons que le faible volume d'eau calculé numériquement entrant par la condition de Neumann est un artéfact de la résolution numérique. De plus, un volume négatif de l'ordre de $-5,56 \cdot 10^2 \text{ Mm}^3$ représentant la condition de Cauchy a été calculé (Tableau 21). Ce volume est dû à une mauvaise approximation numérique du modèle au niveau de la fonction temporelle (sous forme de créneaux) du coefficient de transfert (très grand ou zéro).

Tableau 21. Composantes du bilan hydrique de l'aquifère pour une période de 2 ans (1993 -1995)

Types de condition	Volume entrant (Mm^3)	Volume sortant (Mm^3)
Dirichlet	20,4	$-2,21 \cdot 10^2$
Neumann	$5,54 \cdot 10^{-3}$	-21,2
Apport des crues	$8,49 \cdot 10^3$	$-5,56 \cdot 10^2$
Apport d'Oued El Fekka	35,2	0
Prélèvements par pompage	0	-43,9
Apport météorologique	$1,48 \cdot 10^2$	-90,5
Bilan (entrant- sortant)	$7,76 \cdot 10^3$	

Le bilan en eau calculé pour deux ans est toujours fortement excédentaire. Il présente 91% du volume d'eau provenant des eaux des crues. On affirme ainsi que la condition de Cauchy est largement surestimée. De plus, le volume entrant calculé par les apports de crues est 100 fois plus important que le volume moyen dévié pour l'oued pour les deux premières années. Pour cette raison, nous avons envisagé de réaliser dans un premier temps une simulation numérique de l'écoulement en enlevant la condition de Cauchy. Et dans un second temps, nous avons diminué la perméabilité du premier horizon des périmètres d'épandage pour voir l'effet sur le bilan et le niveau piézométrique de la nappe.

7.3. Etude de sensibilité du modèle numérique

La démarche mise en œuvre pour l'étude de sensibilité repose sur trois scénarios différents basés sur les résultats obtenus et les constatations de l'état de référence.

7.3.1. Contribution des épandages des crues à la recharge de la nappe

Cette simulation a été réalisée pour une durée de 20 ans (1993-2013) sans la condition de Cauchy représentant les apports des crues.

7.3.1.1. Comparaison du niveau piézométrique simulé et observé

L'évolution du niveau piézométrique de la nappe simulé et mesuré pour 20 ans est présentée dans la figure 74. La différence de charge entre l'état initial et $t = 730$ jours est de 0,95 m pour le piézomètre Pz20. Cette différence est 34 fois plus faible que la différence obtenue avec le cas qui prend en considération les apports de crues (Figure 74). Pour la durée totale de 20 ans, le niveau piézométrique simulé de la majorité des points d'observation sont au-dessus de celui mesuré in situ. Cela peut être expliqué, d'une part, par la sous-estimation du volume pompé pour l'irrigation qui est trop faible par rapport aux apports. D'autre part, par la surestimation de la recharge provenant des pluies. En effet, la fonction limitée introduite sous-estime l'évaporation à la surface quand il n'y a pas d'apport sur les périmètres qui augmente la charge hydraulique à la surface (cf. Figure 72).

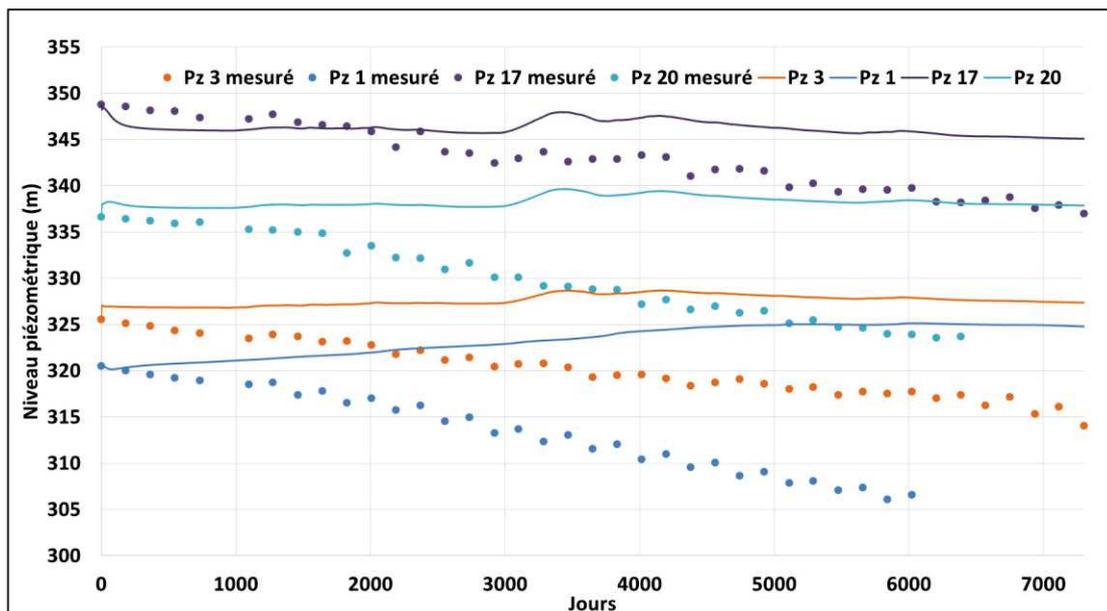


Figure 74. Variation du niveau piézométrique simulé et calculé pour 20 ans

La dispersion des valeurs du niveau piézométrique simulé versus le niveau piézométrique mesuré pour les deux cas (avec épandage, sans épandage) est présentée dans la figure 75. La dispersion montre une tendance dans le sens positif pour les deux cas. Cette tendance est très forte dans le cas où les apports de crues sont pris en considération. En effet, le RMSE pour le cas avec épandage est de 27,8 alors que pour le cas sans épandage, il est de 2,8. On remarque que tous les points d'observation sont décalés vers la gauche de la droite ($X=Y$). Ce décalage est plus important pour le cas tenant en compte les apports de crues. Une forte augmentation a été enregistrée principalement pour les points d'observations situant au niveau des périmètres d'épandage et se trouvant proche de l'oued (Figure 75). Ces derniers sont regroupés dans une ellipse dans la figure 75. Il est à signaler que le piézomètre Pz6 a subi une forte augmentation du niveau piézométrique. Cela est dû à son emplacement qui est proche des deux périmètres d'épandages (ZT, ZRG).

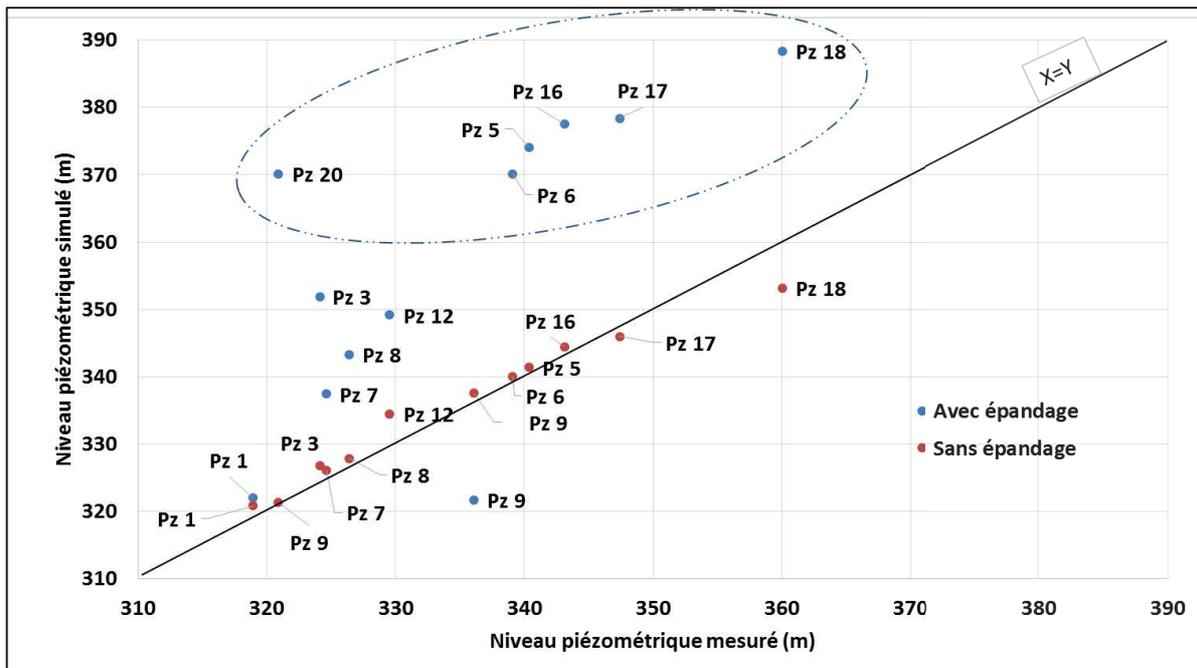


Figure 75. Niveau piézométrique simulé versus niveau piézométrique mesuré à 730 j

7.3.1.2. Bilan hydrique

En comparant les différentes composantes du bilan en eau calculées avec les deux simulations (avec et sans épandage) pour les deux premières années (Tableaux 21 et 22), on constate que le volume d'eau excédant a diminué de $7,7 \cdot 10^3 \text{ Mm}^3$. Par conséquent, ce volume présente la quantité qui contribue à la recharge de la nappe par les eaux des crues. Il est surestimé à

4,7 m/an. Notons que le volume prélevé par l'évaporation avec la simulation sans épandage a diminué de 38% par rapport à celui avec épandage. On peut conclure que l'infiltration par les précipitations et l'oued favorisent l'augmentation du niveau piézométrique avec une sous-estimation du volume pompé (Figure 74). Pour cela, un test a été envisagé pour augmenter le volume d'eau pompé pour l'irrigation.

Les infiltrations météorologiques infiltrées sont estimées à 130 mm/an, cette quantité présente approximativement 40% de la valeur moyenne annuelle de précipitation introduite pour 20 ans. Dans le cas où on n'a pas pris en considération les épandages de crues, une recharge de 56 mm/an a été estimée. Cette quantité qui rejoint la nappe, provient principalement par Oued El Fekka vu qu'il présente la zone la plus perméable de toute la zone d'étude.

Tableau 22. Composantes du bilan hydrique de l'aquifère pour une période de 2 ans et 20 ans (sans épandage)

Types de condition	2 ans		20 ans	
	Volume entrant (Mm ³)	Volume sortant (Mm ³)	Volume entrant (Mm ³)	Volume entrant (Mm ³)
Dirichlet	19,5	-1,01 10 ²	40,6	-1,11 10 ³
Neumann	5,54 10 ⁻³	-21	17	-2,12 10 ²
Apport des crues	0	0	0	0
Apport d'Oued El Fekka	35,2	0	5,90 10 ²	0
Prélèvements par pompage	0	-43,9	0	-5,01 10 ²
Apport météorologique	1,45 10 ²	-56,1	2,10 10 ³	-7,69 10 ²
Bilan (entrant-sortant)	69		1,29 10 ²	

7.3.2. Influence de la perméabilité au niveau des zones d'épandages sur la recharge de la nappe

7.3.2.1. Evolution du niveau piézométrique

La figure 76 présente l'évolution du niveau piézométrique pour trois piézomètres situés au niveau des périmètres d'épandage en fonction de la perméabilité. Une nette diminution du niveau piézométrique a été remarquée en réduisant la perméabilité à la surface des périmètres. En effet, avant l'arrivée de la première crue à 15,38 jours, l'évolution du niveau piézométrique est similaire pour les deux cas étudiés. Pendant la crue, le niveau piézométrique calculé avec une perméabilité faible a diminué de 9 m à proximité du piézomètre Pz18 et par conséquent correspond au niveau piézométrique mesurée. Par contre, pour les autres piézomètres, le niveau piézométrique calculé est toujours au-dessus du niveau piézométrique. L'effet de la perméabilité réduite n'est pas surprenant : elle contrôle l'infiltration des eaux à la surface.

