

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Ibn Khaldoun –Tiaret–
Faculté Sciences de la Nature et de la Vie
Département Nutrition et Technologie Agro Alimentaire



Mémoire de fin d'études

En vue de l'obtention du diplôme de Master académique

Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Hydrogéologie

Présenté par :

MELLAHI Houria

MOKHTARI Widad

RASELMA Ikram

Thème

**Impact de l'évolution temporelle de l'occupation du
sol sur les ressources en eaux souterraines : Cas de
bassin versant de l'Oued Fekan.
(Wilaya de Mascara)**

Soutenu publiquement le 14/07/2021

Jury:

Président: M. Mebarki K

Encadrant: M. Otmane A

Examineur 1: M. Mouchara N

Grade

MCB

MCB

MAA

Année universitaire 2020-2021



Remerciement

Il est d'usage de commencer la rédaction d'un mémoire par un page de remerciement car ce travail n'aurait peu aboutir sans la contribution de nombreuses personnes qui ont toujours répondu à mes sollicitations avec indulgence et leurs encouragements m'ont permis d'arriver au terme de ce travail.

*Nous remercions tout d'abord Monsieur **OTMANE** Abdelkader d'avoir accepté de diriger cette mémoire avec beaucoup d'attention et de la patience et pour la confiance qu'il m'avait témoigné. Sans oublier sa disponibilité et soutien permanent.*

*Nous remercions également, Monsieur **MOUCHARA** Nabil d'avoir accepté de présider le jury, qui elle permis de lui exprimer ma profond gratitude pour m'avoir conseillée et orientée avec beaucoup de patience.*

*Nous voudrions ensuite remercions Monsieur **MEBARKI** Kadeur membre de jury pour avoir accepté d'évaluer ce travail.*

Et spécialement

*Nous remercions beaucoup Monsieur **ALLEM** Baghdad Monsieur **SERMMOUM** Mohemed, Monsieur **AZZAOUI** Mohemed.*

Enfin, nous remercions tous ceux qui ont du pré ou du loin contribuée à la réalisation de ce travail. On présent notre remerciements et notre gratitude.

Dédicace

Je dédie modeste travaille à :

Mon père: pour leur encouragement et Ma mère: pour sa patience

Les deux êtres les plus chères au monde pour toute leur tendresse et les sacrifices consentis à mon éducation et ma formation et qui n'ont d'égal que le témoignage de la profonde reconnaissance.

A tous mes chère frères et sœur : Hamza, Belkhadem, Abdelhak, Ibrahim, Fatma zohra, Bouchra, Nourhan et Djihad.

A toute la famille Ras el ma et Oudjani

A mes chères amis (khadidja, Fatima, Nadia, Widad, Houria, Sara, Ilham, Bochra, Hasniai, Ikram, Hlima, Daham Mohamed, Miloud, Ahmed, Bekhadra)

Et spécialement

(MekiChahinaz, et toutes les familles Medjdoubet Mokhtari)

Ma promotion Master II Hydrogéologie .

| *kram*

Dédicace

Tout d'abord je remercie dieu que n'a donné la force et le courage.

Je dédie ce modeste travail à mes très chers parents, ma mère et mon père qui beaucoup sacrifié à mon bonheur que m'a encouragé à terminer mes études et à faire cette formation de master (hydrogéologie)

A mes frères (Zakari, Amine, Mebarek, Khalil, Anter)

A ma soeur(Amina)

A toute la famille Mellahi

A mes très chers professeurs qui m'ont orienté et conseillé

A mes amis (Ikrem, Widad, Sara, Ilhem, Mohamed, Abdelhak).

Houria

Dédicace

Je dédie ce mémoire

A mes chers parents mon père et ma mère

*Pour leur patience, leur amour, leur soutien et leur
encouragement*

*A mes frères (Amin, Abdelkader et le plus proche de mon cœur
Monsif)*

A ma famille

*A mes amies et mes camarades (Izo, Chaima, Ikram, Houria,
Sara, Ilhem, et Hasnia, Benji)*

*Son oublier tous les professeurs que ce soit du primaire du
moyen, du secondaire ou de l'enseignement supérieur.*

A tous ceux que j'aime.

Widad

Liste des abréviations

ASTER	:	Advanced Spacebone Thermal Emission and Reflection Radiometer
MNT	:	Modèles numérique du terrain
SIG	:	Système d'information géographique
A	:	Surface
P	:	périmètre
Kc	:	Coefficient de compacité
L	:	Longueur du rectangle équivalent
l	:	Largeur du rectangle équivalent
I_p	:	Indice de pente de ROCHE
I_g	:	Indice de pente globale
I_{mp}	:	Indice de pente moyenne
D	:	Dénivelée
D_s	:	Dénivelée spécifique
O.R.S.T.O.M	:	Office de recherche scientifique et technique outre-mer
P_m	:	Pente moyenne du thalweg principal
D_d	:	Densité de drainage
F1	:	Fréquence des thalwegs d'ordre 1
Fs	:	Fréquence des cours d'eau
C_t	:	Coefficient de torrentialité
C_a	:	Coefficient d'allongement
R_c	:	Rapport de confluence
R_l	:	Rapport des longueurs
t_c	:	Temps de concentration des eaux
P_m	:	Moyenne arithmétique de précipitations
ETP	:	Evapotranspiration potentielle
ETR	:	Evapotranspiration réelle
RFU	:	Réserve en eau facilement utilisable
P	:	Précipitation (mm)
T	:	Température (°C)
R	:	Lame de ruissellement
I	:	Infiltration
I	:	Indice d'aridité de Martonne
I	:	Indice d'aridité de la FAO

FOA: Field operating agencies

ANRH : Agence nationale des ressources hydrauliques

DRE : Direction de ressource en eau

NGF : Nivellement général de la France

NASA : National aeronautics and space administration

SIG : Système d'Information Géographique

ENVI : Environment for visualizing images

ARCGIS : Aeronautical reconnaissance coverage geographic information system

ESRI : Environment systems research institute

WEB : World electronic broadcast

ZIP : Zone improvement plan

TIF : Tagged image format

ESPERE : Estimation de la Pluie Efficace et de la Recharge

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

ESRI : Environmental Systems Research Institute

Eto : Evapotranspiration de référence

Kpa : Kilopascal

BFI : Base flow index

Liste des tableaux

Chapitre I. présentation de la zone d'étude

Tableau I. 1. La répartition altimétrique des surfaces du bassin% des surfaces partielles	7
Tableau I. 2. La répartition des altitudes moyennes entre deux courbes de niveau	9
Tableau I. 3. Répartition des classes de pente de la zone d'étude	10
Tableau I. 4. Données pour le calcul de l'indice de pente de ROCHE	10
Tableau I. 5. Classification du relief selon l'Office de recherche Scientifique d'Outre-Mer	11
Tableau I. 6. Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique selon (O.R.S.T.O.M).....	13
Tableau I. 7. Classification du réseau hydrographique	14
Tableau I. 8. Rapport de confluence.....	18
Tableau I. 9. Rapport de longueur	19
Tableau I. 10. Résultats d'estimation du temps de concentration	20

Chapitre II. Cadre climatique

Tableau II. 1. Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne (1970/1971-2009/2010)	23
Tableau II. 2. Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes (1970/1971-2009/2010)	25
Tableau II. 3. Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes méthodes (1970/1971-2009/2010)	26
Tableau II. 4. Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1970/1971-2009/2010) pour les différentes stations du bassin	27
Tableau II. 5. Pluie saisonnière au niveau des stations du bassin d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)	29
Tableau II. 6. Débits moyens mensuels interannuels (1970/1971-2009/2010)	30
Tableau II. 7. Valeurs moyennes mensuelles des températures dans les différentes stations (1990/1991-2005/2006)	31
Tableau II. 8. Précipitation et températures moyennes mensuelles dans le bassin d'Oued Fekan (1991/1991-2005/2006)	32
Tableau II. 9. Calcul de l'ETP d'après la méthode de Turc et Thornthwaite (1990/1991-2005/2006)	34
Tableau II. 10. Estimation de l'ETP par la méthode de Thornthwaite (1990/1991-2005/2006)	37
Tableau II. 11. Le bilan hydrique par la méthode de Thornthwait (1990/1991-2005/2006)	38

Tableau II. 12. Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station d'Oued Fekan (1990/1991-2005/2006)	41
---	----

Chapitre III .Cadre géologique et hydrogéologie

Tableau III. 1. Unités litho stratigraphie dans le bassin versant de la plaine de Ghriss	46
Tableau III. 2. L'alimentation latérale de la nappe palioquaternnaire	51
Tableau III. 3. Evaluation de la recharge du système hydrogéologique de la plaine de Ghriss ..	52
Chapitre IV. Analyse diachronique de l'impluvium	
Tableau IV. 1. Caractérisation des deux images satellitaires.....	57
Tableau IV. 2. Les classes d'occupation du sol	61
Tableau IV. 3. Composition colorée réalisée à partir de canaux Landsat [31].....	61
Tableau IV. 4. Récapitulatif des résultats obtenus de la classification supervisée	67

Chapitre V. Impact de l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge

Tableau V. 1. Paramètre physiographique de la zone d'étude	73
Tableau V. 2. Estimation de la recharge moyenne mensuelle (mm/mois) par les différentes méthodes retenues, pour les impluviums de 1987 et 2018	79
Tableau V. 3. Estimation du volume infiltré moyenne mensuelle (mm ³ /mois) différent méthodes retenues, pour les impluviums de 1987 et 2018	82
Tableau V. 4. Estimation de la recharge annuelle (mm/an) par les différentes méthodes retenues pour les impluviums de 1987 et 2018.....	85
Tableau V. 5. Estimation du volume annuel l'infiltré (mm ³ /ans) par les différent méthodes retenues, pour les impluviums de 1987 et 2018	87

Liste des figures

Chapitre I. Présentation de la zone d'étude

Figure I. 1. Situation géographique du bassin versant de la Macta et du sous bassin d'Oued Fekan.....	2
Figure I. 2. Principaux Oueds dans le bassin versant de la Macta.....	3
Figure I. 3. Situation géographique du bassin versant d'Oued Fekan par rapport au découpage administratif de la wilaya de Mascara	4
Figure I. 4. Modèle numérique du terrain du bassin versant d'Oued Fekan	5
Figure I. 5. Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques.....	8
Figure I. 6. Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Fekan.....	8
Figure I. 7. Carte des pentes du bassin versant d'Oued Fekan.....	12
Figure I. 8. Réseau Hydrographique du bassin versant d'Oued Fekan.....	14
Figure I. 9. Profil en long.....	15
Figure I. 10. Cours d'eau principal de l'Oued Fekan	16

Chapitre II. Cadre climatique

Figure II. 1. Méthode de Thiessen.....	24
Figure II. 2. Carte en isohyètes d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)	25
Figure II. 3. Variation mensuelle de la pluviométrie dans les différentes stations d'Oued Fekan (1970/1971-2009-2010)	28
Figure II. 4. Variation saisonnière des précipitations dans le bassin d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)	29
Figure II. 5. Débit intermensuel moyen de la station d'Ain Fekan (1970/1971-2009/2010)	30
Figure II. 6. Variation des températures moyennes mensuelles dans le bassin d'Oued Fekan (1990/1991-2005/2006)	31
Figure II. 7. Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Begnoul dans le bassin d'Oued Fekan (1990/1991-2005/2006)	32
Figure II. 8. Variation annuelle des ETP Turc et Thornthwaite (1990/1991-2005-2006)	35
Figure II. 9. Abaque de De MARTONNE.....	39

Chapitre III. Cadre géologique et hydrogéologie

Figure III. 1. Carte géologique simplifiée du bassin versant d'Oued Fekan.....	43
Figure III. 2.. Litho stratigraphie des formations du bassin d'Oued Fekan	45

Figure III. 3. Coupe Hydrogéologique du bassin d'Oued Fekan.....	49
Figure III. 4. Carte piézométrique de la plain de Ghriss	53

Chapitre IV. Analyse diachronique de l'impluvium

Figure IV. 1. Méthodologie suivie dans l'étude diachronique de l'occupation du sol.....	59
Figure IV. 2. Image LANDAST du bassin d'Oued Fekan (1987).....	62
Figure IV. 3. Image LNDAST du bassin versant d'Oued Fekan (2018)	63
Figure IV. 4. Carte d'occupation de sol d'Oued Fekan (1987).....	65
Figure IV. 5. Carte de l'occupation de sol d'Oued Fekan (2018).....	66
Figure IV. 6. La carte de l'impluvium de bassin versant d'Oued Fekan.....	68
Figure IV. 7. Analyse diachronique du sol de l'impluvium (1987-2018).....	68
Figure IV. 8. Evolution spatiotemporelle de l'impluvium (1987-2018).....	69

Chapitre V. Impact de l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge

Figure V. 1. Variation typique du Kc en fonction des stades phénologiques.....	76
Figure V. 2. Courbe de variation du Kc dans ESPERE.....	76
Figure V. 3. Evolution de la moyenne mensuelle de la recharge estimée par les différents méthodes pour les impluviums de 1987et 2018.....	80
Figure V. 4. Evolution du volume infiltré mensuelle estimé par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987et 2018.....	82
Figure V. 5. Evolution annuelle de la recharge estimée par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987 et 2018	85
Figure V. 6. Evolution du volume annuel infiltré par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987et 2018	88
Figure V. 7. Impact de variabilité spatiotemporelle de l'impluvium sur le volume sur le volume annuel infiltré	89

Sommaire

Liste des abréviations

Liste des tableaux

Liste des figures

Introduction

Chapitre I. Présentation de la zone d'étude

1. Le bassin versant de la Macta	2
1.1. Localisation du bassin versant d'Oued Fakan.....	3
2. Caractéristiques de forme	4
2.1. Modèle numérique de terrain (ASTRE).....	4
2.2. La surface (A).....	5
2.3. Le périmètre (p).....	5
2.4. Coefficient de Gravelius La surface (Kc)	5
2.5. Le Rectangle équivalent	6
2.6. Répartition altimétrique du bassin versant	6
2.7. Indice de pentes	9
2.8. Indice de pentes de ROCHE	10
2.9. Indice de pente globale	11
2.10. Indice de pente moyenne.....	11
2.11. La dénivelée	12
2.12. La dénivelée spécifique.....	12
3. Caractéristique hydrographique du bassin versant	13
3.1. Hiérarchisation du réseau	13
3.2. Profil en long	14
3.3. Pente moyenne du thalweg principale (Pm)	16
3.4. Densité de drainage	16
3.5. Fréquence des thalwags d'ordre 1 (F1)	17
3.6. Fréquence des cours d'eau (Fs).....	17
3.7. Coefficient de torrencialité	17
3.8. Coefficient d'allongement	17
3.9. Rapport de confluence	18
3.10. Rapport des longueurs	18

3.11. Temps de concentration des eaux	19
4. Conclusion	21

Chapitre II. Cadre climatique

I. Introduction	22
2. Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin	22
2.1. Moyenne arithmétique	22
2.2. Méthode de Thiessen	22
2.3. Méthode des isohyètes	24
3. Variabilité mensuelle des précipitations	26
4. Régime pluviométrique saisonnier	28
5. Débits	30
6. Température de l'air	31
7. Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls (1952)	32
8. Evapotranspiration	33
8.1. Evapotranspiration potentielle.....	33
8.2. Evapotranspiration réelle	35
9. Régime climatique	39
9.1. Indice d'aridité de De Martonne (1926)	39
9.2. Indice d'aridité de la FAO	40
10. Bilan hydrologique	40
10.1. Estimation du ruissellement	40
10.2. Estimation de l'infiltration	41
11. Conclusion	41

Chapitre III. Cadre géologique et hydrogéologie

I. Introduction	42
2. Contexte géologique et structural	42
2.1. Au Nord et au Nord-Ouest de la plaine	42
2.2. La bordure Sud	42
2.3. Au Nord-Est de la plaine.....	42
2.4. La plaine proprement dit	43
3. Litho-stratigraphie	43
3.1. Le secondaire	43
3.1.1. Le Trias	43
3.1.2. Le Jurassique	44

3.1.3. Le Crétacé	44
3.2. Le tertiaire	44
3.2.1. L'Eocène	44
3.2.2. L'Oligocène	44
3.2.3. Le Miocène	45
3.2.4. Le Pliocène	45
3.3. Le Quaternaire	45
3.4. Tectonique	46
4. Contexte hydrogéologique	47
4.1. Aquifères de la région	47
4.1.1. Aquifère des alluvions plio-quaternaires	47
4.1.2. Aquifère des calcaires et grès du pliocène	48
4.1.3. Aquifère des calcaires dolomitiques du Jurassique	48
4.2. Limites des nappes	49
4.3. L'exutoire et l'alimentation	50
4.4. Etude du bilan de la nappe	50
4.4.1. Alimentation de la nappe	51
4.5. La piézométrie	52
4.5.1. Définition	52
4.5.1. Interprétation	53
5. Conclusion	54

Chapitre IV. Analyse diachronique de l'impluvium

1. Introduction.....	56
2. Apport de la géomatique aux études spatiotemporelles de l'occupation du sol	56
3. Méthodologie	56
3.1. Données utilisées	56
3.1.1. Les images satellitaires Landsat	57
3.2. Outils de travail	57
3.2.1. Logiciel ENVI version 4.7	58
3.2.2. Logiciel ARCGIS version 10.5	58
3.2.3. Logiciel Google earth	58
3.3. Étude diachronique de l'occupation du sol	59
3.3.1. Prétraitement des données	59

3.3.2. Assemblage des bandes	60
3.3.3. Corrections radiométriques	60
3.3.4. Extraction de notre zone d'étude	60
3.3.5. La classification des images	60
3.3.6. L'interprétation visuelle des images satellite	61
4. Résultats et analyses	61
4.1. La classification supervisée.....	64
4.2. Segmentation d'image	64
4.3. Analyses des cartes d'occupation du sol	64
5. Impluvium	67
5.1. Analyse diachronique de l'impluvium	69
6. Conclusion	70
 Chapitre V. Impact de l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge	
1. Introduction.....	71
2. Estimation de la recharge	71
2.1. Code de calcul ESPERE	72
3. Méthodologie adoptée	72
4. Méthodes adoptées lors de l'estimation de la recharge avec ESPERE	72
4.1. Données disponibles	72
4.2. Etat de l'art des méthodes utilisées	73
4.2.1. Les méthodes empiriques	73
4.2.1.1. Kessler	73
4.2.1.2. Guttman et Zuckerman (1995) (cités par Weiss and Gvirtzman, 2007)	74
4.2.2. Les méthodes de bilan hydrologiques	74
4.2.2.1. Algorithmes de Thornthwaite et Dingman	77
4.2.3. Les méthodes de filtre des débits	77
5. Résultats obtenus	78
5.1. Variabilité mensuelle de la recharge relative aux impluviums de 1987 et 2018	78
5.2. Variabilité annuelle de la recharge relative aux impluviums de 1987 et 2018	84
5.3. Impact de la variabilité spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge	89
6. Conclusion	90
Conclusion générale	91
Résumé	92
Références bibliographiques	93

Introduction générale

Introduction Générale

Le bassin versant d'oued Fekan est une région à vocation agricole caractérisée par un climat semi-aride. L'eau souterraine y constitue la principale source d'approvisionnement pour la population locale. Cette ressource se concentre généralement dans la nappe alluviale du plio-quadernaire (Nappe de Ghriss),

Afin, d'assurer la pérennité de cette ressource qui devient de plus en plus rare, il est impératif d'évaluer leur capacité à se renouveler. Dans cette optique, la connaissance du taux de recharge des nappes aquifères est d'un intérêt particulier dans toute étude de quantification et de bonne gestion des aquifères, ainsi qu'à une protection durable (**in El hadraoui Y., 2013**). Face à cette situation, nous tenterons de mettre en évidence les conséquences des stratégies adoptées par les services gestionnaires dans les années quatre-vingt sur la recharge.