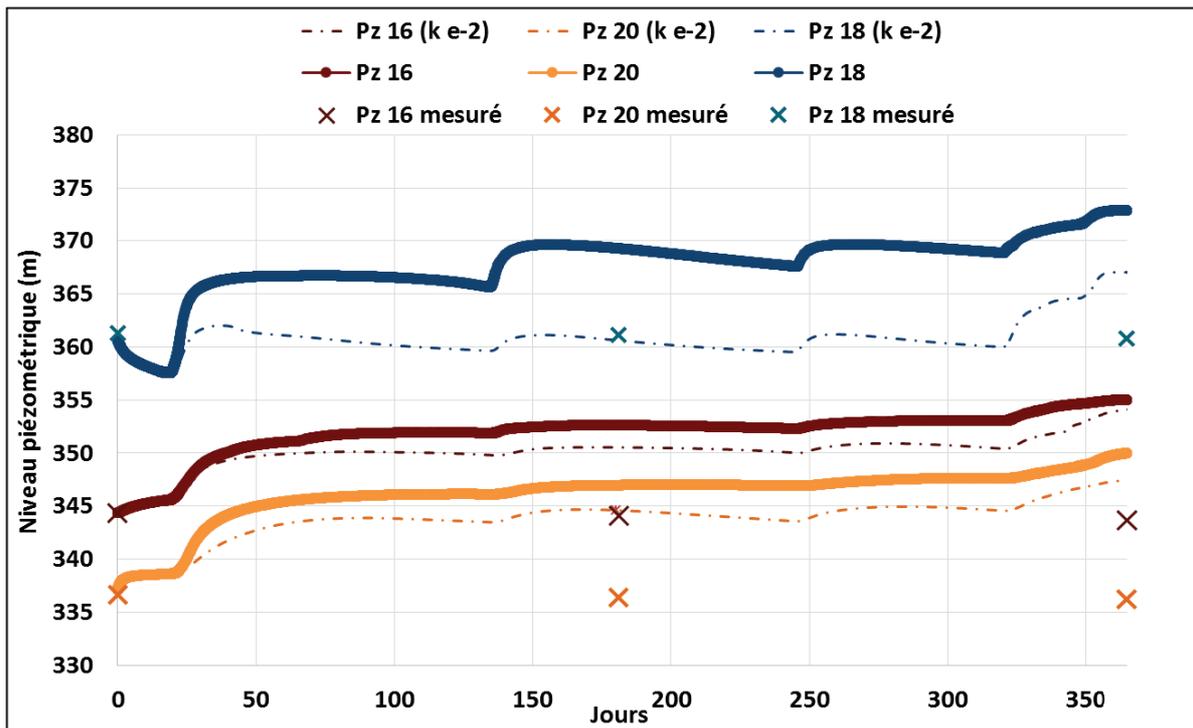


Figure 76. Evolution du niveau piézométrique en fonction de la perméabilité affecté au niveau des périmètres d'épandage

7.3.2.2. Bilan hydrique

Les apports de crues et le bilan en eau calculés pour une année de simulation sont récapitulés dans le tableau 23. En diminuant l'infiltration à la surface des périmètres, le bilan hydrique ainsi que le volume d'eau infiltré par les eaux de crues ont été réduits de 34%. On peut affirmer que la quantité d'eau épandue au niveau des périmètres a été surestimée.

Tableau 23. Apports d'eau par les crues et bilan en eau calculé en fonction de la conductivité hydraulique

Conductivité hydraulique	K (Etat de référence)		K*10 ⁻²	
	Volume entrant (Mm ³)	Volume sortant (Mm ³)	Volume entrant (Mm ³)	Volume sortant (Mm ³)
Apport des crues	2,63 10 ³	-27,9	1,73 10 ³	-35,7
Bilan (entrant- sortant)	2,65 10 ³		1,75 10 ³	

7.3.3. Influence du débit de pompage sur l'évolution du niveau piézométrique de la nappe

7.3.3.1. Evolution du niveau piézométrique

Pour étudier l'effet de pompage, deux tests ont été réalisés en prenant en considération les apports des crues et en multipliant à chaque fois le volume pompé par un facteur 3 (cas A) et 10 (cas B). Les simulations ont été réalisées pour une durée de 30 jours. La figure 77 illustre la différence relative en pourcent du niveau piézométrique calculé entre l'état de référence prenant en compte le volume déclaré par le CRDA et les deux cas tests où le volume pompé a été augmenté. On remarque que la différence relative pour le cas A (débit fois 3) est très faible, il est de l'ordre de 0,1%. De plus, même pour le cas B (débit fois 10), la différence ne dépasse pas 2%. Notons que la différence relative calculée avec le débit estimé par l'étude de la télédétection (débit fois 1,4) est très faible. Ces différences faibles sont dues au fait que le volume infiltré par les apports de crues est très important même pour un volume prélevé par pompage qui est 10 fois plus important.

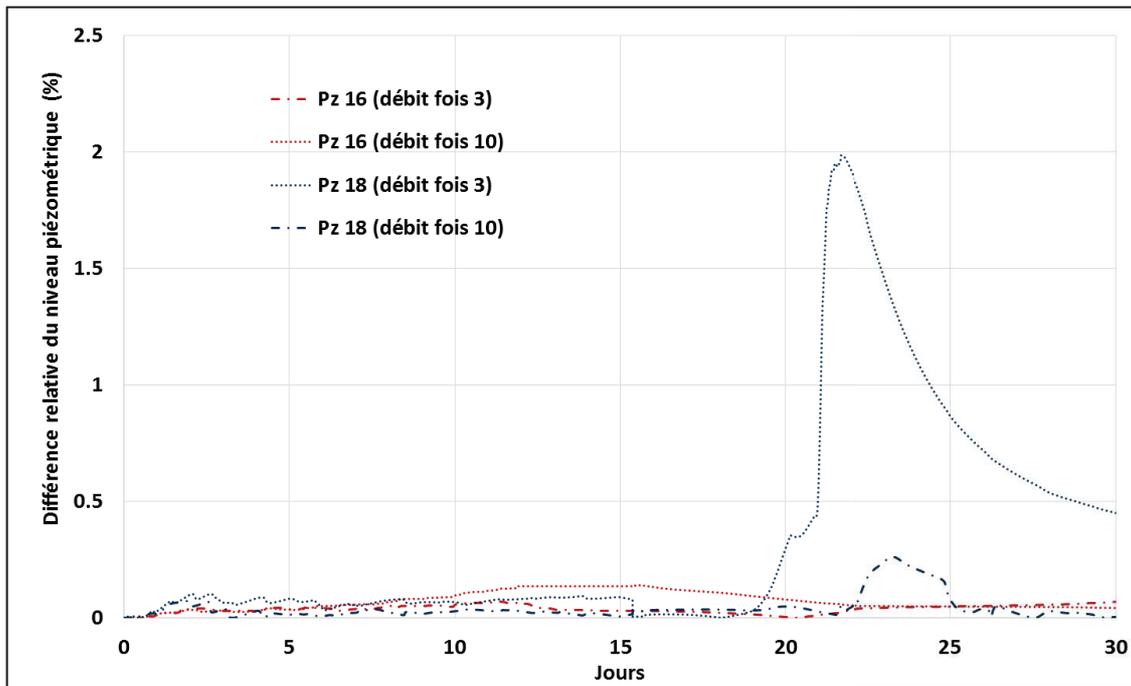


Figure 77. Différence relative du niveau piézométrique par rapport à l'état de référence en fonction de débit de pompage

7.4. Conclusion

La construction du modèle numérique de la plaine de Sidi Bouzid a nécessité une mise en œuvre de plusieurs hypothèses de travail et une utilisation de différentes approches de calcul pour se rapprocher de la réalité à cause de l'absence ou le peu des données disponibles. Le modèle a mis en évidence à travers des cas tests que l'approche des épandages de crues au niveau des périmètres surestime la recharge artificielle de la nappe. Ce constat nous amène à prévoir des simulations futures de l'écoulement régional tout en mettant l'accent sur la quantification réelle du volume d'eau transféré vers la nappe depuis ces zones d'épandage. Dans cette optique, il faudrait non seulement mettre en question la perméabilité de la couche superficielle de ces périmètres d'épandage mais aussi la surface d'infiltration même. De plus, il peut être très utile d'équiper ces périmètres (ou une partie) avec des capteurs de pression et des infiltromètres automatisés permettant ainsi un suivi continu de la quantité d'eau infiltrée in situ à la surface du sol et un calage du modèle numérique développé. Les résultats montrent que les hauteurs piézométriques simulées sont supérieures à celles observées sur le terrain. Cela est principalement dû à la surestimation du volume d'eau appliqué à l'oued combiné à une sous-estimation du volume d'eau pompé pour l'irrigation.

La simulation sur 20 ans, sans prendre en considération les apports de crues, induit à une recharge annuelle de la nappe de 56 mm.

L'approche d'intégration de la fonction limitée pour l'évaporation par l'interface ouverte de Feflow a réellement diminué le taux d'évaporation.

La mise en œuvre du modèle d'écoulement numérique développé doit respecter un critère de convergence sévère afin de rendre compte du caractère fortement non linéaire du problème d'écoulement posé. Ceci est entre autres un facteur limitant car le temps de calcul pour simuler 20 ans d'évènement d'infiltration à la surface peut prendre plusieurs jours avec un ordinateur de bureau classique (2,67 GHz, processeur double cœur).

Conclusion générale et perspectives

L'aridité du climat dans la plaine de Sidi Bouzid avec des précipitations faibles et irrégulières liées à une forte évapotranspiration rend nécessaire le recours à des apports d'eau supplémentaires. Il faut, par ailleurs, mettre en exergue le rôle de crues d'oued dans la lutte contre le déficit hydrique et plus précisément leur rôle dans l'alimentation de la nappe phréatique. Cette étude vise à évaluer le transfert hydrique pour l'ensemble de l'aquifère de Sidi Bouzid. Nos recherches se sont fondées sur trois approches :

- L'approche monodimensionnelle qui est basée sur la quantification de la variation du transfert hydrique vertical en fonction des hétérogénéités de la zone non saturée : L'approche numérique mise en œuvre est originale car elle est basée sur des mesures des hydrogrammes de crues enregistrés au niveau des deux stations hydrométriques « Khanguet Zazia » et « GP3 » pour évaluer les différentes conditions hydrauliques à la surface du sol des périmètres d'épandage et le débit imposé au niveau de l'oued. Ainsi, il est possible de déterminer les différentes conditions en fonction de la modalité des crues survenues pour toutes les années hydrologiques :
- L'accent a été mis sur un modèle conceptuel de l'évaporation qui dépend de la pression capillaire et la distribution de la teneur en eau. Ce modèle d'extraction a été essentiel pour évaluer avec précision l'équilibre hydrique en dehors des périmètres d'épandage où l'évaporation a un impact significatif sur le niveau de la nappe :
- La détermination du volume pompé pour l'irrigation par le couplage de la télédétection et le Système d'Information Géographique (SIG) est une étude complémentaire intéressante pour bien contrôler le volume pompé :

Ces travaux ont permis de :

- Quantifier la quantité d'eau qui rejoint la nappe suite aux événements des crues pour une année pluvieuse 2013/2014 ;
- Estimer le temps de résidence de l'eau dans la zone non saturée ;
- Etudier l'impact de l'évaporation et l'extraction racinaire sur la distribution de la teneur en eau ;
- Mettre en évidence l'hétérogénéité de la zone non saturée et son influence sur le temps de résidence de l'eau en zone non saturée ;

- Evaluer la part rechargeant la nappe qui provient soit de l'échange nappe/oued soit à partir de l'épandage des eaux des crues ;

Les conclusions tirées de nos recherches peuvent être regroupés en quatre points principaux :

i) Impact des eaux des crues sur les flux verticaux

Cette étude a permis d'évaluer la quantité d'eau qui rejoint la nappe suite aux évènements successifs des crues survenues durant l'année hydrologique pluvieuse 2013-2014. Les simulations monodimensionnelles ont été menées sur trois sites localisés sur la rive droite de l'oued El Fekka. Il s'agit d'un cas d'étude modélisant quatre profils du sol au niveau de chacun de ces trois sites. Les résultats ont montré que la succession des évènements des crues contribue à la recharge de la nappe avec une valeur de recharge moyenne de 3672 mm qui est treize fois plus élevée que la recharge naturelle.