L'évolution et le contrôle de la recharge de la nappe alluviale nécessitent alors l'analyse et l'intégration des différents facteurs qui favorisent l'infiltration, Elle dépend du contexte météorologique, mais aussi des caractéristiques géomorphologiques (pente, rugosité,...), de la superficie de l'impluvium, des propriétés des sols (couverture végétale, type de sol, épaisseur de la réserve utile) et des propriétés hydrodynamiques des formations du sous-sol. Sa connaissance est nécessaire pour réaliser le bilan hydrologique d'un aquifère et estimer sa réserve renouvelable.

Par définition, et selon le dictionnaire hydrogéologique, l'impluvium est l'aire dans laquelle se produit l'infiltration des eaux de précipitations ou de ruissellement alimentant une nappe, une couche aquifère déterminée (**Scanlon B et al., 2002**). S'il s'agit uniquement d'infiltration d'eaux de précipitation, elle coïncide avec l'impluvium, au sens restreint.

L'objectif principal de cette recherche consiste à déterminer l'impact de l'évolution spatiale de l'impluvium durant la période 1987-2018 sur le taux de la recharge des eaux souterraines.

Ce travail s'articule autour de 5 chapitres :

- Le premier chapitre est consacré à la présentation de la zone d'étude ;
- Le deuxième chapitre vise l'étude climatique de la région d'intérêt ;
- Le troisième chapitre fait apparaître les principales caractéristiques géologiques et hydrogéologiques ;
- Le quatrième chapitre traite l'analyse diachronique de l'impluvium ;
- Le cinquième chapitre présente l'impact de l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge.

Chapitre I

Présentation de la zone d'étude

1. Le bassin versant de la Macta

Le bassin versant d'Oued Fekan fait partie intégrante du bassin versant de la Macta qui s'étend sur une superficie de 14 750 km².

Le bassin versant de la Macta est situé en Algérie occidentale, sous le code n°11, (Fig I.1) est constitué de 16 sous bassins ; il est délimité par :

- La chaîne de montagneuse du Tessala au Nord-Ouest ;
- Les hauts plateaux de Ras-el-Ma et les plaines de Maalifs au Sud ;
- Les plateaux de Telagh et les monts de Tlemcen qui sont le prolongement des monts de Béni-Chougrane à l'Ouest ;
- Les monts de Saïda et à l'Est.

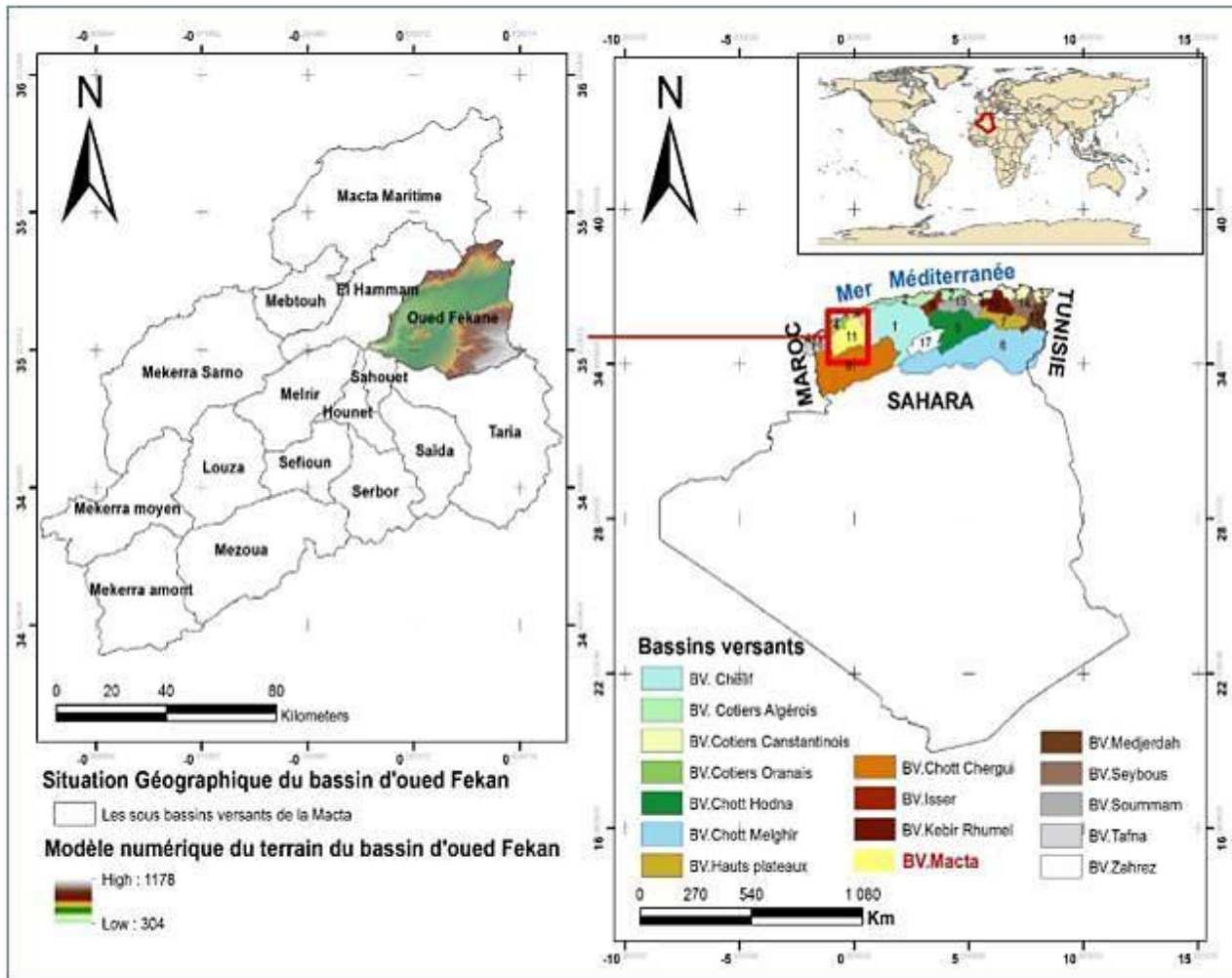


Figure I. 1. Situation géographique du bassin versant de la Macta et du sous bassin d'Oued Fekan

Le bassin de la Mecta est traversé par deux principaux cours d'eau, l'Oued Mekerra à l'Ouest et l'Oued El Hammam à l'Est. Ces cours d'eau se rejoignent non loin de la côte Méditerranéenne pour former la Mecta (Fig I.2).

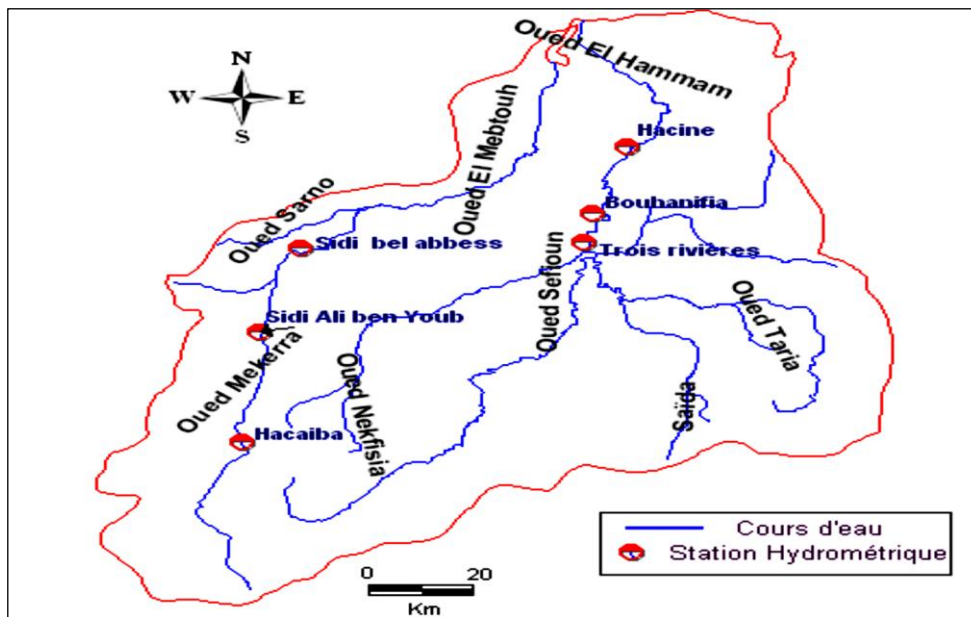


Figure I. 2. Principaux Oueds dans le bassin versant de la Mecta

1.1. Localisation du bassin versant d'Oued Fakan

Le bassin versant d'Oued Fekan fait partie du grand bassin de la Mecta qui est situé au nord-ouest de l'Algérie (Fig I.1). Il est compris entre la latitude 35°15' et 35°50' nord et la longitude 0° Ouest et 0°40' Est. Il couvre une superficie globale de 1194,38 km². Ce bassin correspond à une zone topographique rigoureusement plane 304 m avec des reliefs de bordures qui s'élèvent à environ 1178 m.

L'Oued Fekan est limité par les monts de Beni-Chourine au Nord, les monts de Saïda au Sud, le Djebel Ouilles à l'Ouest et le plateau de Tighina à l'Est.

Il couvre totalement ou partiellement 23 communes de la wilaya de Mascara qui sont : El bordj, Ain Farés, Kalouga, Sedalia, Tighina, Sidi Kadar, Moussa, Mascara, Mamounia, El Kurt, Tazi, Frôla, Matamore, Sidi Boussand, Lesotho, Garous, Alouf, Magda, Feniane, Oued Tarai, Gris, Urjourn, Ain Fekan (Fig I.3) (in Dahmani A., 2010).

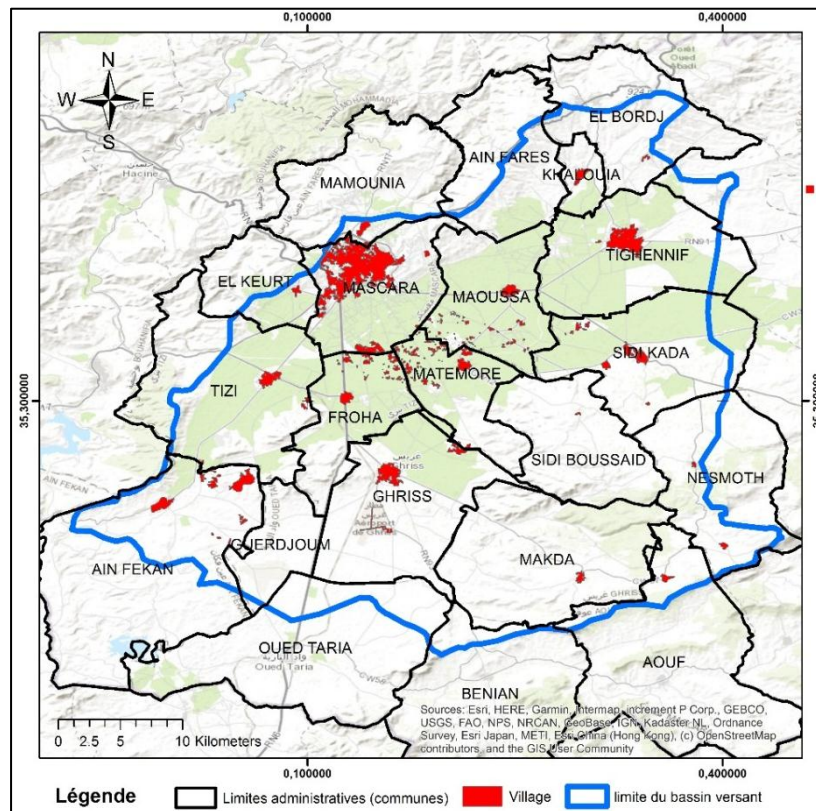


Figure I. 3. Situation géographique du bassin versant d'Oued Fekan par rapport au découpage administratif de la wilaya de Mascara

2. Caractéristiques de forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus important. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court et auront ainsi les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple, l'indice de compacité de Gravelleuse KC (1914) (in Otmane A., 2015).

2.1. Modèle numérique de terrain (ASTRE)

La détermination des différentes variables physiographiques caractéristiques de chaque bassin versant étudié est obtenue en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques du terrain (MNT) qui permettent la numérisation des différentes variables physiques étudiées (in Dahmani A., 2010).

Un modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation numérique simplifiée de la surface d'un territoire, en coordonnées altimétriques et planimétriques, calée dans un repère géographique (**in Dahmani A., 2010**)

Pour cette étude, nous avons utilisé un modèle numérique de terrain ASTER d'une résolution spatiale de 30 m (Fig I.4), qui nous a permis de créer des cartes thématiques au moyen de SIG (système d'information géographique).

Dans notre cas, on a utilisé cette technique pour déterminer la topographie, la pente, le réseau hydrographique, la carte hypsométrique et les limites du bassin versant.

2.2. La surface (A)

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface. La superficie du bassin versant est mesurée à l'aide du logiciel Arcgis 10.5.

$$A = 1194,38 \text{ Km}^2$$

2.3. Le périmètre (p)

Le périmètre du bassin versant est obtenu directement à l'aide du logiciel Arc gis 10.5.

$$P = 167,69 \text{ km}$$

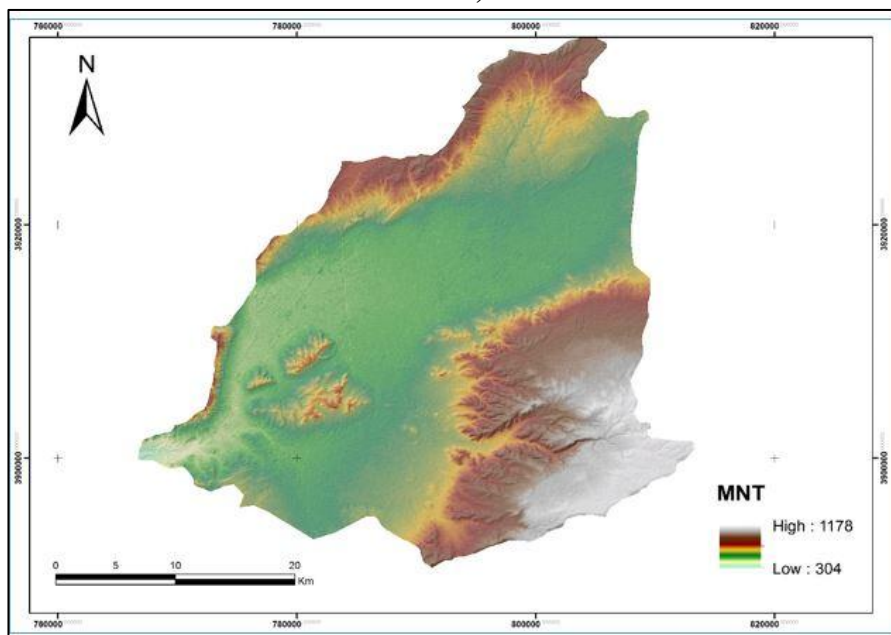


Figure I. 4. Modèle numérique du terrain du bassin versant d'Oued Fekan

2.4. Coefficient de Gravelius (KC)

La caractéristique de forme la plus utilisée est le "coefficient K_C de Gravelius". Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface (appelée aussi coefficient de compacité) (**in Dahmani A., 2010**).

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} = 1.35$$

Avec :

A : superficie du bassin versant (1194,38 Km²) ;

P : périmètre du bassin versant (167,69 km) ;

K_C = 1.35 > 1.12 ce qui traduit un allongement modéré du bassin versant.

2.5. Le Rectangle équivalent

C'est un modèle établi par roche, il est défini comme un rectangle de longueur (**L**) et de largeur (**I**) qui a la même surface (**A**) et le même périmètre (**P**) que le bassin, l'exutoire est représenté par une des largeurs du rectangle et les courbes de niveau par les parallèles.

La notion de rectangle équivalent a été introduite dans l'étude géomorphologique des bassins et elle permet la comparaison des bassins entre eux du point de vue de l'influence de la forme sur les l'écoulement, en possédant la même superficie et le même périmètre que le bassin conséquent le même indice de compacité (**in Bakkoussa S., 2020**).

- La longueur du rectangle équivalent (L)

$$L = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{A} [1 + \sqrt{1 - (\frac{1.128}{K_c})^2}] = 64.02 \text{ km}$$

- La largeur du rectangle équivalent (I)

$$I = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{A} [1 - \sqrt{1 - (\frac{1.128}{K_c})^2}] = 18.65 \text{ km}$$

On définit le rectangle équivalent est que l'on peut rencontrer des bassins plus compacts carré, l'équation n'a alors de racines réelles.

Le tracé des droites de niveau du rectangle découle directement de la répartition hypsométrique, c'est-à-dire des pourcentages cumulés des tranches d'altitudes

2.6. Répartition altimétrique du bassin versant

Le relief a une influence évidente sur les vitesses de ruissèlement. Une pente plus forte correspondra à une durée plus faible de concentration des eaux dans les affluents et le cours principal (**in Otmane A., 2018**).

Le relief est indiqué sur les cartes topographiques par la disposition de la valeur des courbes de niveaux. La carte qui différencie les différentes tanches d'altitudes est appelée la carte hypsométrique (Fig I.6).

Le relief est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique. Celle-ci est obtenue en planimétrant les surfaces comprises entre les courbes de niveau. Chaque tranche d'altitude correspond à une superficie et un pourcentage de la surface totale du bassin versant. On établit

un diagramme des fréquences altimétriques sur lesquelles on porte les tranches d'altitudes en ordonnée et les superficies cumulées leur correspondant en abscisse (Fig I.5).

On peut considérer cette courbe comme sorte de profil du bassin et grâce à elle on peut déduire l'altitude moyenne, l'altitude médiane et l'altitude la plus fréquente comme il est démontré plus en bas.