Les simulations ont mis en évidence que la variation des paramètres hydrodynamiques estimés par le code de calcul Rosetta a un impact significatif sur la recharge verticale. Le volume infiltré et stocké varie de 20% et 15%, respectivement. Le paramètre clé qui contrôle la variation du flux vertical est sans doute la conductivité hydraulique, qui s'est révélé le paramètre hydrodynamique le plus sensible. De plus, les résultats obtenus ont confirmé que plus l'épaisseur de la zone vadose est importante plus la recharge de la nappe est faible.

L'étude numérique a montré également que la distribution de l'humidité du sol n'est pas uniquement contrôlée par l'infiltration d'eau à la surface du sol, mais également par le taux d'évaporation élevé et l'extraction par les racines. La quantité de recharge a diminué de 6% en prenant en considération l'extraction par l'évaporation.

Cette approche monodimensionnelle a mis en relief qu'il est primordiale de spatialiser les paramètres hydrodynamiques sur l'ensemble du l'aquifère de Sidi Bouzid. De plus, il s'est avéré nécessaire de bien valider la conductivité hydraulique par des mesures in situ.

ii) Caractérisation de la zone non saturée par approche expérimentale

L'étude expérimentale menée sur le site pilote « SARD » et quelques périmètres d'épandages a permis de tester la méthode du perméamètre de Guelph par rapport à d'autres appareils de mesure. Les tests effectués ont montré qu'ils donnent des valeurs de conductivité plus faibles par rapport à la méthode de double anneau, qui sont 4 à 5 fois plus faibles. De

plus, l'approche expérimentale fournit des valeurs de conductivités hydrauliques très faibles par rapport aux autres méthodes. La mesure de la conductivité in situ a mis en évidence que les valeurs de la conductivité utilisées pour l'approche monodimensionnelle sont de même ordre de grandeur. De plus, les mesures in situ avec les trois méthodes ont mis en évidence la variation de la conductivité à la surface au niveau des périmètres d'épandages. Par ailleurs, la plaine de Sidi Bouzid se caractérise par une forte hétérogénéité spatiale, ce qui a été déjà constaté lors de l'analyse des coupes lithologiques et lors de la simulation numérique 1D de la variation du flux verticale. Les valeurs des paramètres hydrodynamiques obtenues à partir de l'analyse granulométrique et du code de calcul Rosetta pour certains périmètres ont été retenues dans les simulations numériques 3D.

Le suivi in situ de l'humidité et de la pression sur le périmètre « SARD » a montré que le processus de drainage est très lent. Durant les 20 jours de suivi, l'état initial du profil hydrique n'a pas été atteint. Les valeurs disponibles sont insuffisantes pour déterminer les relations constitutives. Des travaux complémentaires devront être envisagés.

iii) Modèle hydrodynamique développé de la plaine de Sidi Bouzid

Le modèle hydrodynamique mis en œuvre reproduit l'ensemble des données collectées (hydrologiques, géologiques, hydrogéologiques) tout en combinant les résultats issus de la caractérisation de la zone non saturée et de l'approche numérique monodimensionnelle. Une mise en œuvre de plusieurs hypothèses de travail et une utilisation de différentes approches de calcul pour se rapprocher de la réalité à cause de l'absence ou le peu des données disponibles a été réalisée.

Le choix d'un critère de convergence très sévère s'est avéré indispensable pour parvenir à une simulation fiable. En effet, la mise en œuvre du modèle d'écoulement numérique développé doit respecter un critère de convergence sévère afin de rendre compte du caractère fortement non linéaire du problème d'écoulement posé. Ceci est entre autres un facteur limitant car le temps de calcul pour simuler les 20 ans d'évènement d'infiltration à la surface peut prendre plusieurs jours avec un ordinateur de bureau classique (2,67GHZ, processeur double cœur).

L'implémentation de la condition du Cauchy équivalente à la condition de Dirichlet semble être pertinente pour une très longue durée de simulation.

iv) **Simulation tridimensionnelle de l'écoulement régional de la plaine de Sidi Bouzid**

Le modèle a mis en évidence à travers des cas tests que le bilan hydrique est fortement excédentaire. En effet, l'approche des épandages de crues au niveau des périmètres surestime la recharge artificielle de la nappe. Cette surestimation est due à la surestimation de la superficie sur laquelle la lame d'eau est appliquée et aussi à l'apport dévié pour les périmètres.

Les résultats de la simulation sans prendre en considérations les apports de crues montrent que les hauteurs piézométriques simulées sont supérieures à celles observées sur le terrain. Cela est principalement dû à la surestimation du volume d'eau apporté à l'oued combiné à une sous-estimation du volume d'eau pompé pour l'irrigation. Cette simulation induit à une recharge annuelle de la nappe de 56 mm.

L'approche d'intégration de la fonction limitée pour l'évaporation via l'interface ouverte de Feflow a réellement diminué le taux d'évaporation.

Quelles perspectives pour ce travail ?

Pour améliorer notre modèle hydrodynamique, plusieurs pistes de recherches peuvent être envisagées :

- Une étude complémentaire et spécifique de l'expérience de drainage interne est nécessaire pour bien définir les courbes caractéristiques $h(\theta)$ et $k(\theta)$ du sol. Il est envisagé de commencer par une étude hydro-géophysique exploratoire afin de mieux comprendre la variabilité localement et identifier par zonation les périmètres sur lesquelles une caractérisation détaillée doit être établie.
- Des simulations de l'écoulement régional avec le modèle hydrodynamique modifié en mettant l'accent sur la quantification réelle du volume d'eau transféré vers la nappe depuis les zones d'épandage. Il faudrait non seulement mettre en question la perméabilité de la couche superficielle de ces périmètres d'épandage mais aussi la surface d'infiltration même. Dans cette optique, une implémentation plus rigoureuse des apports des crues au niveau des périmètres d'épandages est envisagée. Il est possible d'introduire via le Système d'Information Géographique (SIG) les canaux secondaires et tertiaires au niveau des périmètres pour mieux distinguer la localisation

des épandages des eaux. De plus, il peut être très utile d'équiper ces périmètres (ou une partie) avec des capteurs de pression et des infiltromètres automatisés permettant ainsi un suivi in situ continu de la quantité d'eau infiltrée à la surface du sol et par conséquent un calage du modèle numérique développé ;

- Des mesures hydrométriques à l'aval de l'Oued El Fekka sont nécessaires pour une meilleure quantification du volume écoulé au niveau de l'oued. De plus, faire des mesures de jaugeages est recommandé pour bien savoir la hauteur du niveau d'eau pendant la crue ;
- Simulation de l'évolution future de l'écoulement régional au-delà de 2013 en vue de prédire l'évolution des réserves sous une sollicitation de plus en plus accrue.

Références bibliographiques

A

- Abbès, Ch., 2004. Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, associées aux accidents regmatiques, à la jonction des marges téthysienne et Nord-africaine (chaîne Nord-Sud - Tunisie Centrale). Thèse de doctorat d'Etat en Sciences, Faculté des Sciences de Tunis, 402 pages.
- Abourida, A., Simonneaux, V., Errouane, S., Sighir, F., Berjami, B., 2008. Estimation des volumes d'eau pompés dans la nappe pour l'irrigation (Plaine du Haouz, Marrakech, Maroc). Comparaison d'une méthode statistique et d'une méthode basée sur l'utilisation de données de télédétection. *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water*, 21 (4), 489-501.
- Ahamdi, R., 2006. Utilisation des marqueurs morphologiques, sédimentologiques et microstructuraux pour la validation des modèles cinématiques de plissement. Application à l'Atlas méridional tunisien. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université de Nantes et Sfax. 342 pages.
- Al Bitar, A., 2007. Modélisation des écoulements en milieux poreux hétérogènes 2D/3D avec couplage surface/souterrain et densitaires. Thèse de Doctorat. Institut National Polytechnique de Toulouse. 157 pages.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements. FAO, Rome: Italy, 1-300.
- Allison, G.B, Hughes, M.W., 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Australian Journal of Soil Research*, 16, 181-195.
- Allison, G.B., Hughes, M.W., 1983. The use of natural tracers as indicators of soil water movement in a temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology*, 60, 157-173.
- Andraski, B.J., Jacobson, E.A., 2000. Testing a full-range soil-water retention function in modeling water potential and temperature. *Water Resources Research*, 36, 3081-3090.
- Amouri, M., 1994. Etude hydrogéologique du système aquifère de Sidi Bouzid. Direction Générale des Ressources en Eaux. Tunisie.
- Arnold, J.G., Muttiah, R.S., Srinivasan, R., Allen., P.M., 2000. Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the upper Mississippi river basin. *Journal of Hydrology*, 227, 21-40.

- Aurand, K.R., Thamke, J.N., 2014. A comparison of groundwater recharge estimation methods in the Williston and Powder River structural basins. Rocky Mountain and Cordilleran Joint Meeting, Geological Society of America, (46), 87, Montana State University, Bozeman, MT, USA.
- Ayari, A., Mzali, H., Moumni, Y., Msadak, M.H., 2018. Gestion des ressources en eau en Tunisie : bilan et perspectives d'avenir. Rapport de l'Institut tunisien des études stratégiques (ITES), 117 pages.

B

- Bazie, P., Dieng, B., Ackerer, P., 1995. Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien: application à l'estimation de la recharge des nappes. *Revue des sciences de l'eau*, 8 (2), 237-260.
- Barbour, S. L., 1998. Nineteenth canadian geotechnical colloquium : The soil-water characteristic curve : a historical perspective. *Canadian Geotechnical Journal*, 35:873-894.
- Bear, J., 1979. *Hydraulics of groundwater*, McGraw-Hill series in *water resources and environmental engineering*. McGraw-Hill, New York.
- Bédir, M., 1995. Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de coulissements de la marge atlasique de la Tunisie. Sismo-stratigraphie, sismo-tectonique et implications pétrolières. Thèse de Doctorat d'Etat Sciences, Faculté des sciences de Tunis, Université de Tunis II, 417 pages.
- Belhassan, K., Hessane, M. A., Essahlaoui, A., 2010. Interactions eaux de surface-eaux souterraines : bassin versant de l'Oued Mikkes (Maroc), *Hydrological Sciences Journal*, 55 (8), 1371-1384. DOI : 10.1080/02626667.2010.528763
- Belfort, B., 2006. Modélisation des écoulements en milieux poreux non saturés par la méthode des éléments finis mixtes hybrides. Thèse de doctorat à l'Université de Strasbourg, France, 247 pages.
- Belfort, B., Lehmann, F., 2005, Comparison of equivalent conductivities for numerical simulation of one-dimensional unsaturated flow, *Vadose Zone Journal*, 4, 1191-2000.
- Benetin, J., Cervenкова, J. 1968. Relation between evaporation and soil hydroconstants, in *Water in the unsaturated zone*, edited by P.E. Rijtema and H. Wassink, 83 (2), 602-610, International Association of Scientific Hydrology, Wageningen.