Tableau I. 1. La répartition altimétrique des surfaces du bassin% des surfaces partielles

Tranches d'altitude (m)	Surfaces partielles S_i (km^2)	% des surfaces partielles S_i/S_t	Surfaces partielles cumulées $\sum S_i$ (km^2)	% des Surface partielles Cumulées ($\sum S_i/S_t$)
304-400	6.13	0.52	6.13	0.52
400-500	464.05	38.85	470.18	39.37
500-600	307.22	25.72	777.40	65.09
600-700	145.80	12.21	923.20	77.3
700-800	122.76	10.28	1045.96	87.58
800-900	67.49	5.65	1113.45	93.23
900-1000	58.09	4.86	1171.55	98.09
1000-1178	22.84	1.91	1194.38	100

▀ **Altitude maximale**

Elle correspond au point le plus haut du bassin $H_{\max} = 1178 \text{ m}$

▀ **Altitude minimale**

Elle correspond au point le plus bas du bassin $H_{\min} = 304 \text{ m}$

▀ **Altitude la plus fréquente**

Elle correspond au maximum du diagramme des fréquences altimétriques

$$H_{\text{fréq}} = 670 \text{ m}$$

▀ **Altitude médiane**

Elle correspond à 50% de la surface du bassin suivant la courbe hypsométrique :

$$H_{\text{med}} = 670 \text{ m}$$

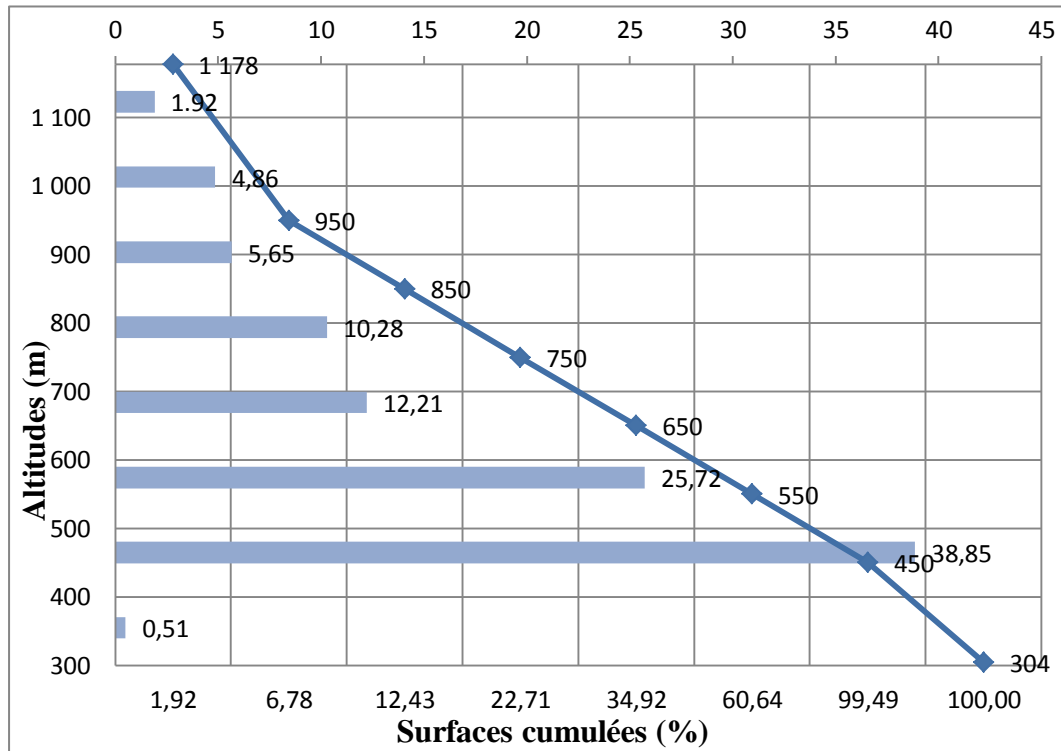


Figure I. 5. Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques

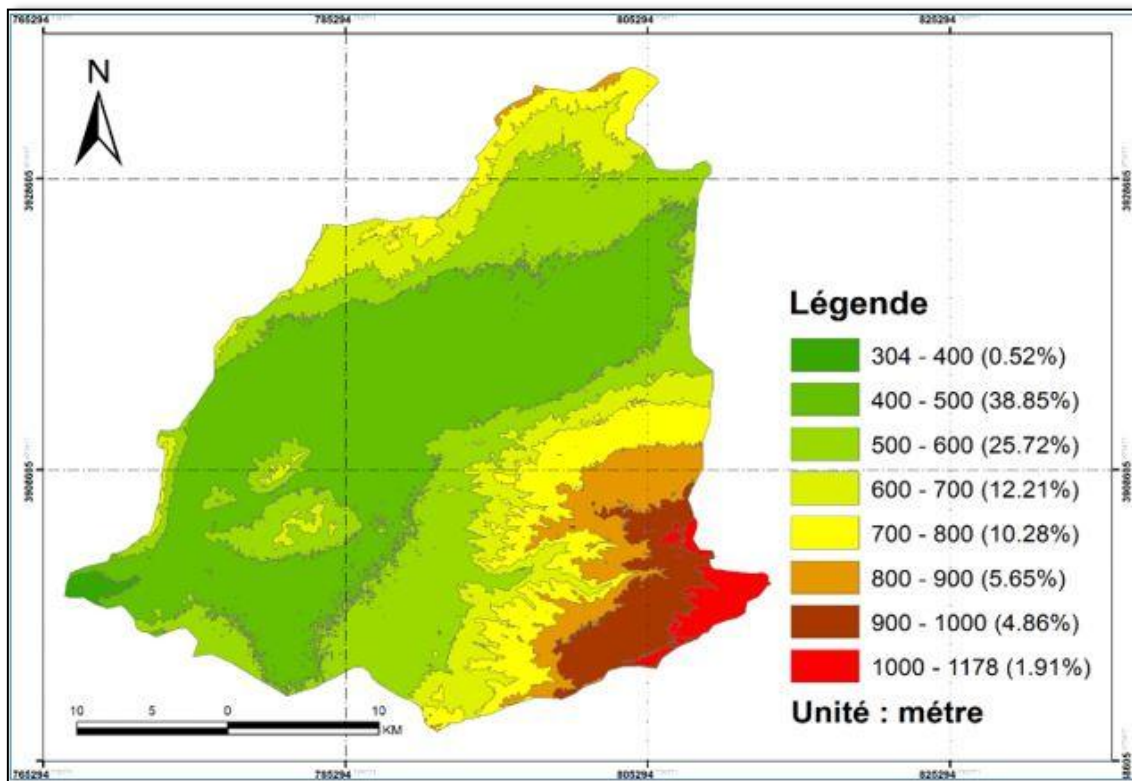


Figure I. 6. Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Fekan

▀ Altitude moyenne

c'est le rapport de la somme des surfaces élémentaires par les altitudes moyennes correspondantes sur la surface totale du bassin versant (**in Otmane A., 2015**).

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum(H_i * a_i)}{A}$$

Avec :

H_i : L'altitude moyenne entre deux courbes de niveau ;

a_i : Surface entre deux courbes de niveau en Km^2 ;

A : Surface totale du bassin versant en Km^2 .

Les valeurs de (H_i) et ($H_i \cdot a_i$) sont représentées dans le tableau I.2.

Tableau I. 2. La répartition des altitudes moyennes entre deux courbes de niveau

Tranches d'altitude (m)	H_i (m)	a_i (km^2)	$H_i a_i$ (km^2)
304-400	352	6.13	2157.76
400-500	450	464.05	208 822.50
500-600	550	307.22	168 971 .00
600-700	650	145.80	94 770.00
700-800	750	122.76	92 070.00
800-900	850	67.49	57 366.50
900-1000	950	58.09	55 185.50
1000-1178	1089	22.84	24 872.76
	$\Sigma = 1194.38$		$\Sigma = 704 216.02$

2.7. Indice de pentes

La pente (l'inclinaison du terrain) est un facteur important dans plusieurs phénomènes hydrologiques au sein d'un bassin versant. Cette inclinaison est influencée par la Roche en place, les sols, le ravinement, la distribution et la quantité des pluies et enfin l'activité de l'homme (**in Otmane A., 2015**).

Un classement bien défini des différentes pentes était une donnée essentielle pour l'analyse fondamentale d'une étude (Fig I.7).

Tableau I. 3. Répartition des classes de pente de la zone d'étude

Pente (°)	Surface A_i (km^2)	Taux de recouvrement (%)
0 – 3	339.5	28.43
3 – 6	422.81	27.75
12.5 – 25	93.35	7.82
>25	7.22	0.60

2.8. Indice de pentes de roche

C'est un indice proposé par Roche en 1963 ; I_p est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondéré par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage (in Dahmani A., 2010).

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{x_i (a_i - a_{i-1})} = 5.62 \%$$

Avec

x_i : Fraction de la surface du bassin comprise entre les cotes (a_i) et (a_{i-1}) fonction donnée par le tableau hypsométrique ;

L : longueur du rectangle équivalent (m) ;

($a_i - a_{i-1}$): Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m).

Tableau I. 4. Données pour le calcul de l'indice de pente de ROCHE

Altitudes	x_i (Km^2)	($a_i - a_{i-1}$) en (m)	$\sqrt{x_i (a_i - a_{i-1})}$
1000 – 1178	22.84	178	2.02
900 – 1000	58.09	100	3.22
800 – 900	67.49	100	3.47
700 – 800	122.76	100	4.67
600 – 700	145.80	100	5.09
500 – 600	307.22	100	7.39
400 – 500	464.05	100	9.09
304 – 400	6.13	96	1.04
		$\Sigma = 35.99$	

2.9. Indice de pente globale

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, on a proposé un indice encore plus simple : **la pente globale**. Il est calculé à partir de la courbe hypsométrique (in Otmane A., 2018).

$$I_g = \frac{(H_{95\%} - H_{5\%})}{L} = 0.0115$$

$$I_g = 1.15 \text{ m/Km}$$

Tableau I. 5. Classification du relief selon l'Office de recherche Scientifique d'Outre-Mer (O.R.S.T.O.M)

R₁	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R₂	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
R₃	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
R₄	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
R₅	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
R₆	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
R₇	Relief très fort	$0,1 < I_g$

Avec

$H_{5\%}$: l'abscisse à 5% dans la courbe hypsométrique (360 m) ;

$H_{95\%}$: L'abscisse à 95% dans la courbe hypsométrique (1100 m) ;

L : longueur du rectangle équivalent.

D'après la classification d'O.R.S.T.O.M (tableau I.5) notre bassin se caractérise par un relief modéré.

2.10. Indice de pente moyenne

La pente moyenne apporte des renseignements importants sur la topographie du bassin, sur le ruissellement et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. Elle est définie comme le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur (in Otmane A., 2018).

$$I_{mp} = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L} = 1.36\%$$

2.11. La dénivelée

Bien souvent, on définit la "**dénivelée D**" comme étant la différence de côte entre **H5%** et **H95 %** :

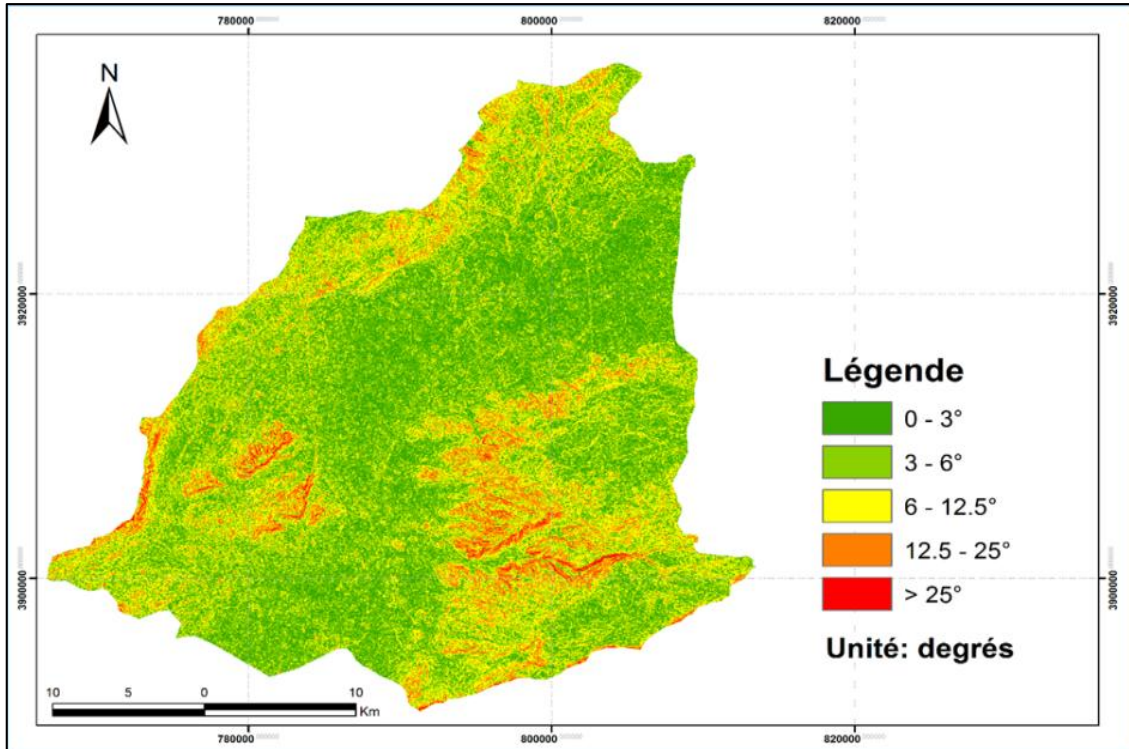


Figure I. 7. Carte des pentes du bassin versant d'Oued Fekan

2.12. La dénivelée spécifique

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes (in Dahmani A., 2010)

La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient, elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à \sqrt{A} :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{A} = D \sqrt{1/L} = 397 \text{ m}$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$) et de la forme du bassin ($1/L$). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M, indépendante des surfaces des bassins :

Tableau I. 6. Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique selon (O.R.S.T.O.M)

1	Relief très faible	$D_s < 10 \text{ m}$
R ₂	Relief faible	$10 \text{ m} < D_s < 25 \text{ m}$
R ₃	Relief assez faible	$25 \text{ m} < D_s < 50 \text{ m}$
R ₄	Relief modéré	$50 \text{ m} < D_s < 100 \text{ m}$
R ₅	Relief assez fort	$100 \text{ m} < D_s < 250 \text{ m}$
R ₆	Relief fort	$250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$
R ₇	Relief très fort	$500 \text{ m} < D_s$

D'après la deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M ci-dessus, le bassin d'Oued Fekan correspond à la classe R₆, (Relief fort).

Alors à la lumière des deux classifications d'O.R.S.T.O.M on peut dire que le bassin versant de l'Oued Fekan se caractérise par un relief modéré à fort.

3. Caractéristique hydrographique du bassin versant

3.1. Hiérarchisation du réseau

La classification topologique du réseau hydrographique est effectuée sur une méthode proposée initialement par Horton en 1945 puis modifiée par Strehler en 1947 (tableau I.7). Elle est la plus utilisée aujourd'hui (**in Bakkoussa S., 2020**), son principe est comme suit :

- Tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre (1) ;
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $(n + 1)$;
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

La forme et la hiérarchie d'un réseau hydrographique sont impérativement gouvernées par différents facteurs qui sont :

- La géologie (plissement, nature du substratum, accidents ...) ;
- Climat (humidité, précipitations ...) ;
- Pente des terrains ;
- Présence humaine.

Le bassin versant d'Oued Fekan est drainé par un système hydrographique comportant Oued Fekan caractérisé par un débit de base très régulier, dû aux apports des nappes profondes par les sources d'Ain Fekan, Oued Moussa, qui se situe au Nord Est de Mascara et à l'Ouest de Tighina. Prenant naissance sur le plateau d'El Bordj, au-delà de la localité de Mascara, il rejoint la plaine de Gheriss où ses eaux s'infiltrent.

Tableau I. 7. Classification du réseau hydrographique

Ordre	1	2	3	4	Total
Nombre	39	10	3	1	53
Longueur (km)	202.59	92.46	44.96	28.42	368.43
Longueur moyenne (km)	5.19	9.25	14.99	28.42	57.58

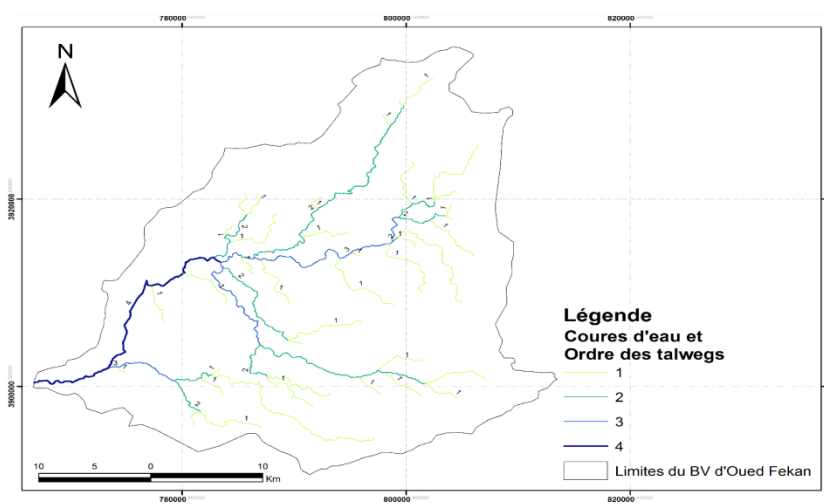


Figure I. 8. Réseau Hydrographique du bassin versant d'Oued Fekan

3.2. Profil en long

Le profil en long (Fig I.9) relatif au cours d'eau principal de l'Oued Fekan (Fig I.10) et ses principaux affluents permettent d'apporter des éléments complémentaires à la densité de drainage, au vu du rôle déterminant de la pente des talwegs sur le ruissellement superficiel et sur la vitesse d'écoulement lors des crues. Le talweg principal de l'Oued Fekan est d'une longueur de 61.5 km compris entre les côtes 500 m et 340 m.

L'Oued Fekan présente des variations de pentes importantes. Le profil fait apparaître l'existence d'une pente relativement forte en amont et aval du bassin (0.6 % et 0.3%), tandis que le centre du profil est caractérisé par une pente faible (0.1%) au niveau des

altitudes les plus fréquentes. Ces variations de pente sont liées de changements du faciès lithologique et aux conditions tectoniques au niveau de la plaine.

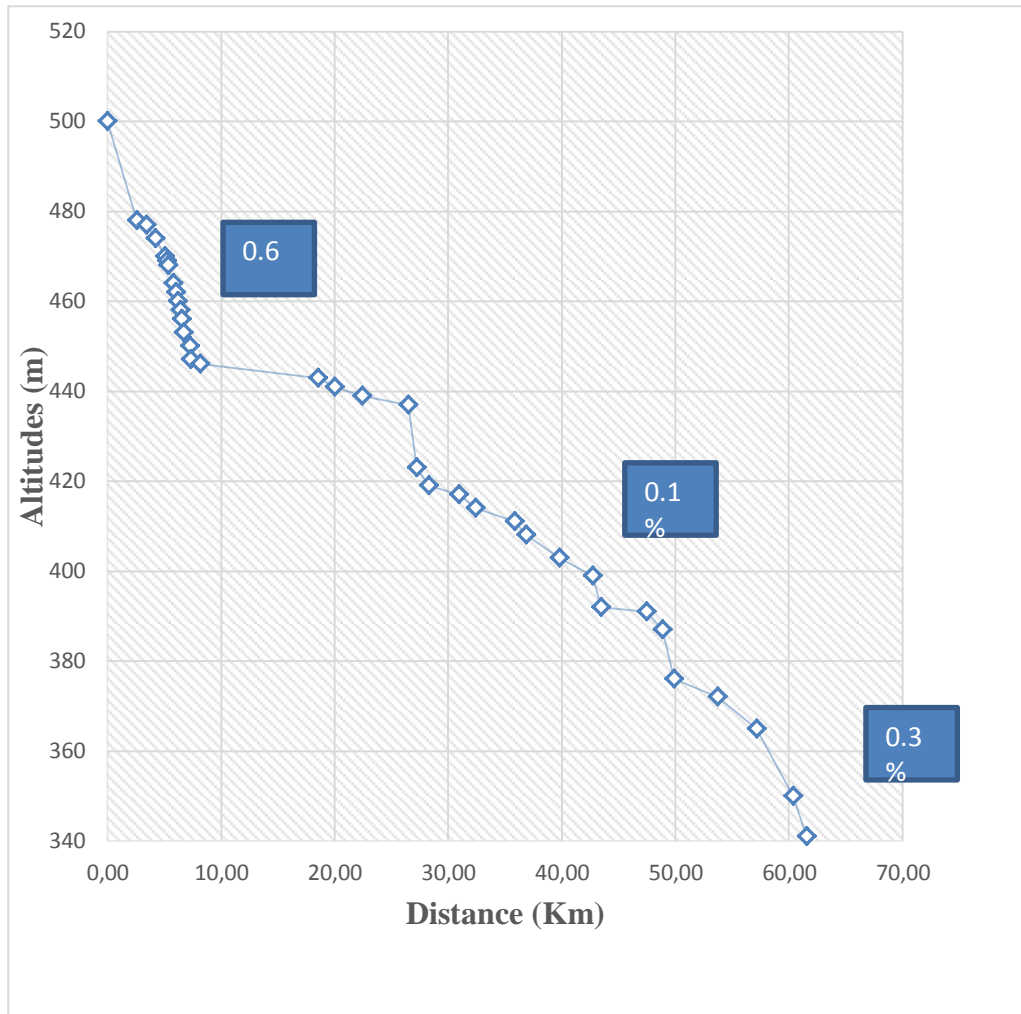


Figure I. 9. Profil en long

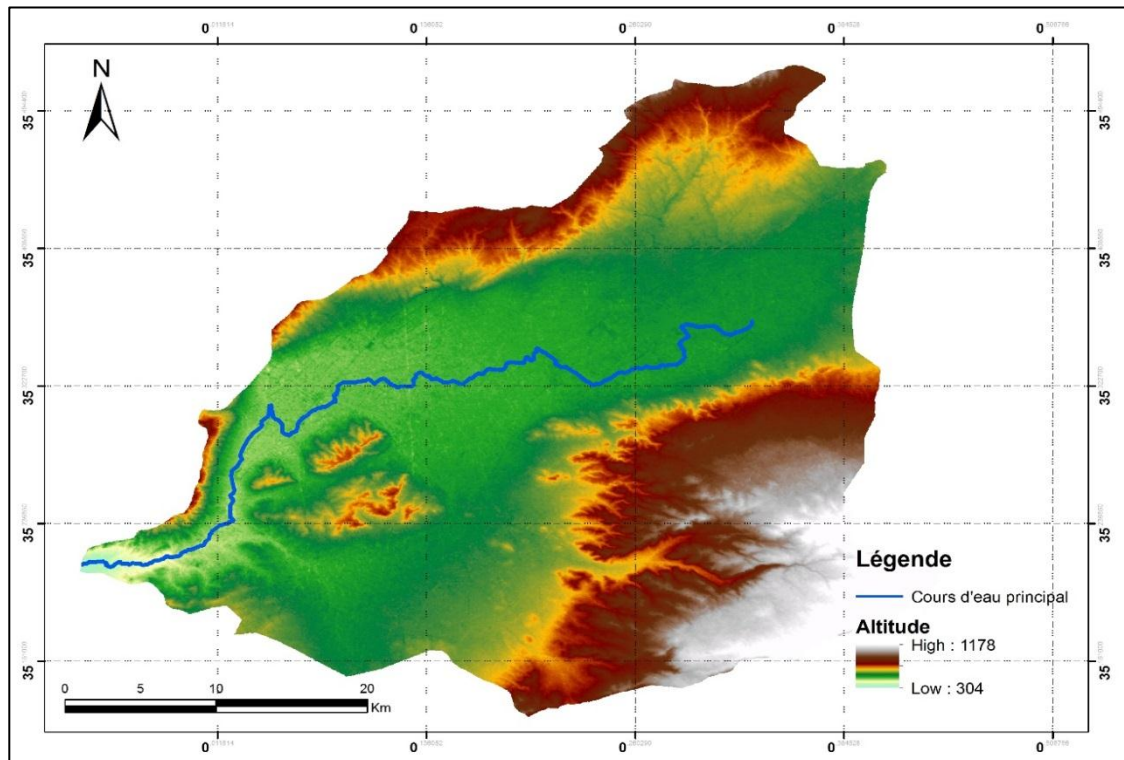


Figure I. 10. Cours d'eau principal de l'Oued Fekan

3.3. Pente moyenne du thalweg principale (Pm)

Elle est définie par le rapport de la dénivelée (ΔH) à la longueur comprise entre deux points suffisamment éloignés du cours d'eau principal (ΔL).

$$p_m = \frac{\Delta H}{\Delta L} = 0.258 \%$$

3.4. Densité de drainage

La densité de drainage est étroitement liée à deux facteurs principaux : la lithologie et l'abondance des précipitations, elle nous permet d'apprécier le réseau hydrographique dans le bassin versant (in Otmane A., 2018).

Elle est exprimée par le rapport de la longueur totale des cours d'eau contenue dans un bassin versant (L) à la surface de ce dernier (A).

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A} = 0.30 \text{ km/km}^2$$

La densité de drainage qui exprime la dissection générale du relief est variable à l'échelle des sous bassin où la superficie et la répartition des chevelus hydrographique jouent un rôle déterminant dans la compensation de la densité de drainage. Cette dernière est généralement moyenne (0.30 Km/Km^2) pour l'ensemble du bassin de l'Oued Fekan ce qui est une caractéristique des régions semi-arides, elle résulte à l'échelle zonale de l'intensité des précipitations et leur répartition saisonnière, de l'état du couvert végétal et par l'absence des sols.

La densité de drainage temporaire est élevée par rapport à la densité de drainage permanent cette situation s'explique par un terrain accidenté et la fréquence élevée des confluences, cette forte densité jointe le plus souvent à la forte pente, favorisant les crues rapides et puissantes avec un transport solide très élevé (in Bakkoussa S., 2020).

3.5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1)

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant

$$F_s = N_1/A = 0.032 \text{ Km}^{-2}$$

Avec

N_t : nombre total des cours d'eau ;

A : la surface (Km^2).

3.6. Fréquence des cours d'eau (Fs)

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface

$$F_s = N_t/A = 0.044 \text{ Km}^{-2}$$

Avec

N_1 : nombre total des cours d'eau d'ordre 1 ;

A : la surface (Km^2).

3.7. Coefficient de torrentialité C_t

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires et de la densité de drainage. Il met en évidence le caractère torrentiel du chevelu hydrographique.

$$C_t = D_d \cdot F_1 = D_d \cdot N_1/A = 0,0096$$

Ce qui traduit le type de zone semi-aride.

Avec

D_d : densité de drainage ;

F_1 : Fréquence des thalwegs d'ordre 1.

3.8. Coefficient d'allongement (C_a)

Il est donné par la relation suivante

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \text{ et } L_0 = \frac{\sum L_m}{n} = 8.47$$

Avec

C_a : Coefficient d'allongement ;

A : Superficie du bassin versant en km^2 ;

L_0 : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque Oued ;

n : nombre d'ordre ;

L_m : Longueur moyenne des thalwegs de même ordre (km).

3.9. Rapport de confluence (R_c)

Il est donné par la relation suivante

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}}$$

Avec

N_n : nombre de thalwegs d'ordre n ;

N_{n+1} : nombre de thalwegs d'ordre $n+1$.

Tableau I. 8. Rapport de confluence

Ordre	1/2	2/3	3/4	Moyenne
Rapport de confluence	3.9	3.33	3	3.41

3.10. Rapport des longueurs

Il est défini comme le rapport entre la longueur moyenne des thalwegs d'ordre ($n+1$) par celui des thalwegs d'ordre (n) (tableau I.9).

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n}$$

Avec

R_l : rapport de longueur ;

L_n : longueur moyenne des thalwegs d'ordre n ;

L_{n+1} : longueur moyenne des thalwegs d'ordre $n+1$.

Tableau I. 9. Rapport de longueur

Ordre	1	2	3	4	Moyenne
Longueur moyenne de thalweg	5.19	9.25	14.99	28.42	
Rapport de longueur	1.78	1.62	1.89		1.76

3.11. Temps de concentration des eaux (t_c)

C'est le temps mis par une particule d'eau tombée sur le point le plus éloigné du bassin versant pour arriver à l'exutoire. Le temps de concentration est souvent compris comme le temps entre la fin du ruissellement direct. En pratique, c'est une grandeur difficile à évaluer. Pour son calcul, nous utilisons les formules suivantes (in Dahmani A., 2010).

a) Formule de Giandotti (Sud Italie, 1937)

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8 \sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}} = 17.33 \text{ heures}$$

Avec

t_c : temps de concentration (heure) ;

A : superficie du bassin (km^2) ;

L : longueur du thalweg principal (km) ;

H_{moy} : altitude moyenne (m) ;

H_{min} : altitude minimale (m).

b) Formule de Kirpich :

Cette formule est applicable pour les zones arides et semi-arides, elle est définie par :

$$t_c = 0.6615 L^{0.77} I_g^{0.385} = 17.16 \text{ h}$$

Avec

L : longueur du bassin versant (km) ;

I_g : Indice de la pente globale

c) Formule d'Izzard-Meunier

$$t_c = \beta \frac{A^{0.312}}{I^{0.325}}$$

Avec

t_c : temps de concentration (minute) ;

A : surface du bassin versant (km^2) ;

B : coefficient de Meunier valant $\beta = 331$ pour un bassin versant végétalisé et $\beta = 145$ lorsque le bassin versant est dégradé ;

I : pente moyenne le long du thalweg en %.

d) Formule de Basso

Cette formule a été élaborée en 1973 par Basso sur une base de données de bassins versants d'Amérique centrale.

$$t_c = 0.067 \cdot \frac{L^{1.155}}{(H_{\max} - H_{\min})^{0.385}} = 8.61 \text{ h}$$

Avec

t_c : Temps de concentration (heure) ;

L : Longueur du thalweg principal (km) ;

H_{\max} : Altitude maximal (km) ;

H_{\min} : Altitude minimale (km).

e) Formule de Passini

$$t_c = \frac{0.108 (A \cdot L)^{1/3}}{I^{1/2}} = 36.70 \text{ h}$$

Avec

L : Longueur du plus long thalweg (m) ;

I : Pente moyenne (%) ;

A : Aire du bassin versant (km^2) ;

T_c : Temps de concentration (heure).

Tableau I. 10. Résultats d'estimation du temps de concentration

Méthode	Giandotti	Kirpich	d'Izzard-Meunier	Basso	Passini	Moyenne
T_c (h)	17.33	17.16	19.94	8.61	36.70	19.94

D'après le (tableau I.10), les seules formules qui semblent donner une valeur acceptable du temps de concentration pour le bassin d'Oued Fekan sont les méthodes de Giandotti, Izzard-Meunier et celle de Kirpich. Le temps de concentration estimé par la

formule de Passini nous semble relativement exagéré alors que celle de Basso est sous-estimée.

Le temps de concentration déterminé par la formule de Giandotti apparaît donc comme la plus adaptée au bassin de l'Oued Fe kan. Par ailleurs, cette formule a été vérifiée par plusieurs auteurs dans le contexte méditerranéen (Bertrand, 2004, Morena, 2000 et Bouanani, 2004). D'une manière générale, le bassin versant d'Oued Fe kan présente un temps de concentration plus long : 17 heures, en raison de la prédominance de la plaine en allant vers l'exutoire avec l'augmentation de la surface du bassin et sa forme allongée.

4. Conclusion

Les différents paramètres morphométriques et hydrographiques qui agissent sur les variations du régime de l'écoulement, montrent que le bassin versant est caractérisé par une forme allongée qui a un coefficient de compacité égal à 1.35, ce qui traduit un développement de l'érosion linéaire.

Le relief, facteur déterminant de l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation, est caractérisé par une altitude comprise entre 1178 m et 304 m avec une moyenne de 589.60 m.

Les indices de pente permettent de caractériser l'évolution géomorphologique de l'ensemble du bassin. La pente moyenne, paramètre important pour la détermination du temps de concentration, est égale à 1.36%.

La dénivelée spécifique est de 397 m, ce qui traduit un relief fort. Le profil en long, présente trois tronçons distincts, le premier entre 500 m et 450 m d'altitude avec une pente inférieure à 0.6%, entre 450 m et 399 m avec une pente de 0,3 % et un dernier tronçon qui correspond à une tranche d'altitude entre 399 m et 340 m avec une faible pente qui ne dépasse pas 0.1%.

La densité de drainage du chevelu hydrographique du bassin versant est d'environ 0.30 km/km², ce qui indique un réseau hydrographique relativement moyen.

Le coefficient de torrentialité est de 0.0096 ce qui signifie que la zone est de type semi-aride. Le temps de concentration est égal à 17.33 heures. La fréquence des cours d'eau est de 0.044.

Le rapport de confluence est relativement important 3.41 et qui traduit un réseau hydrographique moins organisé. Quant au rapport des longueurs est de l'ordre de 1.76 ce qui confirme le régime fluvial à l'état normal.

Chapitre II

Cadre climatique

1. Introduction

Le climat est l'ensemble des actions de l'atmosphère : humidité, Pluit, température, vents. C'est l'élément naturel sur lequel l'homme n'a aucune influence directe (sauf le cas particulier des irrigations). C'est un facteur essentiel du développement des plantes, de la formation et de l'évolution des sols. Ses principales composantes ont une influence importante sur l'érosion.

2. Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin

Comme dans toute étude pluviométrique, nous sommes référés à une période d'observation qui s'étale du premier Septembre 1970 au 31 Août 2010.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour le calcul de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin versant :

2.1. Moyenne arithmétique

C'est la méthode la plus simple, mais non la plus précise. Elle consiste à faire la moyenne arithmétique P des valeurs enregistrées à tous les pluviomètres (**Saad B., 2014**). Elle est définie par la relation :

$$P_m = \bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n}$$

P_m : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin (mm) ;

P_i : Précipitations moyennes annuelle au +niveau de chaque station (mm) ;

n : Nombre de stations d'observation, $n=3$.

2.2. Méthode de Thiessen

C'est l'une des méthodes les plus rapides et les plus utilisées, elle consiste à diviser la surface du bassin en polygones, dans lesquels on attribue à chaque poste pluviométrique un poids proportionnel à une zone d'influence. Un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale du pluviomètre correspondant que toute autre pluviomètre (Fig II.1) (**in Otmane A., 2018**).

La construction est la suivante :

- Les stations disponibles étant reportées sur une carte ;
- On trace une série de droite reliant les stations adjacentes ;
- Au milieu de chacune de ces droites on prend une perpendiculaire ;

- Les intersections de ces médiatrices déterminent un certain nombre de polygones, pour chacun des quels la hauteur moyenne des précipitations est prise égale à celle de la station comprise à l'intérieur du polygone qui l'entoure.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n SiPi}{St}$$

Avec :

\bar{P} : Pluie moyenne sur l'ensemble du bassin (mm) ;

Si : Surface élémentaire d'égales précipitations (mm²) ;

Pi : Précipitations moyennes sur la surface élémentaire qui est égale à celle de la station située à l'intérieur de la surface élémentaire (mm) ;

St : Surface totale du bassin (mm²) ;

La méthode de Thiessen donne les résultats suivants :

Tableau II. 1. Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne (1970/1971-2009/2010)

Nom	Pi (mm)	Si (km2)	Si (mm2)	PiSi
Matmoure	296,7675	361,22	3,61.10 ¹⁴	1,07.10 ¹⁷
Maoussa	299,2975	371,91	3,72.10 ¹⁴	1,11.10 ¹⁷
Froha	285,0625	460,63	4,61.10 ¹⁴	1,29.10 ¹⁷
$\sum Si$		1,19.10 ¹⁵		
$\sum PiSi$			3,50.10 ¹⁷	
Pluie moy	293,03			

Le bassin versant de l'Oued Fekan présente diverses zones pluviométriques bien distinctes (Fig II.1).

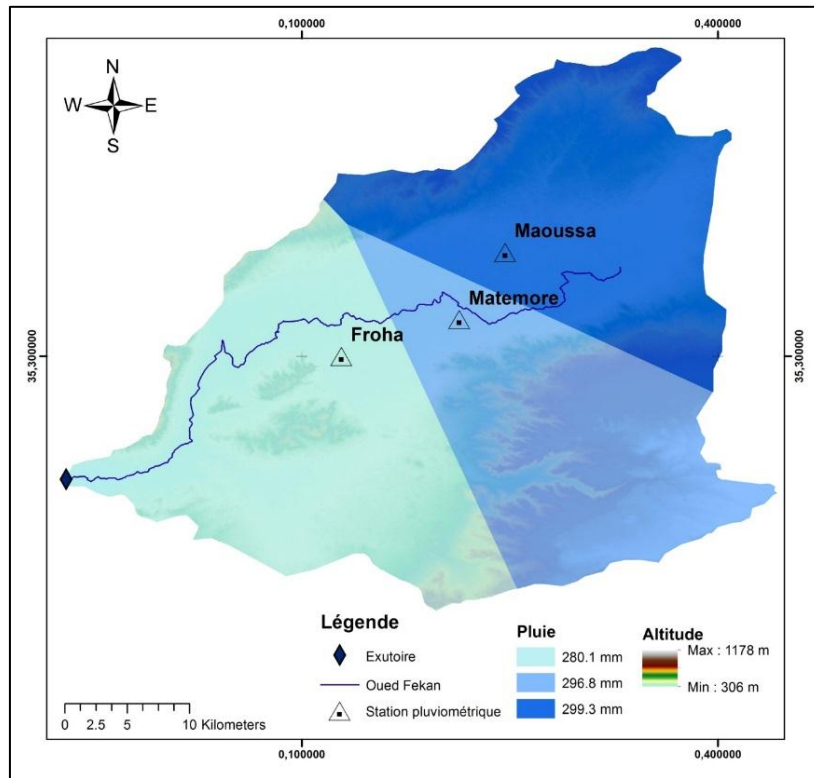


Figure II. 1. Méthode de Thiessen

2.3. Méthode des isohyètes

Pour passer à la pluie moyenne (Pm) tombée sur la surface totale du bassin (St), on planimètre chacune des surfaces élémentaires (Si) délimitées par les isohyètes (Pi) et (Pi+1). Comme le montre le tableau II.2 (in Otmane A., 2018).

On calcule (\bar{P}) précipitée sur la surface du bassin en prenant les précipitations moyennes entre les deux isohyètes successives, par la surface comprise entre ces isohyètes, en totalisant ces produits et en divisant sur la surface totale du bassin versant.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n SiPi}{St}$$

Avec :

\bar{P} : Pluie moyenne tombée sur le bassin (mm) ;

P i : Précipitations moyennes entre les isohyètes successives (mm) ;

Si : Surface comprise entre deux isohyètes successives (km²) ;

St : Surface totale du bassin versant (km²).

A partir des valeurs de la pluie moyenne interannuelle (1970/1971-2009/2010) des trois stations retenues, on a dressé une carte des isohyètes (Fig II.2) qui représente la répartition des pluies couvrant la période 1970/1971-2009/2010.

Tableau II. 2. Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes (1970/1971-2009/2010)

Isohyètes	Pi (mm)	Si (km ²)	Si (mm ²)	PiSi
260-270	265	158,7	1,58.10 ¹⁴	4,20.10 ¹⁶
270-280	275	118,49	1,18.10 ¹⁴	3,25.10 ¹⁶
280-290	285	132,38	1,32.10 ¹⁴	3,77.10 ¹⁷
290-300	295	784,19	7,84.10 ¹⁴	2,31.10 ¹⁷
Σ Si		1,19.10 ¹⁵		
Σ PiSi		3,43.10 ¹⁷		
Pluie moy		287,92		

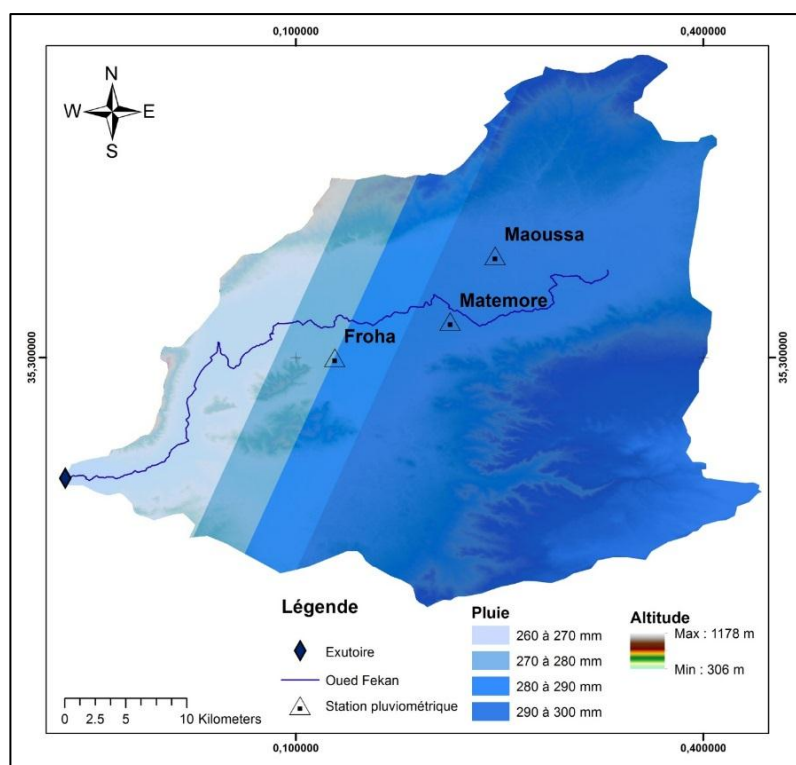


Figure II. 2. Carte en isohyètes du bassin versant d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)

La valeur de la pluie moyenne annuelle des sous bassins de l'Oued Fekan calculées par les méthodes ci-dessus est résumée dans le tableau II.3.