- Ben Salah, Y., 1988. Infiltration efficace des crues de l'Oued El Fekka dans la plaine de Sidi Bouzid. Mémoire de mastère, Faculté de Sciences de Tunis, 64 pages.
- Besbes, M., 2006. Recharge des aquifères par les crues d'oueds. *Frontiers in Flood Research : Le point de la recherche sur les crues*. International association of hydrological sciences, 305, 43-72.
- Bloomfield, J. P., Allen, D. J., Griffiths, K. J., 2009. Examining geological controls on baseflow index (BFI) using regression analysis: An illustration from the Thames Basin, UK. *Journal of Hydrology*, 373 (1 -2), 164 -176.
- Boano, F., Camporeale, C., Revelli, R., Ridolfi, L. 2006. Sinuosity- driven hyporheic exchange in meandering rivers, *Geophysical Research Letters*, 33, L18406. DOI :10.1029/2006GL027630.
- Bouraoui, S., 1984. Impact des eaux des rejets de l'usine de cellulose de Kasserine (Tunisie) sur l'environnement. Thesis (PhD). University of Pierre et Marie Curie, Paris 6, France.
- Boubaker, H., 2016. L'eau en Tunisie : faut-il s'attendre au pire ? Document d'état, Centre méditerranéen et études internationales ,12.
- Boels, D., Van Gils, J.B.H.M., Veerman, G.J., WIT, K.E., 1978. Theory and system of automatic determination of soil moisture characteristics and unsaturated hydraulic conductivities. *Soil Science*, 126, 191-199.
- Botors, E., Onsoy, S., Ginn, R., Harter, T., 2012. Richards equation-based modeling to estimate flow and nitrate transport in a deep vadose zone. *Vadose zone journal*. 11 (4). DOI:10.2136/vzj2011.0145.
- Boughanmi, M., Dridi, L., Jridi, N., Schäfer, G., Majdoub, R., 2018. Combined remote sensing and GIS for assessment of groundwater volumes pumped for irrigation in the plain of Sidi Bouzid, Tunisia. *European Journal of Scientific Research*, 149 (3) : 289-301.
- Bouzaine and Lafforgue, A., 1981. Etude hydrologique de l'oued Negada à la station de Bled Lessouda. DRES. OSTROM, Tunisie, 01-145.
- Bouzaine, S., Lafforgue, A., 1986. Morphologie hydrologique des oueds Zérout et Merguellil. Direction Générale des Barrages et des Grands Travaux Hydrauliques (DGBGTH), Direction Générale des Ressources en Eau, ministère de l'Agriculture,

- Tunisie, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, 1058 p.
- Bouma, J., 1983. Use of soil survey data to select measurement technique for hydraulic conductivity. *Agricultural Water Management*, 6, 177-190.
- Bouwer, H., 2002. Artificial recharge of groundwater: hydrogeology and engineering. *Hydrogeology Journal*, 10: 121-142.
- Braune, E., Xu, Y., 2010. The role of ground water in Sub-Saharan Africa. *Ground Water*, 48 (2), 229-238.
- Brunke, M., Gonsler, T., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, 37 (1), 1-33.
- Brunone, B., Ferrante, M., Romano, N., Santini, A., 2003. Numerical simulations of one-dimensional infiltration into layered soils with the richards equation using different estimates of the interlayer conductivity. *Vadose Zone Journal*, 2,193-200.
- Brunner, P., Cook, P., Simmons, C., 2009. Hydrogeologic controls on disconnection between surface water and groundwater. *Water Resources Research*, 45, W01422.
- Butterworth, A., Macdonald, J., Bromley, J., Simmonds, P., Lovell, J., Mugabe, F., 1999. Hydrological processes and water resources management in a dryland environment III: Groundwater recharge and recession in a shallow weathered aquifer. *Hydrology and earth system science*. 3 (3), 345-351.
- Burollet, P. F., 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Anale des mines et de la géologie*, 345 pages.

C

- Camargo, G.G.T., Kemanian, A.R., 2016. Six crop models differ in their simulation of water uptake. *Agricultural and forest meteorology*, 220,116-129.
- Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J. R., Mooney, H. A., Sala, O. E., Schulze, E. D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*. 108: 583-595.
- Cao, G., Scanlon, B. R., Han, D., Zheng, C., 2016. Impacts of thickening unsaturated zone on groundwater recharge in the North China Plain. *Journal of hydrology*, 537, 260-270.
- Cardenas, M., Wilson J., Zlotnik, V., 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research*, 40, W08307.

- Carsel, R.F., Parrish, R.S., 1998. Developing joint probability distributions of soil water retention characteristics. *Water resources Researches*, 24 (5), 755-769.
- Cary, L., Casanova, J., Mira Mekni, A., Guerrot, C., Gaaloul, N., 2012. Effet d'une recharge artificielle par des eaux usées traitées sur la qualité des eaux de la nappe côtière de Korba, CapBon, Tunisie. Dix-huitièmes journées techniques du Comité Français d'Hydrogéologie de l'Association Internationale des Hydrogéologues, Cassis, France, 8.
- Carrier, M.A., Lefebvre, R., Rivard, C., Parent, M., Ballard, J.M., Benoît, N., Vigneault, H., Beaudry, C., et al., 2013. Portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, Québec, Canada. Projet réalisé conjointement par l'INRS, la CGC, l'OBV Yamaska et l'IRDA dans le cadre du programme d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines. Institut national de la recherche scientifique, Centre Eau Terre Environnement, Quebec City, Quebec, Canada, 318.
- Casanova, J., Cagnimel, M., Devau, N., Pettenati, M., Stollsteiner, P., 2013. Recharge artificielle des eaux souterraines : état de l'art et perspectives. *Rapport final*, 227.
- Castaño, S., Sanz, D., Gómez-Alday, J.J., 2010. Methodology for quantifying groundwater abstractions for agriculture via remote sensing and GIS. *Water resources Management*, 24, 795-814.
- Castany, G., 1949. Les fossés quaternaires d'effondrements de Tunisie. Rep. 18th int. Géol. Cong., Londres, part 13, 38-44.
- Cekhama, H., 1996. Etudes stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques de la région de Bir El Hfey- Sidi Ali Ben Aoun (Tunisie Centrale). Thèse de Doctorat sciences, Université de Tunis, 247 pages.
- Chihhi, L., Ben Ayed N., 1991 : Rôle de la fracturation précoce sur la distribution des structures récentes le long du décrochement de Kasserine. *Ann. Tect.*, (1), 64-73.
- Chaieb H., 2009a. L'expérience tunisienne en matière de recharge artificielle des nappes par les eaux usées traitées. *Actes des Journées Scientifiques de l'INRGREF, Valorisation Agricole des Eaux Salées, des EUT et des Boues Résiduaire*, Hammamet, pages 165-174.
- Coes, A.L., Pool, D.R., 2005. Ephemeral-Stream Channel and basin-floor infiltration and recharge in the Sierra Vista subwatershed of the upper san Pedro basin Southeastern Arizona. USGS Open-File Report 2005.1023, 67.

- Coes, A.L., Spruill, T.B., Thomasson, M.J., 2007. Multiple-method estimation of recharge rates at diverse locations in the North Carolina Coastal Plain, USA. *Hydrogeology Journal*, 15(4), 773-788. DOI : 10.1007/s10040-006-0123-3.
- Coudrain-Ribstein, A., Pratz, B., Jusserand, C., Quintanilla, J., Cahuaya, D. 1997. Bilan et évaporation d'un aquifère en zone aride, Altiplano central bolivien, in *Hydrochemistry*, editeurs : N.E Peters et A. Coudrain-Ribstein, 244, 53-61, International Association. of Science Hydrology, Rabat.
- Conant, B. 2004. Delineating and quantifying ground water discharge zones using streambed temperatures. *Ground Water*, 42(2), 243-257.
- Creuzot, G., Ouali, J., 1989. Extension, diapirisme et compression en Tunisie centrale : le jebel Es Souda. *Géodynamique*, 4 (1), 39-48. ISSN 0766-5105.
- Commissariat Régional au Développement Agricole de Sidi Bouzid (CRDA)., 2012. Etude de planification des aménagements de CES de la région de Sidi Bouzid. Rapport final, 82 pages.
- Commissariat Régional au Développement Agricole de Kasserine (CRDA)., 2013. Rapport annuel des travaux de l'arrondissement des ressources en eau.
- Custodio, E., 2002. Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal*, 10 (2), 254-277.
- Custodio, E., Cabrera, M. C., Poncela, R., Puga, L., Skupien, E., Del, V.A., 2016. Groundwater intensive exploitation and mining in Gran Canaria and Tenerife, Canary Islands, Spain: Hydrogeological, environmental, economic and social aspects. *Science of total environment*, 557-558, 425-437. DOI:10.1016/j.scitotenv.2016.03.038.

D

- Dahan, O., McGraw, D., Adar, E., Pohll, G., Bohm, B., Thomas, J., 2004. Multi-variable mixing cell model as a calibration and validation tool for hydrogeologic groundwater modeling. *Journal of Hydrology*, 293, 115–136. DOI :10.1016/j.jhydrol.2004.01.019.
- Dahan, O., Shani, Y., Enzel, Y., Yechieli, Y., Yakirevich, A., 2007. Direct measurements of floodwater infiltration into shallow alluvial aquifers. *Journal of Hydrology*, 344, 157-170. DOI :10.1016/j.jhydrol.2007.06.033.
- Dane, J.H., Hruska, S., 1983. In situ determination of soil hydraulic properties during drainage. *Soil Science Society American Journal*, 47, 619-624.
- Dassi, L., 2004. Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du système aquifère du bassin de Sbeïtla (Tunisie centrale). Thèse de Doctorat, Faculté des Sciences de Sfax, 187 pages.

- De Vries, J.J., Simmers, I., 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10 (1), 5-17. DOI :10.1007/s10040-001-0171-7.
- DGRE (Direction Générale des Ressources en Eau), 2010. Annuaire de l'exploitation des nappes profondes de la Tunisie. Tunis, Tunisie, 391 pages.
- DGRE (Direction Générale des Ressources en Eau), 2013. Annuaire de l'exploitation des nappes profondes de la Tunisie. Tunis, Tunisie, 282 pages.
- DGRE (Direction Générale des Ressources en Eau), 2015. Annuaire de l'exploitation des nappes profondes de la Tunisie. Tunis, Tunisie, 319 pages.
- Diersch, H.-J. G., Perrochet, P., 1999, On the primary variable switching technique for simulating unsaturated-saturated flows, *Advances in Water Resources*, 23 (3), 271-301.
- Diersch, H.J., Kolditz, O., 1998. Coupled groundwater flow and transport: 2. Thermohaline and 3D convection systems. *Advances in water resources*, 21 (5), 401-425.
- Diersch, H.J.G., 2005. FEFLOW Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System. Reference Manual WASY, Institute for Water Resources Planning and Systems Research, Berlin.
- Doppler, T., Franssen, H. J. H., Kaiser, H. P., Kuhlman, U., Stauffer, F., 2007. Field evidence of a dynamic leakage coefficient for modelling river-aquifer interactions. *Journal of Hydrology*, 347(1), 177-187.
- Döll, P., Hoffmann-Dobrev, H., Portmann, F.T., Siebert, S., Eicker, A., Rodell, M., Strassberg, G., Scanlon, B.R., 2012. Impact of water withdrawals from groundwater and surface water on continental water storage variations. *Journal of Geodynamics*. 59-60, 143–156.
- Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and Drainage Paper 24*, FAO, Rome, 144 pages.
- Dupasquier, S., 2000. Contribution à l'étude du comportement thermo-hydraulique du stockage saisonnier de chaleur en aquifère. Ecole polytechnique Fédérale de Lausanne, 172 pages.