Tableau II. 3. Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes méthodes (1970/1971-2009/2010)

Méthode	Moyenne arithmétique	Thiessen	Isohyètes
Oued Fekan	293.70	293.03	287.92

3. Variabilité mensuelle des précipitations

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1970/1971-2009/2010), traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle.

L'étude de cette variation inter-mensuelle et inter-saisonnière des précipitations s'avère déterminante sur l'écoulement fluvial saisonnier et sur le comportement hydrologique annuel de l'Oued (**in Otmane A., 2018**).

Le mois le plus pluvieux diffère d'une station à l'autre (tableau II.4 et Figure II.3), mais en général, il se situe soit en hiver (Décembre ou Février) ou au printemps pendant le mois de Mars. Les mois les plus secs sont représentés par Juillet et Août.

Tableau II. 4. Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1970/1971-2009/2010)

Pour les différentes stations du bassin d'Oued Fekan

Station	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
Matmoure	17,13	26,45	37,57	32,86	38,00	35,69	39,76	30,63	25,32	6,24	2,15	4,98
Maoussa	15,79	30,04	38,00	42,14	37,81	33,49	37,82	27,78	26,12	4,40	1,76	4,01
Froha	14,24	24,07	36,86	35,55	34,80	39,70	37,60	27,48	25,07	4,48	1,17	4,05

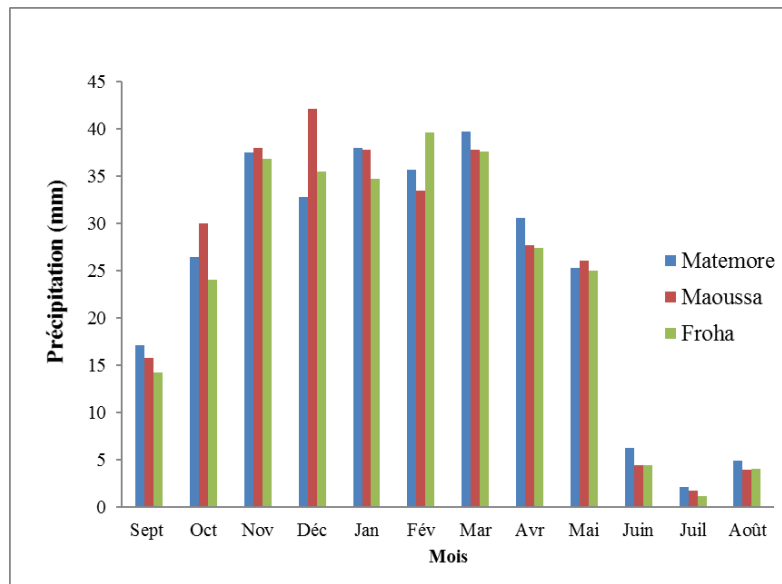


Figure II. 3. Variation mensuelle mensuelle de la pluviométrie dans les différentes stations d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)

Une période déficitaire où les précipitations sont inférieures à la moyenne mensuel de l'année. Or il s'avère d'après le graphique que les mois dits secs, sont Juin, Juillet et Août au niveau de toutes les stations et le minimum est atteint en Juillet.

Une période excédentaire où les précipitations sont supérieures à la moyenne mensuelle de l'année, elle débute en Septembre et s'achève en Mai, avec un premier maximum en Novembre et un deuxième en Mars dans les différentes stations du bassin.

4. Régime pluviométrique saisonnier

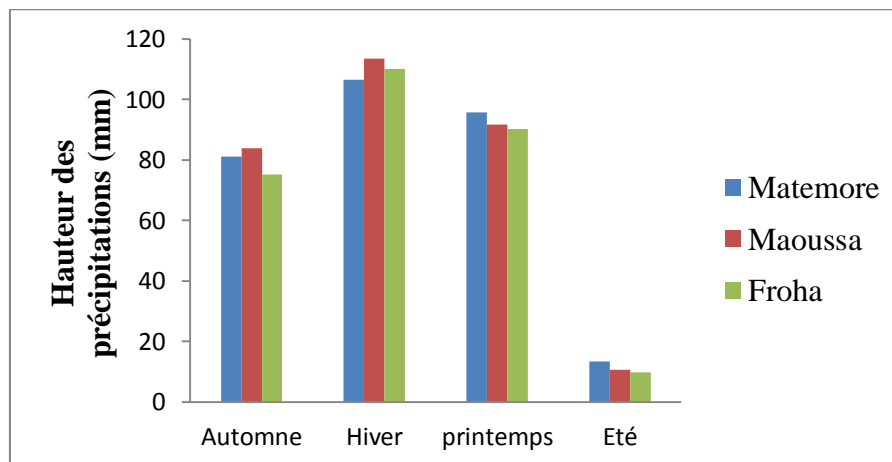
On appelle régime de pluie, la lame d'eau de la hauteur des précipitations entre les diverses périodes, le plus souvent entre les diverses saisons de l'année. La répartition saisonnière des pluies, dans les stations du bassin de l'Oued Fekan (tab II.5) permet de distinguer un régime pluviométrique continental. Ce régime est caractérisé par une lame d'eau tombée en automne équivalente environ à la quantité de pluie printanière (environ 29% de la moyenne annuelle) et une proportion de pluie hivernale relativement élevée soit 37% des précipitations annuelles, alors que la saison d'été est caractérisée par une faible quantité des précipitations soit un pourcentage de 03% de la moyenne annuelle.

Tableau II. 5. Pluie saisonnière au niveau des stations du bassin d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)

Stations	Automne		Hiver		Printemps		Eté	
	P (mm)	P (%)	P (mm)	P (%)	P (mm)	P (%)	P (mm)	P (%)
Matmoure	81,14	27,37	106,55	35,90	95,70	32,24	13,36	4,50
Maoussa	83,82	28,02	113,43	37,92	91,71	30,65	10,68	3,39
Froha	75,17	26,37	110,03	38,60	90,14	31,65	9,69	3,40
Moyenne	80,04	27,24	110,00	37,47	92,52	31,51	11,24	3,76

L'analyse de la répartition des précipitations saisonnières représentées par la figure II.4, montre que :

- Les saisons les plus humides pour l'ensemble du bassin sont l'hiver avec une moyenne de 110 mm et un maximum de 113.43mm à la station Moussa, vient ensuite le printemps avec 92.52 mm, L'automne est moyennement pluvieux dû certainement aux différentes averses qui caractérisent cette saison ;
- La saison la plus sèche est l'été avec seulement 11.24 mm en moyenne.

**Figure II. 4.** Variation saisonnière des précipitations dans le bassin d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)

5. Débits

Le tableau II.6 et la figure II.5 représentant l'évolution des débits moyens mensuel dans le bassin versant d'Oued Fekan durant la période (1970/1971-2009/2010), montre que les débits minimaux caractérisant le mois juillet avec $0.203 \text{ m}^3/\text{s}$ et les débits maximum se manifestent durant le mois de mars. Il y'a une nette irrégularité dans l'écoulement entre deux périodes d'intensité différentes :

- Une période des hautes eaux entre janvier et mai ;
- Une période des basses eaux entre juin et décembre. Les étiage se produisent en général juin jusqu'à octobre.

Tableau II. 6. Débits moyens mensuels interannuels (1970/1971-2009/2010) (in Dahmani A., 2010)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
Q moy (m^3/s)	0.211	0.222	0.289	0.260	0.305	0.436	0.472	0.356	0.361	0.214	0.203	0.206

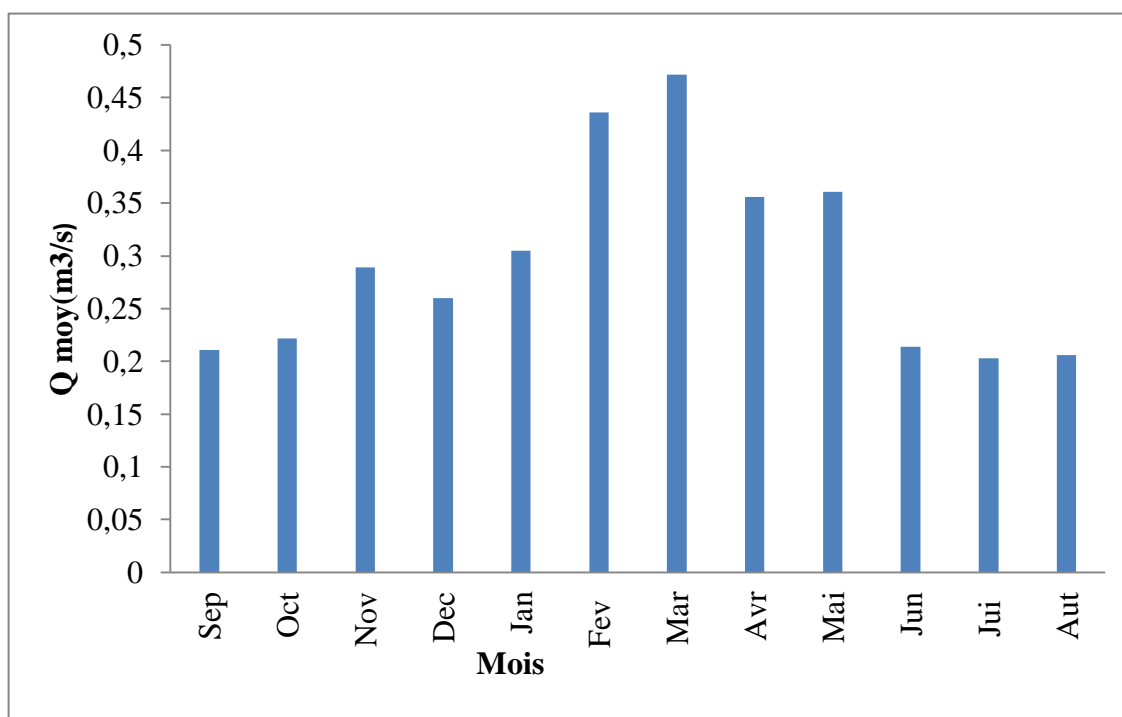


Figure II. 5. Débit intermensuel moyen du bassin versant d'Oued Fekan (1970/1971-2009/2010)

6. Température de l'air

La température de l'air est l'un des effets le plus important de la radiation solaire et un grand nombre de phénomènes physique (évaporation, gel de l'eau, gelée blanche, dilation). Cette dernière est aussi un paramètre indispensable pour l'estimation du bilan hydrologique (in Abdelouahab A., 2016).

L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est primordiale, car c'est elles qui nous permettent d'évaluer les déficits d'écoulement.

Les températures moyennes mensuelles observées dans les différentes stations sont portées dans le tableau II.7.

Tableau II. 7. Valeurs moyennes mensuelles des températures dans les différentes stations (1990/1991-2005/2006)

Mois	Spet	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
T (°C)	22.86	18.67	13.12	10.11	8.86	9.68	12.31	14.30	18.67	23.29	26.93	27.04

La figure II.6 et le tableau II.7, mettent en évidence la division de l'année en deux saisons thermiques :

Une saison froide comprise entre le mois de Novembre et Avril, une autre chaude allant de Mai à Octobre. Juillet et Août sont les mois les plus chauds avec plus de 27°C, le mois le plus froid est Janvier (8.86°C).

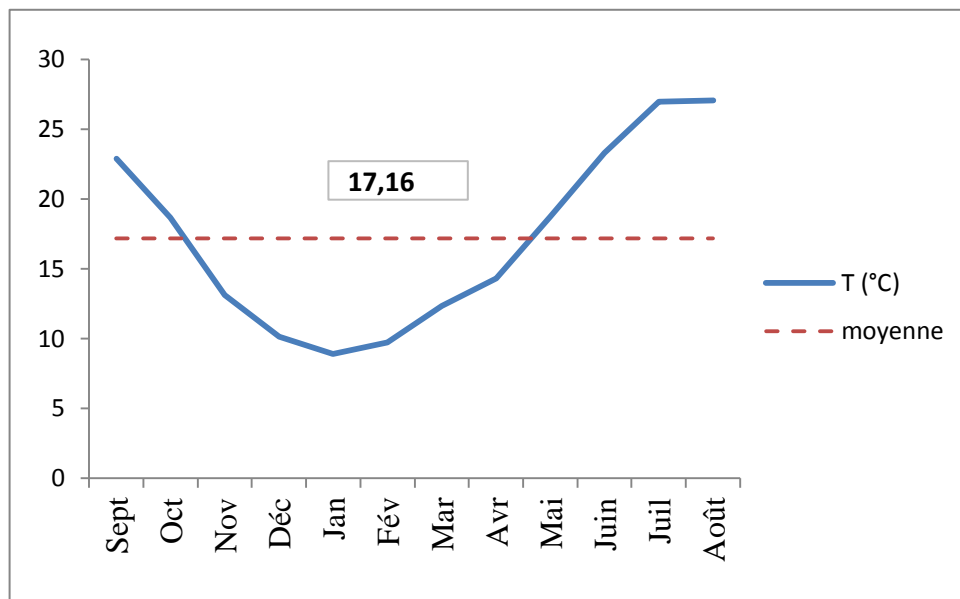


Figure II. 6. Variation des températures moyennes mensuelles dans le bassin d'Oued Fekan (1990/1991-2005/2006)

7. Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls (1952)

Le diagramme pluviothermique ou Ombrothermique de Bagnouls et Gausсен est une représentation graphique où sont reportés en abscisses les mois, en ordonnées les températures suivant une échelle arithmétique et les précipitations suivant une échelle arithmétique double. Selon Bagnouls et Gausсен, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes (°C) ($P > 2T$) dans le cas contraire, un mois est dit sec (**in Otmane A., 2018**).

Tableau II. 8. Précipitation et températures moyennes mensuelles dans le bassin d'Oued Fekan (1991/1991-2005/2006)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
P (mm)	21	28.8	46.3	37.3	36.8	41.3	37.2	29.5	20.4	6	1.6	2.4
T (°C)	22.33	18.01	13.15	10.20	8.85	10.08	12.61	14.62	19.03	23.24	26.81	26.50

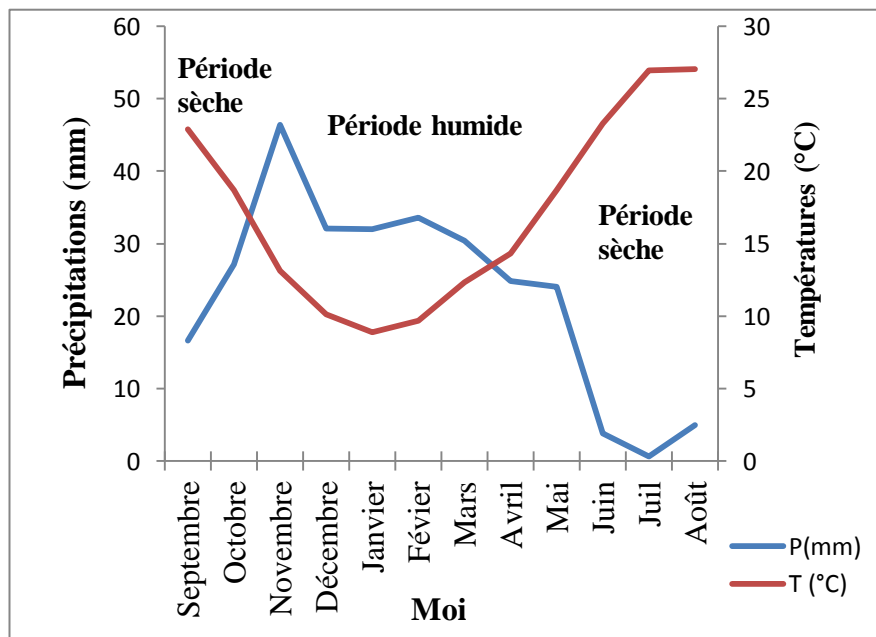


Figure II. 7. Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls dans le bassin d'Oued Fekan (1990/1991-2005/2006)

Le diagramme Ombrothermique établi, $\{P = f(2T)\}$, montre l’alternance de deux saisons (Fig II.7, tab II.8) :

- Une saison humide, qui s’étend pratiquement d’Octobre à Avril,
- Une saison sèche, couvrant le reste des mois de l'année.

8. Evapotranspiration

C'est le passage de la phase liquide de la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau (Ludovice O., 2004).

8.1. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée à partir d'un stock d'eau libre, dans des conditions d'alimentation excédentaires (Bouchet R., 1963). Elle dépend de plusieurs facteurs bioclimatiques qui sont variables dans l'espace et dans le temps, notamment de l'ensoleillement, de la température, des précipitations, de l'humidité, du vent et du couvert végétal...

Pour l'estimation des évapotranspirations potentielles mensuelles, nous avons utilisé deux formules : celle de Thornthwaite et de Turc.

a) Formule de Thornthwaite et al (1957)

Thornthwaite a été le premier à adopter la notion de l'évapotranspiration potentielle, en partant d'expériences réalisées sur divers climats : humide, subhumide et semi-aride, suivant la formule :

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a K$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm) ;

T : Température moyenne mensuelle (°C) ;

I : Indice thermique annuel : soit la somme des indices thermiques mensuels (i) calculés selon la formule :

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1.514}$$

a : Constante fonction de l'indice thermique annuel :

$$a = 0.016 * I + 0.5$$

K : coefficient de correction en fonction de la latitude et du mois.

Cette méthode est largement utilisée mais tend à surestimer les valeurs de l'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température.

b) Formule de Turc (1954)

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'ensoleillement. Cette formule est la suivante :

$$ETP = 0.4(Ig + 50)k \frac{t}{t + 15}$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm) ;

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C) ;

Ig : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour).

$$Ig = IgA \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right)$$

Avec :

IgA : Radiation globale théorique (calorie/cm²/jour) ;

H : Durée théorique des jours du mois ;

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieur à 50% (généralement le cas pour nos climats).

Tableau II. 9. Calcul de l'ETP d'après la méthode de Turc et Thornthwaite (1990/1991-2005/2006)

Station	T (c)	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)
Oued Fekan	17.16	963.5	891.36

Les calculs de l'ETP d'après la méthode de Turc et Thornthwaite sont établis par le programme élaboré par Benadda, 2000.

Les courbes (Fig II.8) montrent que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont supérieures à celles de l'ETP de Thornthwaite et que l'évapotranspiration a tendance à une stabilisation. La méthode de Turc surestime les valeurs de l'ETP.

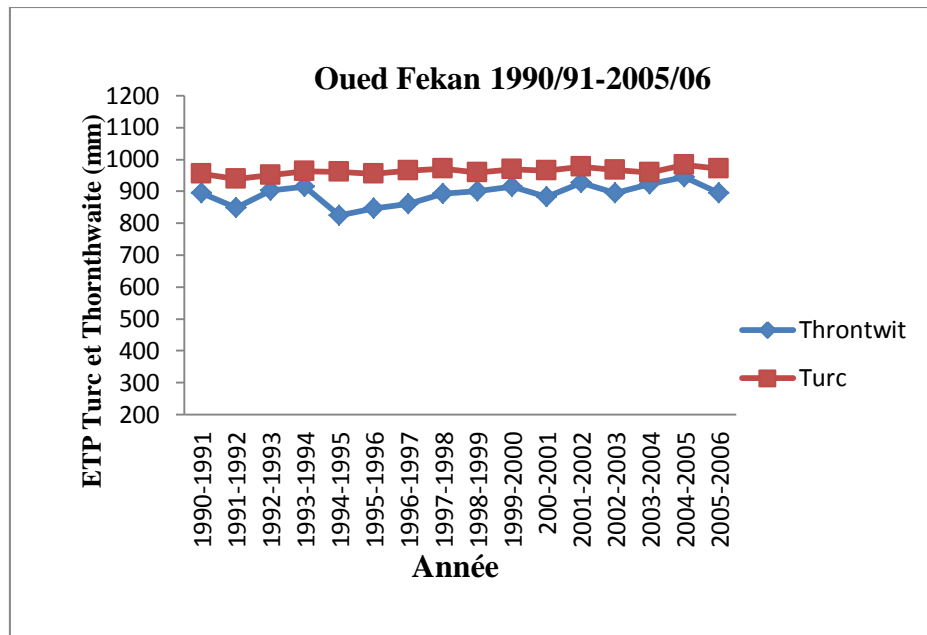


Figure II. 8. Variation annuelle des ETP Turc et Thornthwaite (1990/1991-2005-2006)

8.2. Evapotranspiration réelle

Elle est considérée comme la somme des quantités de vapeur d'eau réellement évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique. Plusieurs formules ont été proposées pour évaluer cette quantité. Selon les données disponibles nous avons utilisé les formules de Turc, de W .C. Thornthwaite (**in Abdelouahab A., 2016**).

a) Formule de Turc (1961)

Est basée sur des observations réalisées sur des cases lysimétriques implantées sur bassins versants Turc a établi la relation suivante

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ Avec } L = 300 + 25t + 0.05t^3$$

Avec

ETR : Evapotranspiration réelle (mm/an) ;

P : Hauteur annuelle de pluie (mm) ;

t : Température moyenne annuelle (°C) ;

L : pouvoir évaporant ;

ETR : 293.55 mm/an.

b) Méthode de Bilan hydrique simplifié selon W.C. Thornthwaite

Cette méthode se base sur la notion de RFU (réserve en eau facilement utilisable). Nous admettons que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (RFU), cette eau peut être reprise par l'évaporation par l'intermédiaire des plantes (Lecarpentier, 1975).

La quantité d'eau emmagasinée dans la RFU varie entre 0 (la RFU vide) et 200 mm (RFU max) suivant la nature des sols et sous-sols considérés (Zaidi M., 2016).

Ce bilan est fondé sur l'hypothèse suivante :

Satisfaction du pouvoir évaporant $ETR=ETP$, c'est-à-dire avant qu'il y ait un écoulement quelconque, il faut d'abord satisfaire l'ETP. Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie du mois P, de l'ETP et de la RFU.

– Si $P > ETP$, alors :

✓ $ETR = ETP$

✓ Il reste un excédent ($P - ETP$) qui est affecté en premier lieu à la RFU, et si la RFU est complète à l'écoulement Q

– Si $P < ETP$: On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETP soit :

✓ $ETR = P + \min(RFU, ETP-P)$

✓ $RFU = 0$ où $RFU + P - ETP$

– Si $RFU = 0$, la quantité ($Da = ETP - ETR$) représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Tableau II. 10. Estimation de l'ETP par la méthode de Thornthwaite (1990/1991-2005/2006)

Mois	Spet	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août
T (°C)	22.86	18.67	13.12	10.11	8.86	9.68	12.31	14.30	18.67	23.29	26.93	27.04
I	9.99	7.35	4.31	2.90	2.38	2.72	3.91	4.91	7.35	10.27	12.80	12.88
ETP non corrigé	102.69	71.21	37.63	23.49	18.50	21.71	33.53	43.97	71.21	106.21	138.10	36.38
K	1.03	0.97	0.86	0.84	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16
ETP corrigé	105.90	69.15	32.38	19.99	16.10	18.48	34.56	47.95	86.29	128.70	170.19	161.66
	891.36mm par an											

Tableau II. 11. Le bilan hydrique par la méthode de Thornthwait (1990/1991-2005/2006)

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou	Année
P (mm)	16.61	27.15	46.33	32.04	31.98	33.54	30.43	24.87	24.03	3.77	0.26	4.98	276.45
ETP (mm)	105.90	69.15	32.38	19.99	16.10	18.48	34.56	47.95	86.29	128.70	170.19	161.66	891.36
RFU (mm)	0.00	0.00	13.96	26.01	30.00	30.00	25.88	2.81	0.00	0.00	0.00	0.00	30.00
ETR (mm)	16.61	27.15	32.38	19.99	16.10	18.48	34.56	47.95	26.84	3.78	0.67	4.99	249.49
DA (mm)	89.29	42.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	59.46	124.93	169.52	156.67	641.87
Ecoulement (mm)	0.00	0.00	0.00	0.00	11.90	15.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	26.96

Selon le tableau II. 11, nous distinguons deux saisons :

- $P > ETP$: de Novembre jusqu'au mois de Février.
- $ETP > P$: du mois de Mars jusqu'à Octobre.

9. Régime climatique

9.1. Indice d'aridité de Martonne (1926)

La classification d'Emmanuel De Martonne est fondée sur un indice d'aridité qu'il a défini en 1926 comme le rapport entre les précipitations et les températures dont la formule est la suivante :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C).

Cette formule permet de trouver le type de climat qui règne dans le sous bassin versant, ce dernier est défini en fonction de la valeur de cet indice (Fig II.9).

$20 < I < 30$ Climat Tempéré

$10 < I < 20$ Climat Semi-Aride

$7.5 < I < 10$ Climat Steppique

$5 < I < 7.5$ Climat Désertique

$I < 5$: Climat Hyperaride

Nous avons obtenu un indice d'aridité, $I=10.16$ Cette valeur reportée sur l'abaque de De Martonne indique un régime climatique Semi-Aride avec un écoulement temporaire et des formations herbacées.

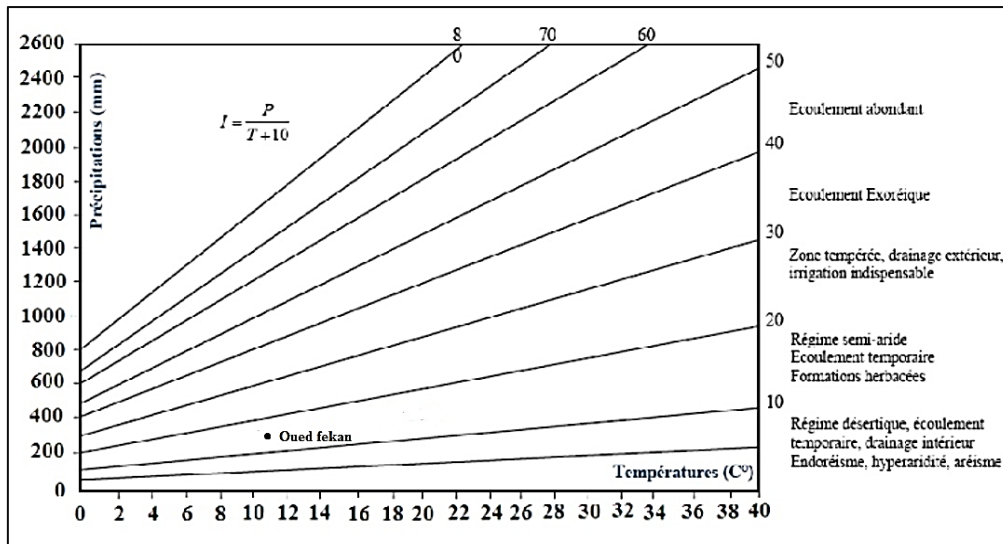


Figure II. 9. Abaque de De Martonne

9.2. Indice d'aridité de la FAO

Il est défini par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{ETP}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm).

Les expériences de la FAO distinguent quatre zones bioclimatiques :

- $I < 0$ Zone désertique
- $0.06 < I < 0.2$ Zone aride ou désertique atténuée
- $0.2 < I < 0.5$ Zone semi-aride
- $I > 0.7$ Zone subhumide

En appliquant cette formule sur notre région d'étude, nous aurons $I = 0.357$. D'après l'indice d'aridité de la FAO, la région d'Oued Fekan jouit d'un climat semi-aride.

A la lumière des résultats des méthodes utilisées pour définir le régime climatique, la région d'étude est soumise à un climat semi-aride.

10. Bilan hydrologique

10.1. Estimation du ruissellement

Le ruissellement est considéré comme un écoulement de surface qui généralement n'intervient qu'après la saturation du sol, On estimera le ruissellement par la formule de Tixeront-Berkaloff (1969).

$$R = \frac{P^3}{3(ETP)^2}$$

Avec :

R : Lamme d'eau ruisselée (mm) ;

P : Lamme d'eau précipitée des stations d'Oued Fekan (mm) ;

ETP : Evapotranspiration (mm).

10.2. Estimation de l'infiltration

La fraction d'eau infiltrée représente l'apport de la nappe à partir des précipitations efficaces :

$$I = p - (ETR + R)$$

Avec :

I : infiltration (mm) ;

P : Lamme d'eau précipitée (mm) ;

ETR : Evapotranspiration Réelle (mm) ;

R : Lamme d'eau ruisselée (mm).

Tableau II. 12. Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station d'Oued Fekan (1990/1991-2005/2006)

P (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	Lamme d'eau ruisselée (mm)	Infiltration (mm)
276.45	891.36	249.49	8.86	18.1

11. Conclusion

Les caractéristiques climatiques du bassin versant de l'Oued Fekan sont étroitement liées à son climat semi-aride, sa position géographique et son relief. La pluviométrie et son rôle dans l'écoulement ont été amplement analysés. Après une analyse des données, nous avons été amenés à prendre pour l'étude une série assez longue allant de 1970/1971 à 2009/2010. Ce bassin caractérisé par des précipitations irrégulières (précipitation moyennes annuelle égale 276.45 mm), et caractérisé par deux périodes différentes, une période humide d'Octobre jusqu'à Avril, et autre période sèche (mois de Mai jusqu'à septembre).

Chapitre III

Cadre géologique et hydrogéologique

1. Introduction

L'écoulement souterrain est fonction des conditions géologiques des terrains traversés à savoir : pendage, épaisseur, relation tectoniques, perméabilité, etc.... La connaissance détaillée des litho-faciés et de leurs structures profondes et superficielles est donc nécessaire pour la compréhension du système hydraulique souterrain de la zone d'étude . Cette synthèse géologique est étudiée grâce aux travaux du géologue. L'étude hydrogéologique consiste à reconnaître la géométrie des aquifères, le comportement des eaux souterraines et les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe. L'hydrogéologie est la partie de l'hydrologie qui étudie le mouvement et la qualité de l'eau sous la surface de la terre.

2. Contexte géologique et structural

Le bassin d'Oued Fekan est composé principalement de la plaine de Gris qui est une entité hydrogéologique indépendante encadrée par des reliefs aux aspects géologiques divers.

2.1. Au Nord et au Nord-Ouest de la plaine

Se trouvent les versants Sud des Beni Chourine formés d'un chéneau de djebels allongés en direction Sud-Ouest et Nord-Est (Fig III.1) Ils sont formés de terrains très plissés possédant une ossature Crétacée et un recouvrement Tertiaire très épais. Le Crétacé marneux et marno-calcaires à semelle de trias gypseux et salifère recouvre les terrains du Miocène. Le nummulitique (éocène et oligocène), marneux et gréseux est en contact soit avec le crétacé ou le Miocène. Ces assises du Néogène, légèrement ondulées, couvrent actuellement, presque en totalité, la bordure méridionale des monts des Béni Chourine. La limite septentrionale et occidentale de la plaine de Gheriss est un massif à ossature totalement constituée par les terrains nappés (marneux et argileux), recouverts par des terrains plus ou moins perméables qui vont contribuer à l'alimentation des nappes de la plaine (**in Bakkoussa S., 2020**).

2.2. La bordure Sud

Cette bordure est constituée par les monts de Lesotho (Fig. II.1). Ces derniers avaient la forme d'un plateau rectiligne et continue qui s'étalait de Sidi Kadar à l'Est jusqu'à Gris à l'Ouest. Les horsts des Djebels Bou Rhadou et Enffouss sont les témoins de la tectonique cassante intense ayant affecté la région suivant deux principales directions, qui sont les reflets du mouvement du socle (proximité du môle granitique de Tiffrit) (**in Bekhadouma H., 2016**)

2.3. Au Nord-Est de la plaine

Plus précisément à l'Est de la ville de Tighennif la surélévation des formations marneuses et argileuses de l'oligocène et du Miocène, forment une barrière relativement

impermeable qui limite nettement le bassin versant d’oued Fekan de celui de l’oued Mina (**in Bakkoussa S., 2020**).

2.4. La plaine proprement dit

Est une cuvette d'effondrement correspondant à une zone de subsidence marquée par la flexure des couches du Néogène, en bordure des monts de Beni Chourine. Le substratum effondré est constitué par des calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur. Au-dessus, se sont déposés localement des conglomérats de base puis un remplissage marin d'argile et marne grisâtre et verdâtre du Miocène inférieur et moyen. Au centre de la plaine, la subsidence a permis l'accumulation d'une grande épaisseur de calcaires lacustres (**in Zaidi M.A., 2016**).

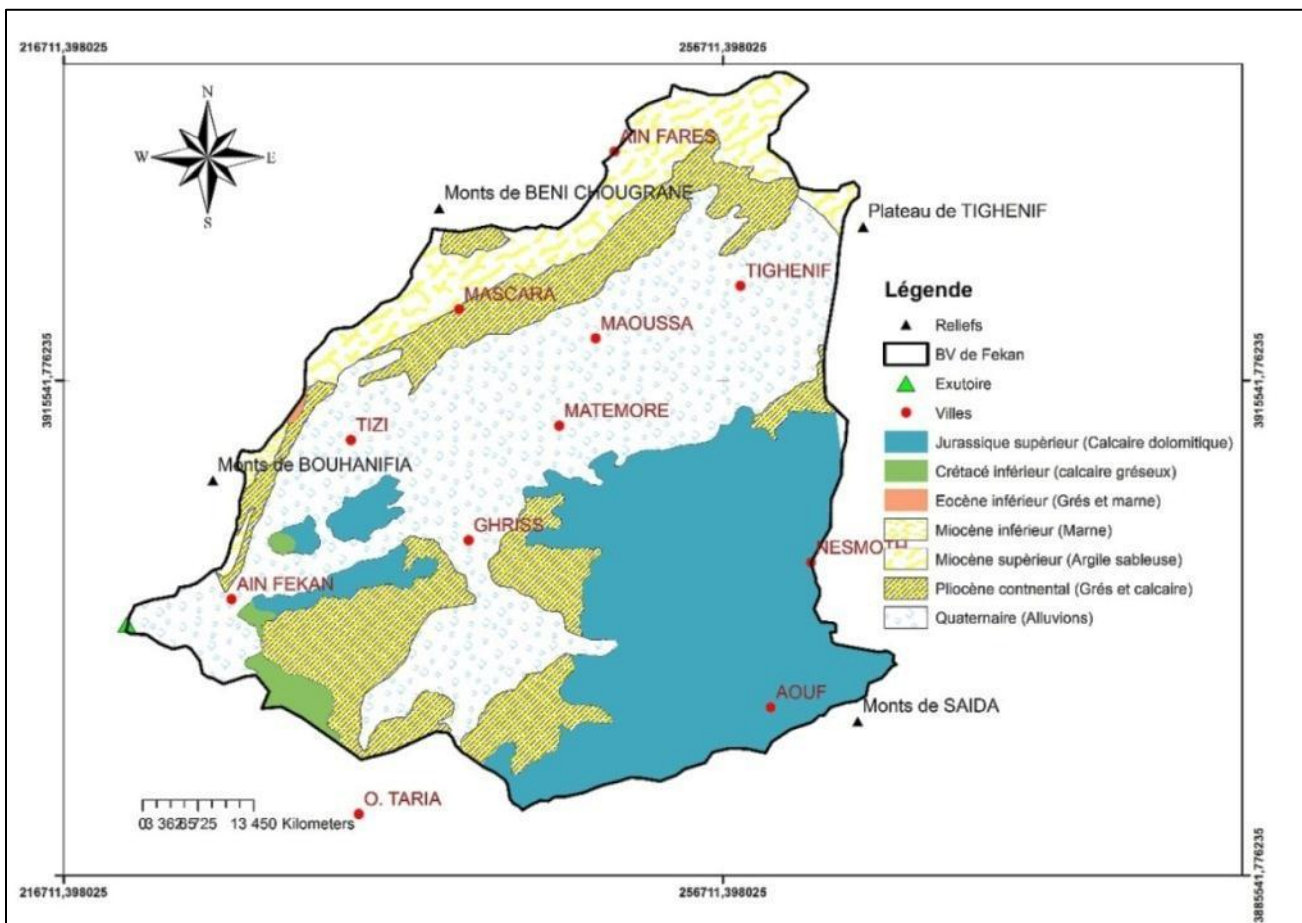


Figure III. 1. Carte géologique simplifiée du bassin versant d'Oued Fekan

3. Litho-stratigraphie

La série stratigraphique qui caractérise les formations de la plaine de Gheriss (Fig III.2) s'établit de bas en haut (**Sourisseau B., 1974**). Comme suit:

3.1. Le secondaire

3.1.1. Le Trias

Il est présent dans les monts de Beni- Chougranne à la base des nappes du crétacé et en accident diapirique, au sud dans la vallée de l'oued Tarai. Il est toujours gypseux, parfois salifère accompagnée de roches vertes, ophites et gabbros, de dolomies, et de marnes bariolées (in Bekhadouma H., 2016).

3.1.2. Le Jurassique

- **Le Callovo-oxfordien**

Il affleure au sud du bassin, dans la vallée d'oued Tarai. C'est un ensemble de bancs gypseux peu épais alternant avec de puissantes séries d'argiles et de marnes grises, jaunes et vertes. Son épaisseur est de l'ordre de 250 m (in Dahmani A., 2010).

- **Le Lusitanien**

Affleure dans la partie Sud des monts de Sidi Kadar. Il est composé en alternance de bancs gréseux et dolomitiques. La puissance totale de cette formation est de l'ordre de 150 m (in Bakkoussa S., 2020).

- **Le Jurassique supérieur**

Limite la plaine au sud, et il constitue aussi le substratum résistant effondré. Au sommet on trouve des calcaires gris à pâte fine, zoogène, riches en polypiers. La formation se poursuit avec des calcaires dolomitiques ; on observe des petits niveaux de marnes noires ; qui ralentissent l'infiltration des eaux, et peuvent donner naissance à des résurgences perchées. La puissance totale de la formation peut dépasser 300 ou 400 m (in Bekhadouma H., 2016).

3.1.3. Le Crétacé

- **Le Crétacé inférieur**

Attribué à l'hauterivien le crétacé inférieur affleure au Nord-Ouest de la région de Mascara, à l'Ouest de Djebel Emfouss et dans le Sud-Ouest de la plaine de Urjoun aux environs de la ville de Fekan. Il est représenté par des calcaires gréseux, devenant argileux en profondeur et des grès fins argileux (in Bakkoussa S., 2020).

3.2. Le Tertiaire

3.2.1. L'Eocène

Affleure dans la bordure de la plaine. Il est représenté par une alternance de bancs métriques grésocalcaires et de couches argilo-marneuses de plusieurs mètres d'épaisseur (in Bekhadouma H., 2016).

3.2.2. L'Oligocène

Il affleure dans les monts Beni-Chograne et à l'Est de Tighina. Cet étage présente les mêmes faciès que l'Eocène qu'elle recouvre en discordance. Elle est constituée de couches argilo-marneuses avec alternance de bancs de grès (**in Dahmani A., 2010**).