E

- El Amri, R., 1992. Contribution à l'étude Hydrogéologique du bassin d'Oued El Hachim-Garaa Hamra (Région de Kasserine, Tunisie), Thèse de Doctorat, Université de Paris du Sud. 167 pages.

- Eldredge, E.P., Shock, C.C, Stieber, T.D., 1993. Calibration of granular matrix sensors for irrigation management. *Agronomy Journal*, 85, 1228–1232.
- Elrick, D.E., Reynolds, W.D., Tan, K.A., 1989. Hydraulic conductivity measurements in the unsaturated zone using improved well analyses. *Groundwater Monitoring and Remediation*, 9, (3), 184-193.
- Elloumi, M., 2016. La gouvernance des eaux souterraines en Tunisie. projet IWMI : Groundwater governance in the Arab World, 121.
- Ezzeddine, S., Besbes, M., 1991. Un modèle hydrologique à réservoirs pour la simulation des épandages des crues. *Les Annales Maghrébines de l'ingénieur*. 5 (2) , 105-126.

F

- Famiglietti, J. S., Lo, M., Ho, S. L., Bethune, J., Anderson, K. J., Syed, T. H., Rodell, M., 2011. Satellites measure recent rates of groundwater depletion in California's Central Valley. *Geophysical Research Letters*, 38 (3).
- Fan, Q., Wang, J., Lin, W.J., 2006. The groundwater recharge rule study in the condition of aeration zone incassation. *Hydrogeology & Engineering Geology*, (3), 21-24.
- Fayer, M.J., 2000 UNSAT-H Version 3.0: unsaturated soil water and heat flow model, theory, user manual, and examples. Rep 13249. Battelle Pacific Northwest Laboratory, Hanford, Washington, 184 pages.
- Feddes, R.A., Kowalik, P.J., Zaradny, H., 1978. Simulation of field water use and crop yield. Simulation Monograph. Pudoc, Wageningen, The Netherlands, 188.
- Fersi, M., 1979. Estimation du ruissellement moyen annuel sur les bassins du Sud-Est, du Sud-Ouest et du Sahel Sud. D.R.E.S, Tunisie.
- Flint, A., Flint, L., Kwicklis, E., Fabryka-Martin, J., Bodvarsson, G., 2002. Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, (10), 180–204. DOI :10.1007/s10040-001-0169-1.
- Fleckenstein, J., Krause S., Hannah D., Boano F. 2010. Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics. *Advances in Water Resources*, 33 (11), 1291-1295.
- Forsyth, P. A., Wu, Y. S., Pruess, K., 1995. Robust numerical methods for saturated-unsaturated flow with dry initial conditions in heterogeneous media, *Advances in Water Resources*, 18 (1), 25-38.

Fox, G.A., Durnford, D.S., 2003. Unsaturated hyporheic zone flow in stream/aquifer conjunctive systems, *Advances in water Resources*, 26 (9), 989-1000.

G

Gardner, W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application with to evaporation from a water table. *Soil Science*, 85 (4), 228-232.

Gee, G.W., Ward, A.L., 2001. Vadose zone field study: Fy 2001 Test Plan. Status report, PNNL-13451, Rev.1, Pacific Northwest National Laboratory, Richland, 46 pages.

Gee, G.W., Hillel, D., 1988. Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydrology Processes*, 2, 255-266.

Genereux, D. P., Leahy, S., Mitsova, H., Kennedy, C. D., Corbett, D. R. 2008. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek, North Carolina, USA. *Journal of Hydrology*, 358, 332–353.

Genin, D., Guillaume, H., Ouessar, M., Ouled, B.A., Romagny, B., Sghaïer, M., Taamallah H., 2006. Entre la désertification et développement : La Jeffara Tunisienne. IRD Editions, Cérès, 351 pages, ISBN 9973-19-683.

Genxu, W., Guodong, C. 1999. Water resource development and its influence on the environment in arid areas of China, the case of the Hei River basin. *Journal of Arid Environments*, 43 (2), 121-131.

Giordano, M., 2009. Global Groundwater Issues and Solutions. Annual review of environment and resources, 34, 153-178. DOI:10.1146/annurev.environ.030308.100251.

Gleeson, T., VanderSteen, J., Sophocleous, M.A., Taniguchi, M., Alley, W.M., Allen, D.M., Zhou, Y., 2010. Commentary: Groundwater sustainability strategies. *Nature Geoscience*, (3), 378–379. DOI :10.1038/ngeo881.

Gleeson, T., Wada, Y., Bierkens, M.F.P., Van Beek, L.P.H., 2012. Water balance of global aquifers revealed by groundwater footprint. *Nature*, f488, 197-200. DOI :10.1038/nature11295.

Gosselin, J.S., 2016. Estimation de la recharge à partir des séries temporelles de la température du sol, des niveaux d’eaux dans les puits et de données météorologiques : Développement méthodologique et évaluation de l’incertitude. Thèse en sciences de la Terre. Université du Québec, INRS, Centre Eau Terre Environnement, 185 pages.

Gogolev, M. I., 2002. Assessing groundwater recharge with two unsaturated zone modeling technologies. *Environmental Geology*, 42,248-258.

Goodrich, D.C., Williams, D.G., Unkrich, C.L., Hogan, J.F., Scott, R.L., Hultine, K.R., Pool, D., Coes, A.L., Miller, S., 2004. Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge, Walnut Gulch, San Pedro river basin, Arizona. *Water Science and Application Series 9*, 77-99.

H

Hadas, A., Hillel, D. 1972. Steady-state evaporation through non-homogeneous soils from a shallow water table. *Soil Science*, 113, 65-73.

Hamdi, M., M'nassri, S., Dridi, L., Majdoub, R., Abida, H., 2015. Effet de l'épandage des eaux de crues sur les ressources en eaux souterraines dans les zones arides : plaine de Sidi Bouzid (Tunisie Centrale). *European Journal of Scientific Research*. 129 (1), 33-42.

Hamdi, M., 2016. Impacts de l'épandage des eaux de crue sur le sol, la nappe phréatique et la sécheresse agricole : Cas de l'Oued Fekka (Tunisie Centrale). Thèse de Doctorat. Faculté des Sciences de Sfax. 186 pages.

Hamdy, A., Ragab, R., Scarascia Mugnozza, E., 2003. Coping with water scarcity: water saving and increasing water productivity. *Irrigation and Drainage*, 52 (1), 3-20.

Healy, R., Cook, P., 2002. Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 91-109. DOI :10.1007/s10040-001- 0178.

Healy, R.W., 2010. Estimation groundwater recharge. Cambridge University, 145. DOI : 10.1017/CBO9780511780745.

Hendricks, F.H.J., Alcolea, A., Riva, M., Bakr, M., Wiel, N., Stauffer, F., Guadagnini, A., 2009. A comparison of seven methods for the inverse modelling of groundwater flow, Application to the characterisation of well catchments. *Advances in Water Resources*, 32, 851–872. DOI :10.1016/j.advwatres.2009.02.011.

Henia, L., 2008. Atlas de l'eau en Tunisie. Publication de l'Université de Tunis, 186 pages.

Hezzi, I., 2014. Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord orientale et ses conséquences géodynamiques. Thèse de Doctorat, Université de Rennes, 315 pages.

Huet, M., Chesnaux, R., Boucher, M.A., Poirier, C. 2015. Comparing various approaches for assessing groundwater recharge at a regional scale in the Canadian Shield. *Hydrological Sciences Journal*, 2150-3435. DOI :10.1080/02626667.2015.1106544.

- Hupet, F., Lambot, S., Feddes ,R.A., Van Dam, J.c., Vanclooster, M., 2003. Estimation of root water uptake parameters by inverse modeling with soil water content data. *Water resources research*, 39(11), 1312. DOI :10.1029/2003WR002046.
- Huo, S.Y., Jin, M.G., Liang, X., Lin, D., 2014. Changes of vertical groundwater recharge with increase in thickness of vadose zone simulated by one-dimensional variably saturated flow model. *Journal of earth science*, 25 (6), 1043-1050.
- Hillel, D. A., Krentos, V. K., Stilianou, Y., 1972. Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, 114, 395-400.
- Hiscock, K., 2005. *Hydrogeology: Principles and Practice*. Livre, Editeur : John Wiley et Sons, 408 pages. ISBN:1405144505, 9781405144506.

I

- Izbicki, J.A., 2002. Geologic and hydrologic controls on the movement of water through a thick, heterogeneous unsaturated zone underlying an intermittent stream in the western Mojave Desert, southern California. *Water Resource Research*, 38 (3), 2-1–2-13.

J

- Jackson, T.J., 2002. Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeology journal*, 10 (1), 40-51.
- Javaux, M., Couvreur, V., Vanderborght, J., Vreecken, H., 2013. Root water uptake: from three-dimensional biophysical processes to macroscopic modeling approaches. *Vadose Zone Journal*, 12 (4), 16.
- Ju S. H., Kung, K. J. S., 1997, Mass types, element orders and solution schemes for the Richards equation. *Computers and Geosciences*, 23 (2), 175–87.
- Junk, W.J., Bayley. P.B., Sparks, R.E., 1989. The flood pulse concept in river-flood-plain systems. In *Proceeding of the International Large River Syposuim (LARS)*. Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences, Ottawa, Canada, 110-127.
- Jury, W.A., Gardner, W.R., Gardner, W.H., 1991. *Soil physics*. 5th, ed. John Wiley et Sons, New York.

K

- Kadri, A., 1988. Evolution tectono-sédimentaire (Aptien-Albien) des Dj. Koumine, Hamra et Lessouada (Tunisie centrale). Thèse 3^o cycle, 651, Université Paris VI, France, 221 pages.