3.2.3. Le Miocène

- **Le Miocène moyen marin**

Affleure dans les monts de Beni-Chougranne. C'est un ensemble monotone, très épais, à prédominance de marnes vertes, avec des passages très riches en macrofaunes de gastropodes et de lamellibranche (ostréa) et un conglomérat de base polygénique. Il représente le toit imperméable de la nappe profonde et de la mur imperméable de la nappe d'eau des grès et calcaire lacustres du pliocène (**in Bekhadouma H., 2016**).

- **Le Miocène continental**

Dans le Djebel Ouilles le Miocène marin disparaît et passe à formation continentale argilo-sableuse rouge dit de Bou Hanifia. Sur cet ensemble marneux reposent en concordance (**in Zaidi M., 2016**).

3.2.4. Le Pliocène

On le rencontre dans les monts de Beni-Chogranes et sous le recouvrement de la plaine. Il est affleure sous une couche mince de limons. A la base de la série on observe des grès marins transgressifs qui ont été déposés par la mer de l'Astien, venue du Nord. Au sommet, les grès passent à des sables consolidés de plage, et des dunes de couleur jaune. L'épaisseur de cette formation varie entre 40 et 100 m y compris les sables de désagrégation en surface, ils affleurant à proximité de Mascara et Kalouga, puis ils plongent vers la plaine dans laquelle ils se biseautent (**in Dahmani A., 2010**) directement sur les grès et sable, ou séparés par une faible épaisseur d'argile sableux rouge détritique, reposent des calcaires blancs crayeux. Ces calcaires lacustres affleurent sur toute la bordure des Beni-Chougranne, leur épaisseur augmente rapidement (allant sous la plaine « 270 m au maximum » puis diminue et devient nul vers l'Ouest et le sud) (**in Bekhadouma H., 2016**).

3.3. Le Quaternaire

On observe sur toute la bordure Ouest et Nord de la plaine, des argiles rouges détritiques qui surmontent les calcaires lacustres. En bordure des monts de sidi Kadar, formations lacustres sont absentes, elles sont remplacées par des grandes épaisseurs d'éléments roulés (conglomérats) de calcaires et calcaires dolomitique reliés par un ciment argilo-carbonaté. Ces conglomérats sont accompagnés d'argiles rouges silteuses et de sables argiles magnésiennes provenant de roches calcaires (**in Bekhadouma H., 2016**).

Dans la région comprise entre Moussa et Tighennif, une terrasse alluviale de sable vient envahir cette région accompagnée de quelques petits graviers centimétriques.

Actuellement les sols de la plaine sont principalement formés par des sables limoneux et argileux dont l'épaisseur ne dépasse pas 06 m, leur nature varie selon les facteurs des transports et la nature de la roche mère sous-jacente. Ces formations sont le support agricole de la région (in **Hadadji A et Hichour B., 2007**).

3.4. Tectonique

Le bassin versant de la plaine de Ghriss, n'est le siège d'aucun phénomène tectonique majeur (absence de Trias) les seuls phénomènes tectoniques connus sont les failles d'effondrement du substratum Jurassique, dont le jeu se poursuit de nos jours, et l'origine des sources d'Ain Fekan.

En ce qui concerne la partie sud de la plaine, les Monts de Saida ont subi une tectonique cassante dont subsistent quelques témoins (horst des djebels Enfouss et Bourhadou) (in **Benkaddoure B., 2005**).

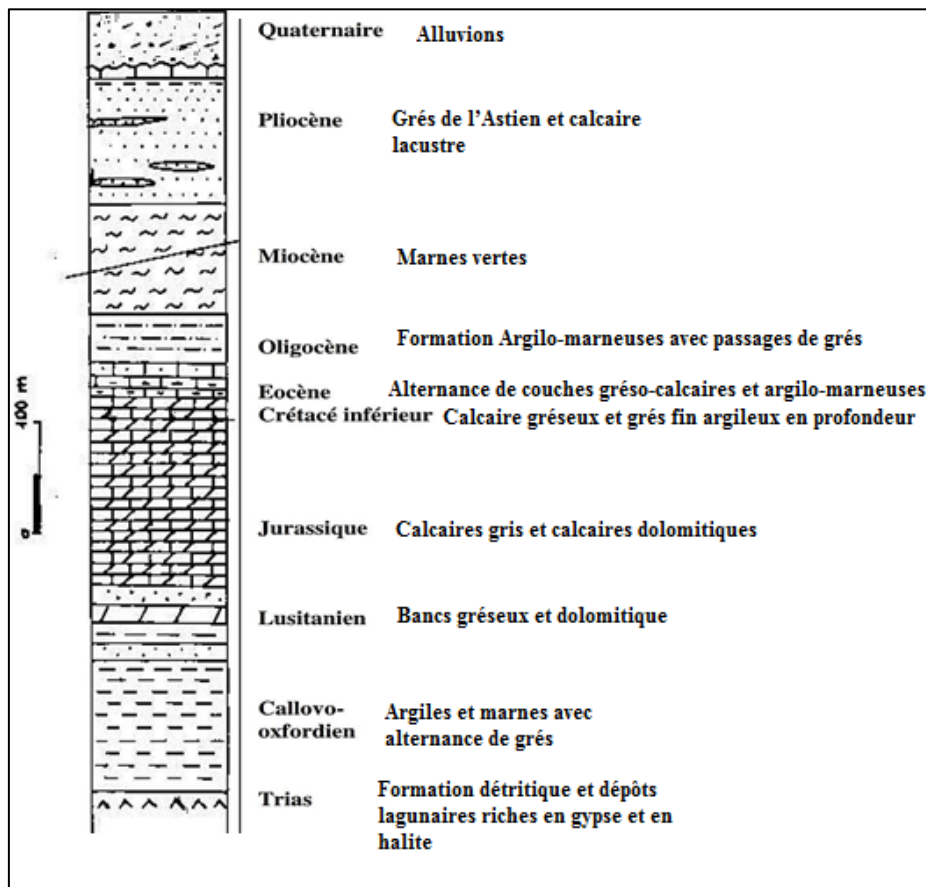


Figure III. 2. Litho stratigraphie des formations du bassin d'Oued Fekan (**Sourisseau B., 1972**)

Tableau III. 1. Unités litho stratigraphie dans le bassin versant de la plaine de Ghriss (in Bakkoussa S., 2020)

Unité stratigraphie	Unité stratigraphie
– Trias	– Formation détritique et dépôts lagunaires riches en gypse et en halite
– Callovo-oxfordien	– Argiles et marnes avec alternance de grés (de plus 250m)
– Lusitanien	– Bancs gréseux et dolomitique (plus de 150m)
– Jurassique supérieur	Calcaires gris et calcaires dolomitiques (plus de 400m)
– Crétacé inférieur	– Calcaire gréseux et grés fin argileux en profondeur (jusqu'à 100m)
– Eocène	– Alternance de couches grésocalcaires et argilomarneuses (moins de 50m)
– Oligocène	– Formation Argilomarneuses avec passages de grés (moins de 100m)
– Miocène	– Marnes vertes (jusqu'à 400m)
– Pliocène	– Grés de l'Astien et calcaire lacustre (40 à 270m)
– Quaternaire	– Alluvions (moins de 100m)

4. Contexte hydrogéologique

4.1. Aquifères de la région

Le bassin versant d'Oued Fekan est une identité hydrogéologique indépendante, formé par une superposition de couches perméables aquifères séparées par des formations imperméables qui retiennent ou mettent en charge ces nappes. Ainsi trois aquifères ont pu être identifiées, soit de haut en bas, de la plus récente à la plus ancienne :

4.1.1. Aquifère des alluvions Plio-Quaternaires

C'est la première nappe rencontrée, elle s'étend sur toute la plaine, cet aquifère est constitué par des alluvions natifs de la désagrégation des grès, de sables et de l'altération des roches sous-jacentes (calcaires lacustres et dolomitiques). Cette nappe est limitée géologiquement par l'interruption de cette formation sur les bordures, Le mur de cette nappe est constitué par les marnes bleues Miocène tandis que le toit correspond à la surface libre de la nappe. L'exutoire de cette nappe est situé à Ain Fekan (source tarie actuellement) sous l'influence de l'augmentation de la puissance du dépôt argileux. Le taux d'infiltration est estimé à environ 20% des précipitations sur la plaine (**Sourisseau B., 1972**). Les valeurs de transmissivité pour les alluvions de la plaine sont comprises entre 5.10^{-5} et 10^{-2} m²/s (**in Bekkoussa B., 2009**).

4.1.2. Aquifère des calcaires et grès du Pliocène

Cet aquifère de calcaires lacustres du Pliocène affleure dans les monts de Béni Chourine au-dessus des grès de l'astien avec lesquels ils forment une même entité hydrogéologique. Ces deux formations plongent sous les alluvions après avoir subi une flexure à la limite de la plaine. Au Nord de la ville de Tighina, dans la région de Kalouga, les affleurements de grès sont assez importants et l'aquifère gréseux devient captif vers le Sud, en dessous des calcaires lacustres à faciès marneux. La couche aquifère des calcaires lacustres et des grès se biseaute sous la plaine et disparaît au Sud d'une limite reliant les Djebels Enfous et Bouradou et le Nord des monts de Saida. Elle repose sur un horizon très peu perméable formé d'argile rouge au Sud et d'une grande épaisseur de marnes vertes miocènes au Nord d'une ligne Tizi-Matmore. Le principal exutoire de cet aquifère se trouve au contact avec les formations plio-quadernaire vers lesquelles l'eau de l'aquifère percole par drainance ascendante. Une percolation par drainance descendante est peu probable du fait de l'épaisseur importante et de la faible perméabilité du substratum. Le niveau piézométrique de la nappe contenue dans les calcaires lacustres varie de -23 à -50 mètres par rapport au sol, et le niveau piézométrique dans les grès varie de -6 à -23 mètres. Les essais par pompage, réalisés sur les forages qui captent cette formation Pliocène, ont révélé une transmissivité allant de 5.10^{-5} à 3.10^{-3} m²/s. Le coefficient d'emmagasinement de ces formations serait de l'ordre de 0,005 (**Sourisseau B., 1972 in Bekkoussa B., 2009**).

4.1.3. Aquifère des calcaires dolomitiques du Jurassique

C'est un aquifère de type karstique relativement évolué. Les calcaires et dolomies du Jurassique affleurent sur les monts de Saida d'une part, et sur les Djebels Enfous et Bourhaddou d'autre part. L'écoulement des eaux s'effectue en réseau karstique sous la plaine et se dirige vers la source d'Ain Fekan. À cet endroit les eaux remontent au contact d'une

faille côtoyant les terrains imperméables du Crétacé. Cet aquifère est drainé par les dépôts de galets et conglomérats de piedmont. Le mur de cet aquifère est la roche calcaire-dolomitique, compacte, non fissurée. Le toit est formé par les marnes du Miocène ou les argiles rouges détritiques. La profondeur de l'eau dans les forages qui captent cet aquifère varie de -6 à -66 mètres sous la surface du sol. Les propriétés hydrodynamiques, estimées à partir d'essais par pompage sur des forages captant cette formation sont respectivement de 10^{-4} à 10^{-2} m²/s pour la transmissivité, et de l'ordre de 0,003 pour le coefficient d'emmagasinement (in **Bekkoussa B., 2009**).

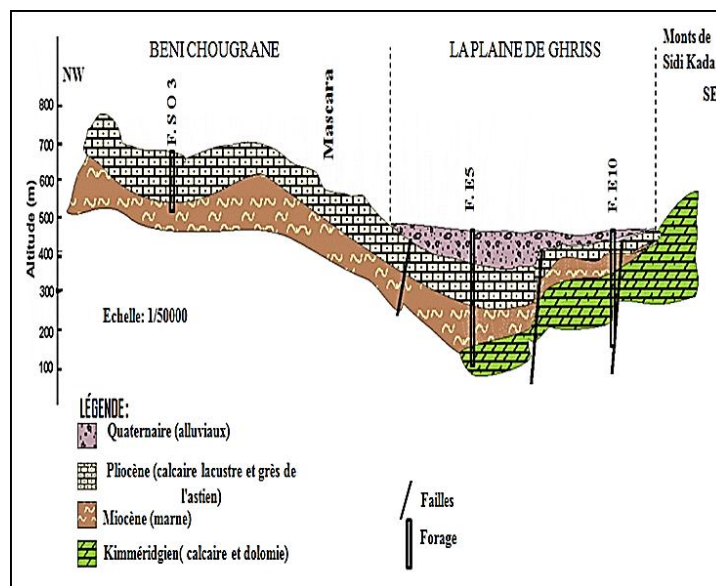


Figure III. 3. Coupe Hydrogéologique du bassin d'Oued Fekan (in **Bekkoussa B., 2009**).

4.2. Limites des nappes

- **Nappe alluvionnaire**

Cette nappe est limitée géologiquement par l'interruption des formations constituant l'aquifère sur les bordures. Le mur de cette nappe est constitué par les marnes bleues du Miocène. La nappe est libre et sa limite supérieure correspond à la couche pédologique (in **Bakkoussa S., 2020**).

- **Nappe des calcaires et grès du Pliocène**

Les limites, de cette nappe sont purement géologiques et sont le biseutage de cette formation sous la plaine au Sud, et par son interruption au Nord, sur les bordures des monts des Beni Chourine. Le toit de cette nappe est libre au nord et captif sous les marnes Miocène dans la plaine (in **Bakkoussa S., 2020**).

- **Nappe des calcaires dolomitiques**

Cette nappe est limitée hydrogéologiquement par une ligne de partage des eaux souterraines au sud et sud-est. Le toit de cette nappe est constitué par les marnes Miocènes au nord dans la plaine. Elle est libre au sud. Le mur est formé par les argiles Callovo oxfordiennes et la roche saine de dolomies (in **Bakkoussa S., 2020**).

4.3. L'exutoire et l'alimentation

- **Nappe superficielle ou libre**

Cette nappe libre ayant pour exutoire Ain Fekan est alimentée suivant trois processus qui sont:

- Alimentation directe par sa propre surface.
- Alimentations par les aquifères adjacentes (soit filtration latérale directe, soit par l'intermédiaire de source).
- Alimentation par les oueds principalement en période de crue.

- **Nappe des calcaires lacustres**

Cette nappe est bien alimentée (alimentation directe par son impluvium), grâce à sa position (position haute) qui est favorable à une bonne pluviométrie. Elle est interconnectée avec celle de Plio-quatenaire. L'exutoire de cette nappe est constitué par la source de Tazi (in **Hadadji A et Hichour B., 2007**).

- **Nappe des sables et grès de Tighina**

Cette nappe est alimentée directement par son impluvium. L'exutoire de cette nappe est constitué par la source d'Ain Fekan (in **Bekhadouma H., 2016**).

- **Nappe des calcaires dolomitiques**

Les monts de Lesotho, Enfous et BouRaddou constituent l'impluvium de cette nappe. Cette nappe est drainée par de nombreuses sources dont les plus importantes sont les résurgences d'Ain Fekan (in **Hadadji A et Hichour B., 2007**).

4.4. Etude du bilan de la nappe

Le bilan hydrologique d'une nappe est le bilan des eaux qui alimentent la nappe, des eaux qui la quittent et de la variation totale du volume de cette dernière. S'il est évident qu'une nappe est alimentée - par exemple par la pluie - et qu'elle perde de l'eau par pompage ou au niveau des sources, il est moins évident d'imaginer les variations du volume d'une nappe. La surexploitation des nappes est un exemple frappant des variations du volume dans le temps : si l'on exploite de manière intensive sur plusieurs années une nappe, son volume finira par être réduit de manière permanente. Un autre bon exemple est celui de la variation saisonnière des nappes phréatiques : en été du fait de la forte consommation d'eau et de la faible

pluviosité le volume des nappes est abaissé par rapport à son niveau hivernal (in **Bakkoussa B et al., 2013**).

4.4.1. Alimentation de la nappe

Dans notre secteur d'étude, le schéma général de la carte piézométrique illustre bien les zones d'alimentation qui sont localisées le long des Monts de Béni-Chourine dans la partie septentrionale de la plaine et des Monts de Saida dans la partie méridionale. Le taux d'alimentation est estimé en fonction de l'étalement des isopièzes dont la hauteur piézométrique est maintenue, dans les zones où il y a alimentation. Une suralimentation se traduit par une large zone d'accumulation où la pente de la nappe devient très faible, cela se trouve très remarquable dans les deux bordures de la plaine de Mascara. Par contre ; au niveau de la plaine de Urjoun, c'est le contraire, les courbes isopièzes sont très resserrées impliquant une faible alimentation (in **Baba-Hamed K et al., 2015**).

- **Alimentation latérale**

D'après l'étude de Sourisseau ; l'alimentation latérale de la nappe plioquaternaire est estimée par la méthode des écoulements basée sur l'équation de Darcy : ($Q=k.s.i$) le long des isohydrohypes, parallèles à la bordure de la plaine.

Tableau III. 2. L'alimentation latérale de la nappe palioquaternnaire (DRE Mascara, 2014)

Le long des Monts de Saida		Le long des Monts de Béni-Chourine	
Longueur alimentée	13000 m	Longueur alimentée	10000 m
Transmissivité	$10^{-3} \text{m}^2/\text{s}$	Transmissivité	$10^{-4} \text{m}^2/\text{s}$
Pente de la nappe	5%	Pente de la nappe	5%
$Q = 20,5 \text{Hm}^3/\text{an}$ (0,65 m^3/s)		$Q = 1,6 \text{Hm}^3/\text{an}$ (0,05 m^3/s)	

- **Alimentation directe (la surface de la plaine)**

Elle est fonction de la nature physique du sol ce qui correspond au coefficient d'infiltration. Elle dépend à la pluviométrie qui joue un rôle très important à la quantification du volume d'eau infiltré. Selon les études qui ont été effectuées par Sourisseau en 1970-1973, le coefficient d'infiltration est de l'ordre de 20% au niveau du recouvrement Plioquaternaire et 12% au niveau du grès et du calcaire pliocène (tableau III.3)

- **Alimentation par les Oueds**

L'écoulement des eaux au niveau des deux principaux Oueds (Oued Maoussa et Oued Froha) répond seulement à la précipitation, elles jouent le rôle d'évacuation de la crue.

Le volume total d'alimentation du système hydrogéologique, calculé à partir de ces données actualisées serait de 60 millions de m³/an. Le coefficient de réinfiltration des débits prélevés pour l'irrigation et qui regagnent le système aquifère a été évalué à 10 %, ce qui correspondrait à plus de 5,3 millions de m³/an. Par conséquent, le volume de la recharge annuelle moyenne du système aquifère de la plaine de Gris serait de l'ordre de 65,3 millions de mètres cubes (Bekkoussa B et al., 2008).

Tableau III. 3. Evaluation de la recharge du système hydrogéologique de la plaine de Ghriss (Bakoussa B et al 2008)

Aquifère	Plio-Quaternaire	Calcaire et grés du Pliocène	Jurassique
Coefficient d'infiltration (%)	20	12	15
Surface d'infiltration (km ²)	605	125	378
Pluie annuelle (mm)	275	330	385
Volume infiltré millions de Hm ³ /an	33	5	22

4.5. La piézométrie

4.5.1. Définition

La piézométrie est la hauteur de la surface de la nappe d'eau souterraine. Elle est exprimée par rapport à l'altitude zéro du niveau de la mer en NGF.

La retranscription cartographique de la surface de la nappe d'eau souterraine se lit comme une carte topographique. Les courbes de niveau ou isopièzes donnent des indications sur le sens des écoulements et leur vitesse. L'analyse des fluctuations des niveaux piézométriques permet de déterminer des cycles de recharge et de vidange de la nappe, hautes eaux et basses eaux, à des échelles de temps annuelles ou pluriannuelles.

La piézométrie est indispensable à la compréhension du comportement d'un aquifère, à sa caractérisation, à l'évaluation de ses capacités. Elle permet également de déceler des interactions entre exploitation de différents ouvrages. Des piézométries peuvent être mesurées

à différentes échelles : d'un ouvrage à plusieurs nappes, suivant les objectifs poursuivis (in Dahmani A et Meddi M., 2009).