- Karlsen, R. H., Smits, F. J. C., Stuyfzand, P. J., Olsthoorn, T.N., Van Breukelen, B.M., 2012. A post audit and inverse modeling in reactive transport: 50 years of artificial recharge in the Amsterdam Water Supply Dunes. *Hydrology Journal*, 454-455, 7–25. DOI :10.1016/j.jhydrol.2012.05.019.
- Katz, D. M. 1968. The regularities of groundwater evaporation in irrigation lands of the arid zone, in *Water in the unsaturated zone*, edited by P.E. Rijtema and H. Wassink, 83 (2) 822-827, International Association of Science Hydrology, Wageningen.
- Kavetski, D., Binning, P., Sloan, S. W., 2001, Adaptive time stepping and error control in a mass conservative numerical solution of the mixed form of Richards equation, *Advances in Water Resources*, 24 (6), 595-605.
- Kerrou, J., 2008. Deterministic and probabilistic numerical modelling towards sustainable groundwater management: Application to seawater intrusion in the Korba aquifer Tunisia. Thèse de Doctorat, Université de Neuchâtel, 203 pages.
- Khessibi, M., 1978. Etudes géologiques du secteur de Maknassy – Mezzouna et du Jebel Kebar (Tunisie centrale). Thèse de Doctorat, Université de Claude Bernard, Lyon - France, 175 pages.
- Kim, C.P., Stricker, J.N.M., Torfs, P.J.J.F., 1996. An analytical framework for the water budget of the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 32, 3475–3484.
- Kim, J.H., Jackson, R.B., 2012. A global analysis of groundwater recharge for vegetation, climate and soils. *Vadose zone Journal*, 11. DOI :10.2136/vzj2011.0021RA.
- Kong, J., Xin, P., Hua, G., Luo, Z., Shen, C., Chen, D., Li, L., 2015. Effects of vadose zone on groundwater table fluctuations in unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 528, 397-407. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2015.06.045.
- Kool, J.B., M.Th. van Genuchten., 1991. HYDRUS: One-dimensional variably saturated flow and transport model, including hysteresis and root water uptake. Version 3.31. Riverside, CA: U.S. Salinity Laboratory.
- Koschel, R., 1980. Etude hydrogéologique de la nappe de Hajeb Layoun-Jilma-Ouled Askar. Projet de coopération technique Tuniso-Allemande No 6520/7. DRES. Agricultural ministry, 01-245.
- Koppi, A.J., Geering, H.R., 1986. The preparation of unsmearred soil surfaces and an improved apparatus for infiltration measurements. *Journal of Soil Science*, 37, 177-181.

- Kruseman, G. P., 1997. Recharge from intermittent flow. In: Recharge of phreatic aquifers in (semi) arid areas. Simmers I. (ed.), Balkema A.A/Rotterdam publ., 145-186.
- Klute A., 1986. Method of soil analysis. Part 1. 2nd ed. Agronomy 9.
- Kumar, C.P., 2000. Groundwater Assessment Methodology, National Institute of Hydrology, Roorkee, 27 pages.
- Kumar, C.P., Chachadi, A.G., Purandra, B.K., Kumar, S., Varadarajan, N., Juyal, R., 2007. Modeling of a coastal aquifer using Feflow, National Institute of Hydrology, 47 pages.
- Kuper, M., Faysse, N., Hammani, A., Hartani, T., Marlet, S., Hamamouche, M.F., Ameer, F., 2016. Liberation or Anarchy? The Janus Nature of Groundwater Use on North Africa's 144 New Irrigation Frontiers, Integrated Groundwater Management. Concepts, Approaches and Challenges. Springer.

L

- Lafforgue, A., Ghorbel, A., 1981. Note hydrologique sur l'oued el Hachim au niveau du barrage. Tunis : Division des Ressources en Eau, 50 pages.
- Laajimi, A., 2007. Les périmètres irrigués en Tunisie, un enjeu pour le développement de la production agricole : les notes d'alerte de CIHEAM N° 30 - 9 juillet 2007.
- Leaney, F.W., Herczeg, A.L., 1995. Regional recharge to a karst aquifer estimated from chemical and isotopic composition of diffuse and located recharge, South Australia. *Journal of hydrology*, 164, (1-4), 336-387.
- Lehmann, F., Ackerer, P., 1998, Comparison of iterative methods for improved solutions of the fluid flow equation in partially saturated porous media, *Transport in Porous media*, 31 (3), 275-292.
- Lee, D.M., Reynolds, D.W., Elrick, D.E., Clothier, B.E., 1985. A comparison of three methods for measuring saturated hydraulic conductivity. *Canadian Journal Soil Science*, 65, 653 - 573.
- Lerner, D.N., 1997. Too much or too little: recharge in urban areas: Groundwater in the urban environment'. Volume 1 : Problems, processes and management, Balkema, Rotterdam, Netherlands, Balkema, 41-47.
- Llamas, M. R., Martínez-Santos, P., 2005. Intensive Groundwater Use: Silent Revolution and Potential Source of Social Conflicts. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 131 (5). DOI : 10.1061/(ASCE)0733-9496(2005)131:5(337).

Lu, X.H., Jin, M.G., Van Genuchten, M.T., Wang, B., 2009. Groundwater recharge at fie representative sites in the Hebei plain. *Ground water*, 49 (2), 286-294. DOI: 10.1111/j.1745-6584.2009.00667.

Lu, X.H., Jin, M.G., 2007. One-dimensional unsaturated flow modeling in luan representative zone of the north china plain. *Journal of China University of geosciences*, 18, 59-61.

M

MacDonald, M. G., Harbaugh, A. W. 1988. A modular three-dimensional finite-difference groundwater flow model, in Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey, Book 6, chap. A1, U.S. Geol. Surv., Washington, D.C.

Mahjoub, O., 2009. Caractérisation des micropolluants organiques dans les eaux usées traitées et diagnostic du transfert vers le sol et la nappe : Cas de la région d'Oued Souhil, Nabeul, Tunisie. Thèse université de Montpellier, 255 pages.

Mansouri, R., 1980. Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine de Sebkhath El Bhira (Sud Ouest de Kairouan). Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université de Bordeaux, France, 107 pages.

Marei, A., Khayat, S., Weise, S., Ghannam, S., Sbaih, M., Geyer, S., 2010. Estimating groundwater recharge using the chloride mass-balance method in the West Bank, Palestine. *Hydrological Sciences Journal*, 55 (5), 780–791. DOI :10.1080/02626667.2010.491987.

Martinez-Santos, P., Andreu, J.M., 2010. Lumped and distributed approaches to model natural recharge in semiarid karst aquifers. *Journal of hydrology*, 388, 389-398.

Margat, J., 2008. Les eaux souterraines dans le monde. Orléans/Paris, BGRM/UNESCO.

Margat, J., van der Gun, J., 2013. Groundwater around the World: A Geographic Synopsis. CRC Press/Balkema. Leiden.

M'Rabet, A., 1981. Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale. Thèse Doctorat d'Etat Es Sciences., Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, 540 pages.

Mattern, S., Vanclooster, M., 2010. Estimating travel time of recharge water through a deep vadose zone using a transfer function model. *Environmental fluid mechanics*, 10 (1-2), 121-135. DOI : 10.1007/s10652-009-9148-1.

Mathieu, C., Pieltain, F., 1998. Analyse physique des sols. Méthodes choisies, TEC et DOC Lavoisier, Paris, 1-17.

- Meddahi, M.E., Mallants, D., Badji, M., Feyen J, Vereecken, H., 1992. Utilisation de l'expérience de drainage à pas de pression multiples pour la détermination des fonctions hydrauliques du sol par la méthode inverse : Présentation et évaluation de la méthode. Cah. Orstom, sér. Pédol, (2), 263-28
- Mermoud, A., Morel-Seytoux, H. J., 1989. Modélisation et observation du flux hydrique vers la surface du sol depuis une nappe peu profonde. Hydrol. Continent., 4 (1), 11-23.
- Mermet, L., Treyer, S., 2001. Quelle unité territoriale pour la gestion durable de la ressource en eau ? », *Annales des Mines*, responsabilité et environnement, 22, 67-79.
- Mekki, H., 2015. Ressources en eau non conventionnelles : une alternative à l'impact des changements climatiques. Expérience Tunisienne dans la gestion des ressources en eau. *Journée d'étude*. Agadir, Maroc, 31.
- Mekki, H., 2007. Gestion des ressources en eau en Tunisie. *Rapport technique*, Direction Générale des Ressources en Eau, 41.
- Min, L., Yanjun, S., Hongwei, P., 2015. Estimating groundwater recharge using deep vadose zone data under typical irrigated cropland in the piedmont region of the North China Plain. *Journal of hydrology*, 527, 305-315. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2015.04.064.
- Mualem, Y., 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12, 513-522.
- Mohanty, B.P., Kanwar, R.S., Everts, C.J., 1994. Comparison of saturated hydraulic conductivity measurement methods for a glacial-till soil. *Soil Science Society American Journal*, 58, 672-677.

N

- Nâanaa, W., Susini, J., 1988. Méthode d'analyse physique et chimique des sols. Direction des sols. Ministère de l'agriculture, Tunis. 118 pages.
- Nativ, R., Adar, E., Dahan, O., Geyh, M., 1995. Water recharge and solute transport through the vadose zone of fractured chalk under desert conditions. *Water Resources Research* 31: 253-261.
- Nazoumou, Y., 2002. Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone aride : Etude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale).Thesis (PhD). ENIT, Tunisie, 264.

- Nimmo, J.R., Deason, J.A., Izbicki, J.A., Martin, P., 2002. Evaluation of unsaturated zone water fluxes in heterogeneous alluvium at a Mojave Basin Site. *Water Resources Research*, 38(10), 1215. DOI: 10.1029/2001WR000735.
- Nimmo, J.R., Healy, R.W., Stonestrom, D.A., 2005, Aquifer Recharge, in Anderson, M.G., and Bear, J., eds., *Encyclopedia of Hydrological Science*: Chichester, UK, Wiley, p. 2229-2246. Doi: 1.1002/0470848944.hsa161a.

O

- Ouali, J., Martinez, C., Khessibi, M., 1986. Caractères de la tectonique crétacée en distension au Jebel Kebar (Tunisie centrale) : Ses conséquences. *Géodynamique* 1 (1), 3-12.
- Obiefuna, G.I., Orazulike, D.M. 2011. Application and comparison of groundwater recharge estimation methods for the semiarid Yola area, northeast, Nigeria. *Global Journal of Geological Sciences*, 9 (2), 177-204. DOI :10.4314/gjgs.v9i2.
- Ounaïes, S., Schäfer, G., Trémolières, M., 2013. Quantification of vertical water fluxes in the vadose zone using particle-size distribution and pedology-based approaches to model soil heterogeneities. *Hydrological processes*, 27, 2306-2324. DOI : 10.1002/hyp.9365.

P

- Parissopoulos, G.A., Wheater, H.S., 1991. Effects of wadi flood hydrograph characteristics on infiltration. *Journal of Hydrology*. 95, 247-263.
- Peters, A., 2016. Modified conceptual model for compensated root water uptake- A simulation study. *Journal of Hydrology*, 534, 1-10. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2015.12.047.
- Petit, O., 2004. La surexploitation des eaux souterraines : enjeux et gouvernance. *Natures Sciences Sociétés*, 12 (2), 146-156.
- Phillips, F.M., 1994. Environmental tracers for water movement in desert soils of the American Southwest. *Soil Science Society of America Journal*, 58, 14-24.
- Poeter, E.P and Hill, M.C., 1997. Inverse Models: A Necessary Next Step in Ground-Water Modeling. *Ground Water*, 35, 250–260. Doi:10.1111/j.1745-6584.1997.tb00082.x.

R

- Raats, P.A.C., 1974. Steady flow of water and salt in uniform soil profiles with plant roots. *Soil Science Society of America Proceedings*, 38, 717-722.
- Raats, P.A.C., 2001. Developments in soil-water physics since the mid-1960s. *Geoderma*, 100, 355-387.

- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1985. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity sorptivity and the (alpha)-parameter using the Guelph 9020 permeameter. *Soil Science*, 140, (4), 292-302.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1987. A laboratory and numerical assessment of the Guelph permeameter method. *Soil Science*, 144, (4), 82-292.
- Ringleb, J., Sallwey, J., Stefan, C. 2015. Comparison of different estimation techniques to quantify groundwater recharge in Pirna, Germany. Geophysical Research Abstracts for EGU General Assembly, volume 17, 3594.
- Ripple, C. D., Rubin, J., Van Hylckama, T. E. A. 1972. Estimating steady-state evaporation rates from bare soils under conditions of high water table, *Geological Survey Water Supply*, Paper 2019-A.USGS.
- Risser, D.W., Gburek, W.J., Folmar, G.J., 2009. Comparison of recharge estimates at a small watershed in east-central Pennsylvania, USA. *Journal of Hydrology*, 17, 287-298, Doi.org/10.1007/s10040-008-0406-y.
- Rivard, C., Lefebvre, R., Paradis, D. 2014. Regional recharge estimation using multiple methods: an application in the Annapolis Valley, Nova Scotia (Canada). *Environmental Earth Sciences*, 71 (3), 1389-1408. DOI :10.1007/s12665-013-2545-2.
- Romano, N., Brunone, B., Santini, A., 1998. Numerical analysis of one-dimensional unsaturated flow in layered soils. *Advances Water Resources*. 21, 315-324.
- Rosenberry, D., Pitlick, J. 2009. Local-scale variability of seepage and hydraulic conductivity in a shallow gravel-bed river. *Hydrological Processes*, 23, 3306-3318.
- Ross, P.J., 1990. SWIM – a simulation model for soil water infiltration and movement. Publ 37. CSIRO, Glen Osmond, South Australia, 95 pages.
- Rushton, K., Tomlinson, L., 1979. Possible mechanisms for leakage between aquifers and rivers. *Journal of Hydrology*, 40, 49-65.

S

- Sansoulet, J., 2007. Transferts d'eau et des ions de potassium et nitrate dans un sol à capacité d'échange anionique sous un couvert redistributeur de la pluie. Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique Paris Grignon, 160 pages.
- Sarwar, A., Eggers, H., 2006. Development of a conjunctive use model to evaluate alternative management options for surface and groundwater resources. *Journal of Hydrogeology*, 14, 1676-1687.

- Scanlon, B.R., Milly, P.C.D., 1994. Water and heat fluxes in desert soils 2. Numerical simulations. *Water Resources Research*, 30, 721-733.
- Scanlon, B.R., 2000. Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. *Water Resources Research*, 36, 395-409.
- Scanlon, B.R., Healy, R.W., Cook, P.G., 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10 (1), 18-39.
- Scanlon, B.R., Keese, K.E., Flint, A.L., Flint, L.E., Gaye, C.B., Edmunds, W.M., Simmers, I., 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological processes*, 20, 3335-3370. DOI: 10.1002/hyp.6335.
- Scanlon, B.R., Andraski, B.J., Bilskie, J., 2002. Miscellaneous methods for measuring matric or water potential. In: Dane JH, Topp GC (eds). *Methods of soil analysis, part 4. Physical methods. American Agronomy Society, Madison, USA*, 643-67.
- Schaap, M.G., Leij, F.J., Van Genuchten, M.T., 2001. ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251 (3-4), 163–176. DOI:10.1016/S0022-1694(01)00466-8.
- Schoeller, H. 1961. *Les eaux souterraines*, Masson et Cie Editeurs, Paris, France, 642.
- SCET., 1990. Etude de faisabilité de l'irrigation par épandage des eaux des crues de l'oued El Fekka et recharge de la nappe de Sidi Bouzid. Phase 1: Identification de sites. Phase 2: Etude de faisabilité. *Rapport interne*, SCET, Tunisie.
- Sha, T., Roy, A.D., Qureshi, A., Wang, J., 2003. Sustaining Asia's groundwater boom: an overview of issues and evidence. *Nature Resources Forum*, 27, 130-141. DOI: 10.1111/1477-8947.00048.
- Shang, H., Wang, W., Dai, Z., Duana, L., Zhao, Y., Zhang, J., 2016. An ecology-oriented exploitation mode of groundwater resources in the northern Tianshan Mountains, China. *Hydrology Journal*, 543, 386-394. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2016.10.012.
- Shah, T., 2009. *Taming the Anarchy: Groundwater Governance in South Asia*, Resources for the Future International Water Management Institute, Washington, DC/Colombo, 310 pages.
- Shiklomanov, I.A., Rodda, J.C., 2003. *World water resources at the beginning of the twenty-first century. International Hydrology Series*. Cambridge University, United Kingdom. ISBN 0 521 82085 5, 25 pages.

- Shock, C.C., 2004. Granular matrix sensors, <http://www.crop-info.net/granular.htm> confirmed 4 August 2004.
- Sibanda T., Nonner J.C., Uhlenbrook S. 2009. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid Nyamandhlovu area, Zimbabwe. *Hydrogeology Journal*, 17(6),1427-1441. DOI:10.1007/s10040-009-0445-z.
- Simonot, M., 1996. Plaine de Sidi Bouzid : Etude de l'impact de l'épandage des crues sur la recharge de la nappe phréatique. Final rapport. DGRE. Tunisia. FIDA. Rome, Italy, 01-40.
- Simunek, J., Hopmans, J.W., 2009. Modeling compensated root water and nutrient uptake. *Ecological Modelling*, 220 (4), 505–521.
- Simunek, J., Sejna, M., van Genuchten, M.T., 1996. Hydrus-2D: simulating water flow and solute transport in two-dimensional variably saturated media. International Groundwater Modeling Center, Colorado School of Mines, Golden, Colorado.
- Simunek, J., Van Genuchten M.T., Sejna, M., 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably saturated media. Version 3.0. Departement of Environmental Sciences, University of California Riverside, USA, 270 pages.
- Simmers, I., 1997. Groundwater recharge principles, problems and development, *Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas*, Balkema A.A/Rotterdam publ, 1-18.
- Simmers, I., 1988. Natural groundwater recharge estimation in (semi-) arid zones: some state-of-the-art observation, *UNESCO/IWRA/CIEH conference 7-12/11*, Ouagadougou, 267-279.
- Simmons, C.S., Meyer, P.D., 2000. A simplified model for the transient water budget of a shallow unsaturated zone. *Water Resources Research* 36, 2835-2844.
- Smida, H., 2008. Apports des Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) pour une approche intégrée dans l'étude et la gestion des ressources en eau des systèmes aquifères de la région de Sidi Bouzid (Tunisie centrale). Thèse de doctorat, Université de Sfax, 341 pages.
- Sonnenborg, T.O., Christensen, B.S.B., Nyegaard, P., Henriksen, HJ., Refsgaard, J.C., 2003. Transient modeling of regional groundwater flow using parameter estimates from steady-state automatic calibration. *Journal of Hydrology*, 273, 188–204.
- Sophocleous, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10 (2), 52-67.

- Spaans, E.J.A., Baker, J.M., 1992. Calibration of Watermark soil moisture sensors for soil matrix potential and temperature. *Plant Soil*, 143, 213-217.
- Stephens, D.B., 2009. Also consider the recharge. *Ground Water*, 47 (1), 2-3. DOI : 10.1111/j.1745-6584.2008.00476.x.
- Stephens, D.B., Knowlton, R., 1986. Soil Water Movement and Recharge through Sand at a semiarid site in Mexico. *Water Resources Research*, 22(6), 881-889.
- Stephens, D.B., Lambert, K., Watson, D., 1987. Regression models for hydraulic conductivity and field test of the borehole perméamètre. *Water Resources. Research*, 23 (12), 2207 - 2214.
- Stephens, D.B., Neuman, S.P., 1982. Vadose zone permeability tests: Unsteady flow. *Journal of Hydrology*, 108, 660-677.
- Stothoff, S.A., 1995. BREATH Version 1.1 coupled flow and energy transport in porous media, simulator description and user guide. Publ NUREG/CR-6333. US Nuclear Regulatory Commission, Washington, DC, 91 pages.
- Storey, R. G., Howard, K., Williams, D. 2003. Factors controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in a gaining stream: A three-dimensional groundwater flow model. *Water Resources Research*, 39-2, 1034.

T

- Talsma, T., 1987. Re-evaluation of the well permeameter as afield method for measuring hydraulic conductivity. *Australien Journal Soil Research*, 25, 361-369.
- Tazekrit, I., Benslimane, M., Simonneaux, V., Hartani, T., Hamimed, A., 2018. Estimation of Irrigation Water Pumping by Remote Sensing: Application of the SAMIR Model to Citrus under Mediterranean Climate Conditions. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 33 (3), 391-400. DOI: 10.1590/0102-7786333016.
- Thomson, S.J, Armstrong, C.F., 1987. Calibration of the Watermark model 200 soil moisture sensor. *Applied Engeneering in Agricultural*, 3, 186-189.
- Timlin, D., Starr, J., Cady, R., Nicholson, T., 2003. Comparing ground-water recharge estimates using advanced monitoring techniques and models. United States Department of Agriculture, Agricultural Research Service. Beltsville, MD, USA.
- Turkeltaub, T., Dahan, O., Kurtzman, D., 2014. Investigation of groundwater recharge under agricultural fields using transient deep vadose zone data. *Vadose zone Journal*, 13 (4). DOI :10.2136/vzj2013.10.0176.

- Treyer, S. 2005. L'adaptation sur le long terme à la limitation des ressources en eau. Une prospective par scénarios pour la région de Sfax, en Tunisie » in « Etudier des écologies futures. Un chantier ouvert pour les recherches prospectives environnementales », Laurent Mermet (dir.) EcoPolis, Vol.5, Editions P.I.E.-Peter Lang, Bruxelles, 411, ISBN 90-5201-277-63 br.
- Treidel, H., Martin-Bordes, J., Gurdak, J., 2011. Climate change effects on groundwater resources, 39 pages.
- Todd, D.K., 1959. Annotated bibliography on artificial recharge of ground water through 1954. U.S. Geological Survey, Water-Supply Paper 1477.
- Topp, G.C., Davis, J.L., Annan, A.P., 1980. Electromagnetic determination of soil water content : Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16, 574-582.

U

- USGS (United States Geological Survey)., 2009. Methods for estimating groundwater recharge in humid regions, <http://water.usgs.gov/ogw/gwrp/methods/>.

V

- Van Dam, J. C., Feddes, R. A., 2000. Numerical simulation of infiltration, evaporation and shallow groundwater levels with the Richards equation. *Journal of Hydrology*, (Amsterdam) 233, 72-85.
- Vanderlinden, K., Gabriels, D., Giraldez, J.V., 1998. Evaluation of infiltration measurements under olive trees in Cordoba. *Soil and Tillage Research*, 48, 303-315.
- Vanderborght, J., Kasteel, R., Herbst, M., Javaux, M., Thiéry, D., Vanclooster, M., Mouvet, C. et Vereecken, H., 2005, A set of analytical benchmarks to test numerical models of flow and transport in soils, *Vadose Zone Journal*, 4 (1), 206-221.
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44, 892-898.
- Van Genuchten, M.T and Gupta, S.K., 1993. A reassessment of the crop tolerance response function. *Indian Society of Soil Science*, 41 (4), 730-737.
- Van Genuchten, M.T., 1987. A numerical model for water and solute movement in and below the root zone. Res. Rep. 121. U.S. Salinity Lab. ARS USDA. Riverside. CA.

- Vauclin, M., Vachaud, G., 1987. Caractérisation hydrodynamique des sols : analyse simplifiée des essais de drainage interne. Institut de Mécanique de Grenoble, C.N.R.S., B.P. 68, F38402 Saint-Martin-d'Hères. *Agronomie*, 7 (9), 647-655.
- Vázquez-Suné, E., Carrera, J., Tubau, I., Sànchez-Vila, X., Soler, A., 2010. An approach to identify urban groundwater recharge. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14, 2085–2097. DOI :10.5194/hess-14- 2085-2010.
- Vogel, T., Genuchten, M.T., Cislerova, M., 2001. "Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions". *Advances in Water Resources*, 24, 133-144.
- Vrugt, J.A., Hopmans, J.W., Simunek, J., 2001b. Calibration of a two-dimensional root water uptake model for a sprinkler-irrigated almond tree. *Soil Science Society of America Journal*, 65(4), 1027-1037. DOI :10.2136/sssaj2001.6541027x.

W

- Wada, Y., Beek, L., Bierkens, M. F., 2012. Nonsustainable groundwater sustaining irrigation: A global assessment. *Water Resources Research*, 48 (6).
- Wada, Y., Van Beek, L.P.H., Van Kempen, C.M.V., Reckman, J.W.T.M., Vasak, S., Bierkens M.F.P., 2010. Global depletion of groundwater resources. *Geophysical research letters*, 37 (20). DOI : 10.1029/2010GL044571.
- Wang, X., Huo, Z., Feng, S., Guo, P., Guan, H., 2016. Estimating groundwater evapotranspiration from irrigated cropland incorporating root zone soil texture and moisture dynamics. *Journal of Hydrology*, 543, 501–509. DOI :10.1016/j.jhydrol.2016.10.027.
- Walker, G.R., Zhang, L., Ellis, T.W., Hatton, T.J., Petheram, C., 2002. Towards a predictive framework for estimating recharge under different land uses: review of modeling and other approaches. *Hydrogeology Journal*. DOI : 10.1001/s10040010181-5.7.
- Whalley, W.R., 1993. Considerations on the use of time-domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *Journal of Soil Science*, 44, 1-9.
- White, I., Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary 9260 length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23 (8), 1514-1522.
- Wilson, L. G., Cook, K. J., 1968. Field observations on changes in the subsurface water regime during influent seepage in the Santa Cruz River, *Water Resources Research*, 4, 1219-1234.

- Willis, W. O., 1960. Evaporation from layered soils in the presence of a water table. *Soil Science Society of America Proceedings*, 24(4), 239-242.
- Winter, T. 1998. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7, 28-45.
- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme), 2015. Water for a Sustainable World, *The United Nations World Water Development Report 2015*. Paris, UNESCO, 139.
- WWAP (United Nations World Water Assessment Programme), 2006. Water in a changing world. *World Water Development Report 3*, Paris, UNESCO, 439 pages.

X

- Xia, J., Zhang, Y., 2008. Water security in north China and countermeasure to climate change and human activity. *Physics and Chemistry of Earth*, 33 (5), 359–363. DOI : 10.1016/j.pce.2008.02.009.
- Xia, J., Chen, Y.D., 2001. Water problem and opportunities in hydrological sciences in China. *Hydrological Sciences Journal*, 46 (6), 907–922.

Y

- Yangui, H., 2012. Etude hydrogéologique, géochimique et isotopique du système aquifère de Sidi Bouzid. Thèse de doctorat, Ecole national d'ingénieurs de Sfax. 213 pages.
- Yeh, T.C.J., Ye, M., Khaleel, R., 2005. Estimation of effective unsaturated hydraulic conductivity tensor using spatial moments of observed moisture plume. *Water Resource Research*, 41(3), W03014. DOI :10.1029/2004WR003736.
- Yin, L., Hu, G., Huang, J., Wen, D., Dong, J., Wang, X., Li, H., 2011. Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 19 (8), 1563-1575. DOI : 10.1007/s10040-011-0777-3.
- Yoka, J., Loumeto, J.J., Voudibio, J., Amiaud, B., Epron, D., 2010. Influence du sol sur la répartition et la production de phytomasse de savanes de la cuvette congolaise (République du Congo). *Geology-Ecology-Tropical* 34 63-74.
- Yoro, G., Godo, G., 1990. Les méthodes de mesure de la densité apparente : Analyse de la dispersion des résultats dans un horizon donné. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol*, 125, (4), 423-429.

Z

- Zafar, A., Uriel, S., David, N., Robin, W. 2005. L'évaluation des écosystèmes pour le Millénaire (Synthèse sur la désertification), Washington, DC: World Ressources Institut,36.
- Zammouri, M. 2001. Case study of water table evaporation at Ichkeul Marshes (Tunisia). *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 127(5). DOI : 10.1061/(ASCE)0733-9437(2001)127:5(265).
- Zhang, G.H., Fei, Y.H., Shen, J.M., Yang, L.Z., 2007. Influence of unsaturated zone thickness on precipitation infiltration for recharge of groundwater. *Journal of hydraulic engineering*, 38 (5), 611-617.
- Zhu, C., 2000. Estimate of recharge from radiocarbon dating of groundwater and numerical flow and transport modeling. *Water Resources Research*, 36, 2607–2620. DOI : 10.1029/2000WR900172.
- Zinsou, D.S., 1998. Impact de l'épandage des eaux des crues de l'oued fekka sur la recharge de la nappe de Sidi Bouzid. DEA, ENIT, Tunisie, 109.
- Zouaghi, T., Bédir, M., Inoubli, M.H., 2005. 2D Seismic Interpretation of Strike-Slip Faulting, Salt Tectonics, and Cretaceous Unconformities, Atlas Mountains, Central Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 43, 464-486. DOI :10.1016/j.jafrearsci.2005.09.010
- Zouaghi, T., 2008. Distribution des séquences de dépôt du crétacé (Aptien—Maastrichtien) en subsurface: rôle de la déformation tectonique, l'halocinèse et évolution géodynamique (Atlas Central Tunisien). Thèse de Doctorat, Université de Tunis El Manar. Tunisie.

Annexes

Annexe 1. Calcul du facteur de forme en fonction de la texture et la structure du sol

Texture et structure du sol	$\alpha^*(\text{cm}^{-1})$	Shape Factor
Matériaux compactés, sans structure, argileux ou limoneux, tels que bouchons et revêtements d'enfouissement, sédiments lacustres ou marins, etc.	0,01	$C_1 = \left(\frac{H_2/a}{2,081 + 0,121 (H_2/a)} \right)^{0,672}$
Sols à texture fine (argileux ou limoneux) et non structurés ; peut également inclure des sables fins.	0,04	$C_1 = \left(\frac{H_1/a}{1,992 + 0,091 (H_1/a)} \right)^{0,608}$ $C_2 = \left(\frac{H_2/a}{1,992 + 0,091 (H_2/a)} \right)^{0,608}$
Pour la majorité des sols structurés, d'argile à limon argileux ; aussi pour les milieux non structurés, depuis les sables fins jusqu'au limon sableux (Le choix préféré pour la plupart des sols).	0,12	$C_1 = \left(\frac{H_1/a}{2,074 + 0,093 (H_1/a)} \right)^{0,784}$ $C_2 = \left(\frac{H_2/a}{2,074 + 0,093 (H_2/a)} \right)^{0,784}$
Pour le sable grossier et les graviers ; y compris un peu les sols structurés avec des fissures et macropores.	0,36	$C_1 = \left(\frac{H_1/a}{2,074 + 0,093 (H_1/a)} \right)^{0,784}$ $C_2 = \left(\frac{H_2/a}{2,074 + 0,093 (H_2/a)} \right)^{0,784}$

Annexe 2. Calcul du débit en fonction de la méthode utilisée

Charge unique, (Réservoirs combinés)	$Q_1 = \bar{R}_1 \times 35,22$	$K_{fs} = \frac{C_1 \times Q_1}{2\pi H_1^2 + \pi a^2 C_1 + 2\pi \left(\frac{H_1}{a^2}\right)}$
Charge unique, (Réservoir interne)	$Q_1 = \bar{R}_1 \times 2,16$	$\Phi_m = \frac{C_1 \times Q_1}{(2\pi H_1^2 + \pi a^2 C_1)a^2 + 2\pi H_1}$
Charge double, (Réservoirs Combinés)	$Q_1 = \bar{R}_1 \times 35,22$ $Q_2 = \bar{R}_2 \times 35,22$	$G_1 = \frac{H_2 C_1}{\pi(2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1))}$ $G_2 = \frac{H_1 C_2}{\pi(2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1))}$ $K_{fs} = G_2 K_2 - G_1 Q_1$
Charge double, (Réservoir Interne)	$Q_1 = \bar{R}_1 \times 2,16$ $Q_2 = \bar{R}_2 \times 2,16$	$G_3 = \frac{(2H_2^2 + a^2 C_2)C_1}{2\pi(2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1))}$ $G_4 = \frac{(2H_1^2 + a^2 C_1)C_2}{2\pi(2H_1 H_2 (H_2 - H_1) + a^2 (H_1 C_2 - H_2 C_1))}$ $\Phi_m = G_3 Q_1 - G_4 Q_2$

Etude expérimentale et numérique du transfert hydrique dans la plaine de Sidi Bouzid

Résumé

L'objectif est la construction numérique d'un modèle régional tridimensionnel permettant la quantification du transfert hydrique en zones non saturée et saturée et du rôle des crues sur le processus de recharge. Pour ce faire, des simulations numériques de l'écoulement ont été réalisées à l'aide de code de calcul Feflow et validées par des données mesurées in situ. Une conceptualisation de plusieurs paramètres d'entrée a été réalisée afin de contourner l'absence de données mesurées. La caractérisation in situ de la zone non saturée a mis en évidence l'hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques. Ces hétérogénéités qui varient spatialement dans la plaine de Sidi Bouzid ont un impact significatif sur la variation du flux vertical, le temps de résidence et la propagation du front d'humidité de l'eau. Les résultats obtenus en 1D ont été spatialisés à l'échelle de la plaine de Sidi Bouzid avec l'objectif de quantifier l'ensemble des flux d'écoulements. L'originalité de cette étude réside, d'une part, dans la détermination des conditions aux limites appliquées à la surface du sol à partir des hydrogrammes des crues enregistrés et, d'autre part, au modèle conceptuel limitant l'évaporation. Le modèle hydrodynamique a mis en évidence que le bilan hydrique est fortement excédentaire. Les simulations de l'écoulement ont montré que l'approche des épandages de crues au niveau des périmètres surestime la recharge artificielle de la nappe.

Mots clés : Modèle numérique, transfert hydrique, hétérogénéité de la zone non saturée, Feflow, plaine de Sidi Bouzid, épandage de crues

Résumé en anglais

The aim of this study is to set up a three-dimensional regional model to quantify water flux in unsaturated-saturated zones and the role of floods on the recharge process. Therefore, numerical flow simulations were conducted using the finite element Feflow that will be validated by measured data. A conceptualization of several input parameters was carried out to overcome the absence of measured data. The characterization of the vadose zone revealed the heterogeneity of the hydrodynamic parameters. These heterogeneities that vary spatially on the plain of Sidi Bouzid have a significant impact on the variation of the vertical flow, the residence time and the propagation of wetting front in the unsaturated zone. The results obtained in 1D were then used to quantify groundwater recharge of the entire area of the study site. The original approach is to derive the time-dependent hydraulic boundary condition of water level at the soil surface of the spreading perimeters by measured flood hydrographs and to develop a limited conceptual model of water uptake by evaporation. The hydrodynamic model showed that the water balance is very important. Flow simulations have shown that the perimeter flooding approach overestimates the artificial recharge of the aquifer.

Key words: Numerical model, water flux, heterogeneity of the vadose zone, Feflow, plain of Sidi Bouzid, spreading of floodwaters.