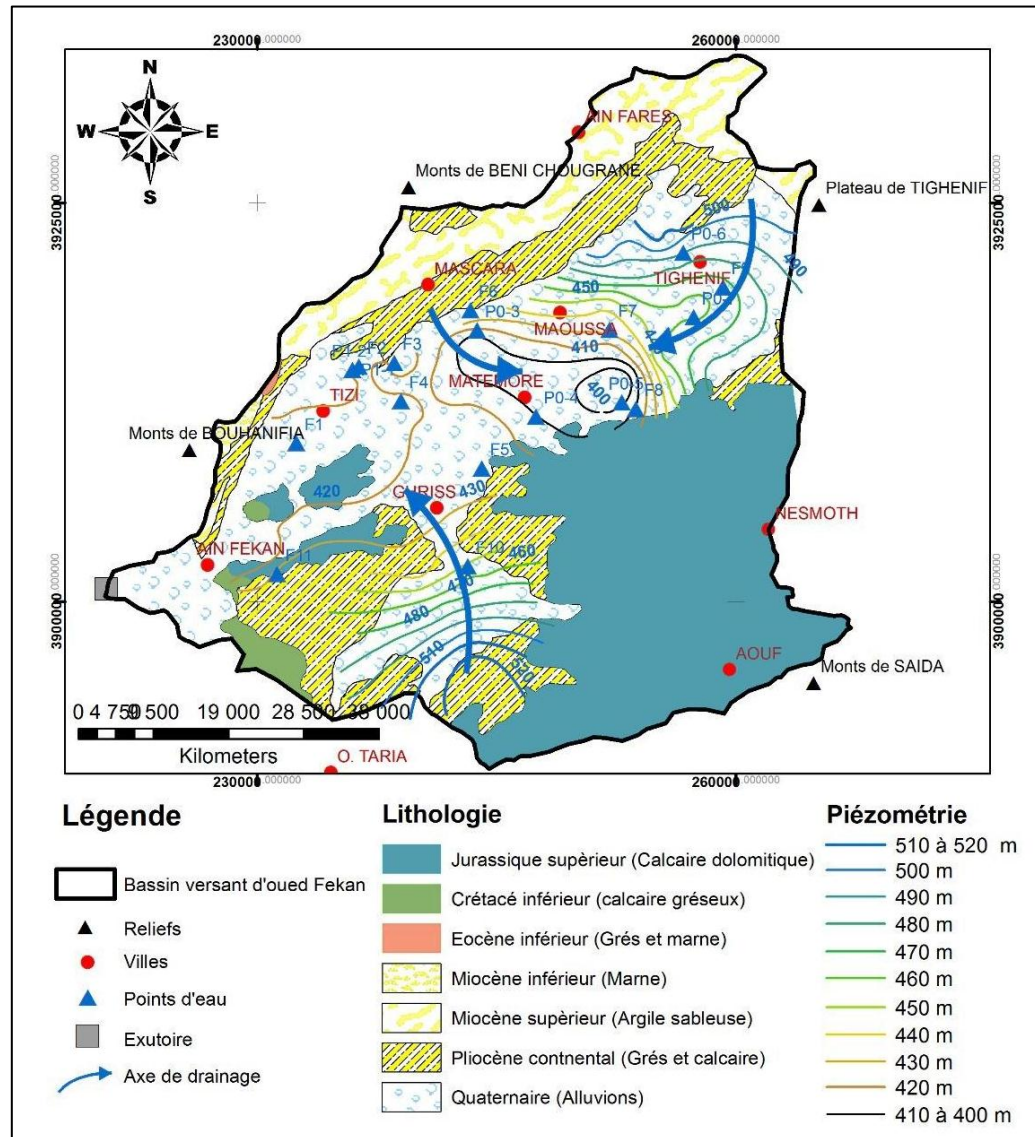


Figure III. 4. Carte piézométrique de la plaine de Gheriss (DRE Mascara, Mai 1998)

4.5.2. Interprétation

La carte piézométrique de la plaine de Gheriss (Fig III.4), il a trouvé que les convergences des écoulements souterrains et superficiels vers l'exutoire d'Ain Fe kan sont parfaites et totales.

La partie effondrée et alluvionnaire de la plaine est caractérisée par une pente faible (les courbes piézométriques sont espacées), due à l'écoulement de la nappe.

Dans les zones de relief, le gradient hydraulique de la nappe est fort. En bordure des massifs la hauteur piézométrique est maintenue grâce à l'alimentation latérale. Par contre, au niveau de la plaine d'Urjoun, le gradient est généralement plus fort.

Les Djebels Enfouss et Bourhaddou n'influencent pas la piézométrie de la plaine et sont traversés sans grande modification.

Dans la basse plaine, la surface piézométrique est très déformée ceci peut être dû à l'intensification de l'exploitation ou à la subsidence de la plaine.

Finalement ; il conclut que : cette carte permet de délimiter plusieurs secteurs qui sont énumérés ci-dessous :

Des secteurs des bordures où l'alimentation est intense mais le drainage est rapide par ruissellement superficiel ou souterrain (Béni-Chourine, Monts de Sidi-Kadar). Ces zones suralimentent latéralement la nappe alluviale.

Un secteur central de la plaine de Mascara, axé sur la partie Sud qui reçoit les eaux des Monts de Saida en majorité, mais également celle des Béni-Chourine et celle infiltrées à sa propre surface.

Un secteur adjacent, plaine de Urjoun, analogue au précédent, alimenté par les Monts de Saida, dont les réservoirs sont moins importants car les paramètres hydrodynamiques ont des valeurs moins élevées.

Un secteur de convergence, en amont d'Ain Fe kan, qui reçoit à travers Djebles Enfouss et Bourhaddou tous les écoulements, qui est suralimenté localement et régularisé par le débit de sortie des sources.

5. Conclusion

Le bassin versant d'Oued Fekan est composé principalement de la plaine de Gheriss qui est une entité hydrogéologique indépendante encadrée par les structures géologiques suivantes :

La bordure Nord et Nord-Ouest : Représente les versants Sud des Beni Chourine possédant une ossature Crétacée et un recouvrement Tertiaire très épais. La limite septentrionale et occidentale est un massif à ossature totalement constituée par les terrains nappés (marneux et argileux), recouverts par des terrains plus ou moins perméables qui vont contribuer à l'alimentation des nappes de la plaine ;

La bordure Sud Est : Constituée par les monts de Lesotho. Ces derniers avaient la forme d'un plateau rectiligne et continue qui s'étalait de Sidi Kadar à l'Est jusqu'à Gheriss à l'Ouest ;

La bordure Nord-Est : Révèle la surélévation des formations marneuses et argileuses de l'oligocène et du Miocène, forment une barrière relativement imperméable qui limite nettement le bassin versant d'oued Fekan de celui de l'oued Mina.

Sur le plan tectonique, le bassin versant de la plaine de Gris, n'est le siège d'aucun phénomène tectonique majeur (absence de Trias), les seuls phénomènes tectoniques connus sont les failles d'effondrement du substratum Jurassique, dont le jeu se poursuit de nos jours, et l'origine des sources d'Ain Fekan.

Du point de vue hydrogéologique, la région d'étude est caractérisée par la superposition de trois aquifères, séparées par des formations imperméables :

- Aquifère des alluvions Plio-Quaternaires qu'est alimenté par leur propre impluvium à travers l'infiltration de la pluie nette (Nappe alluviale de la plaine de Gheriss) ;
- Aquifère des calcaires et grès du Pliocène ;
- Aquifère des calcaires dolomitiques du Jurassique.

La carte piézométrique de la nappe alluviale de la plaine de Gheriss, montre que les convergences des écoulements souterrains sont similaires que celle des eaux de surface, et orientée vers l'exutoire du bassin d'Ain Fekan (**DRE Mascara., 2014**).

Chapitre IV

Analyse diachronique de l'impluvium

1. Introduction

L'objectif de cette recherche est d'étudier à partir d'images Landsat datant des années 1987 et 2018 en période de haute eau, de superposer et d'analyser un ensemble de facteurs pour faire ressortir à la fin du travail une carte d'évolution d'occupation du sol, document que les planificateurs et décideurs peuvent s'en servir dans l'aménagement du territoire.

Pour ce faire, il est nécessaire d'appliquer des traitements aux images satellitaires issues de la télédétection et de les intégrer au travers des différentes couches d'information afin de produire des informations aidant à la décision.

Dans ce chapitre, Nous proposerons un état de l'art des études et techniques utilisées dans l'étude de l'évolution de l'occupation du sol et par conséquent l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium durant la période 1987-2018.

2. Apport de la géomatique aux études spatiotemporelles de l'occupation du sol

La carte d'occupation peut être succinctement définie comme "la couverture (bio-) physique de la surface des terres émergées". Cette carte comprend la végétation (naturelle ou cultivée) et l'aménagement du territoire (habitat, bâtiment, routes) qui occupent la surface de la terre ainsi que l'hydrographie. Elle s'élabore essentiellement à partir des données de la télédétection, aérienne ou spatiale (**in Diédhiou I et al., 2020**).

La télédétection est ainsi considérée comme la source principale pour la réalisation des cartes d'occupation du sol. Les images satellitaires à haute résolution offrent une vision particulière de la surface terrestre ce qui permet d'obtenir un état des lieux d'une zone donnée, et donc de présenter simultanément de grandes superficies en détail. De plus, les images satellitaires peuvent être acquises pour la même zone à une fréquence élevée, cette répétitivité permet de comparer la couverture d'une région à des données équivalentes antérieures, ainsi que d'élaborer des analyses diachroniques des changements de couvertures du sol en utilisant des traitements d'images numériques (**in Sabi A et al., 2016**).

3. Méthodologie

Dans ce volet, on présentera dans un premier temps les données et les outils utilisés dans ce travail, ensuite, on décrira la méthodologie employée dans l'étude diachronique de l'évolution de l'occupation du sol.

3.1. Données utilisées

Les images satellitaires constituent un outil important dans la cartographie de l'occupation du sol ainsi que dans la planification et la gestion des ressources, elles sont descriptives et apportent une information spatiale et spectrale, beaucoup plus importante par rapport aux autres sources d'information permettant la caractérisation des objets dans une

large bande spectrale. L'interprétation visuelle ou automatique permet d'identifier des objets et d'extraire de l'information.

3.1.1. Les images satellitaires Landsat

Le satellite Landsat de l'agence spatiale américaine (NASA) évolue à une altitude moyenne de 705 Km sur des orbites circulaires quasi polaires caractérisées par une inclinaison de 98,2°. Dans cette étude de l'évolution spatio-temporelle de l'occupation du sol dans le bassin versant d'Oued Fe kan, nous avons travaillé avec deux images satellitaires multi spectrales Landsat géo référencées sans couverture nuageuse. Ces images sont téléchargeables gratuitement à partir du site <http://glovis.usgs.gov> ou bien <http://earthexplorer.usgs.gov>.

Le tableau ci-dessous montre les caractéristiques des deux images utilisées dans cette étude :

Tableau IV. 1. Caractérisation des deux images satellitaires

Path	Row	Date Acquisition	Capteur	Mode	Bandes spectrales		
					Bande	Bande spectrale	Résolution spatiale
197	36	02 Oct. 1987	TM	Multi spectrale	4 (Infrarouge)	0,76 – 0,90	30 m
					3 (Rouge)	0,63 – 0,69	30 m
					1 (Bleu)	0,45 – 0,515	30 m
197	36	21 Janv. 2018	OLI		5 (Infrarouge)	1,55 – 1,75	30 m
					4 (Rouge)	0,76 – 0,90	30 m
					3 (Vert)	0,63 – 0,69	30

3.2. Outils de travail

Dans ce volet, on présentera les outils de travail qui ont permis de manipuler les données collectées, ces outils sont essentiellement des logiciels de traitement numériques d'image et SIG.

3.2.1. Logiciel ENVI version 4.7

ENVI est un logiciel d'analyse d'images géo spatiales. Le logiciel ENVI intègre les dernières technologies de traitement et d'analyse d'images, au sein d'une interface intuitive et simple d'utilisation, qui permet d'extraire rapidement des informations pertinentes à partir des images (**in Kortli M., 2013**).

Le logiciel propose une approche guidée et automatisée qui permet aux utilisateurs de réaliser simplement les tâches complexes Nous avons utilisé ce logiciel dans :

- La correction radiométrique et géométrique ;
- L'assemblage des bandes ;
- Découpage de la zone d'étude ;
- Classification supervisée.

3.2.2. Logiciel ARCGIS version 10.5

Le système ArcGIS est la plateforme SIG développée par la société américaine Esri (Environmental Systems Research Institute). Il est composé de différentes plateformes qui permettent aux utilisateurs SIG, qu'ils soient bureautiques, web, ou mobiles, de collaborer et de partager l'information géographique (**in El hadraoui Y., 2013**).

Nous avons utilisé ce logiciel dans :

- La création, l'habillage et l'édition des cartes
- La détection de changement entre les différentes images satellitaires
- L'analyse de quelques données statistiques
- L'évaluation et analyse des résultats

3.2.3. Logiciel Google earth

Google Earth est un logiciel, propriété de la société Google, permettant une visualisation de la Terre avec un assemblage de photographies aériennes ou satellitaires. Anciennement produit par Keyhole inc. Ce logiciel permet à tout utilisateur de survoler la Terre et de zoomer sur un lieu de son choix. Selon les régions géographiques, les informations disponibles sont plus ou moins précises (**in El hadraoui Y., 2013**).

Nous avons utilisé ce logiciel pour :

- Comparer les résultats sur l'image satellitaire et la réalité
- Localiser des sites ou des zones données
- Identifier des structures sur l'image satellitaires en y accédant directement sur terrain réel à partir d'ENVI vers Google earth.

3.3. Étude diachronique de l'occupation du sol

Pour étudier l'évolution de l'occupation du sol dans le bassin versant d'Oued Fe kan, nous avons adopté une méthodologie (Fig IV.1) qui s'appuie sur la classification supervisée après traitements des images satellitaires. Cette méthodologie a été utilisée par plusieurs auteurs dans la réalisation de leurs études spatio-temporelles (in El hadraoui Y., 2013).

Dans un premier temps, on applique les traitements préliminaires :

3.3.1. Prétraitement des données

Le prétraitement des données englobe l'ensemble des opérations nécessaires avant l'analyse principale, ces opérations s'effectuent dans le but de rendre notre lot de données de notre zone d'étude lisible et bien superposable. Parmi les prétraitements, on mentionne les corrections géométriques et les corrections radiométriques.

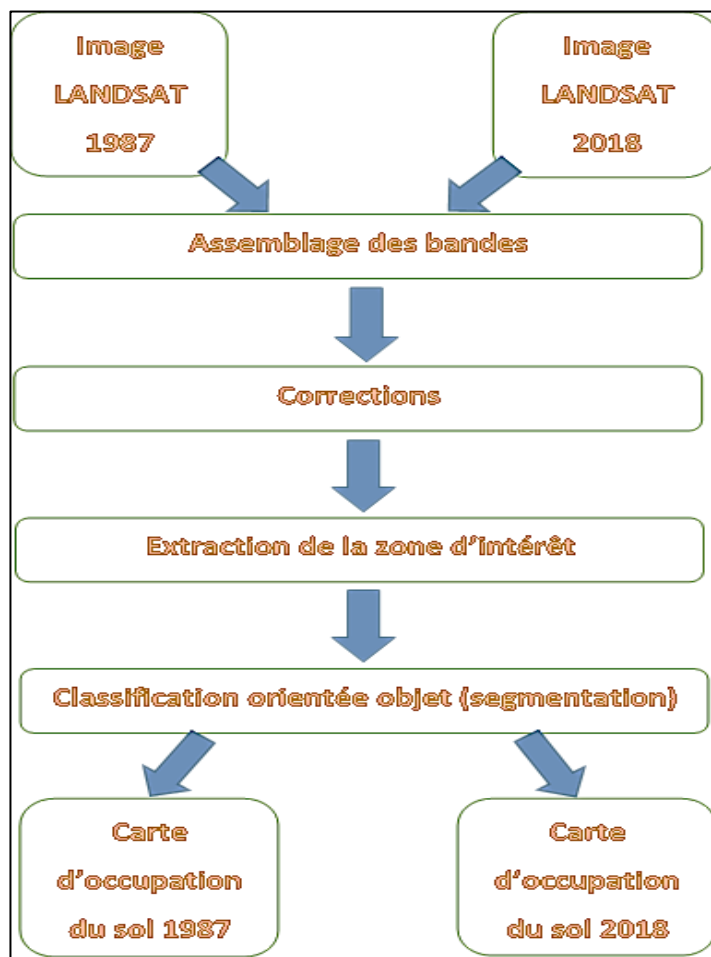


Figure IV. 1. Méthodologie suivie dans l'étude diachronique de l'occupation du sol

3.3.2. Assemblage des bandes

Une fois que le téléchargement des images Landsat est terminé, on a un dossier Zip, la première chose à faire, c'est de le dézipper, on observe alors la présence de plusieurs fichiers (Bandes) qui ont comme extension .TIF (**in Derdjini H., 2017**).

Pour procéder à des traitements sur l'image, il a fallu rassembler ces bandes, pour cela, on s'est servi de l'outil Layer Stack d'ENVI qui va permettre d'empiler ces bandes pour avoir comme fichier sortie une seule image multi bandes qui a comme format .IMG. (**in Derdjini H., 2017**).

3.3.3. Corrections radiométriques

L'amélioration radiométrique consiste à corriger les effets des différents artefacts qui perturbent la mesure radiométrique, notamment les défauts du capteur et le voile atmosphérique. Le traitement le plus simple consiste à redistribuer les niveaux de gris (ou les couleurs) de manière à mieux utiliser la palette disponible. On parle d'étalement de l'histogramme ou de stretching (**in Derdjini H., 2017**).

3.3.4. Extraction de notre zone d'étude

Notre zone d'étude a été délimitée par le logiciel ENVI avec la fonction (Extract by Mask).

3.3.5. La classification des images

La classification choisie est celle supervisée (ou "classification dirigée"). En se basant sur notre connaissance du terrain et sur la signature spectrale, on a défini pour chaque objet de notre image sa classe d'appartenance (**in Sabi A et al., 2016**).

L'algorithme utilisé est celui du maximum de vraisemblance qui repose sur la règle de Bayes et permet de calculer pour chaque objet sa probabilité d'appartenir à une classe plutôt qu'une autre. L'objet est affecté à la classe dont la probabilité d'appartenance est la plus élevée.

La démarche suivie se résume en quatre étapes :

- L'interprétation visuelle des images satellitaires en se basant à la fois sur les caractéristiques des classes d'occupation du sol et notre connaissance du terrain ;
- La sélection d'un nombre de zone d'entraînement pour les classes voulues ;
- L'évaluation de la fiabilité de notre classification et le contrôle du résultat obtenu.

Dans notre étude, cinq classes d'occupation du sol ont été définies dans le tableau suivant :

Tableau IV. 2. Les classes d'occupation du sol

Classe	Description
Eau	Cette classe est constituée par : l'Oued principal
Zones agricoles	Rentre dans cette catégorie, les surfaces cultivées et irriguées
Sols nus	Les espaces où la couverture végétale est absente (jachère)
Agglomération	Les zones urbanisées
Parcours	Terrain pour pâturage
Forêt dense	Végétation très importante (arbres en intensive)

3.3.6. L'interprétation visuelle des images satellite

L'œil humain n'étant sensible qu'au rayonnement visible, on ne peut présenter par le jeu des couleurs qu'au plus trois séries d'informations complètes que le cerveau pourra tenter de déchiffrer. La composition la plus utilisée dans ces études est donnée dans le (tableau IV. 3). Cette composition permet de bien séparer l'eau des autres classes et permet aussi de différencier la végétation des sols nus.

Tableau IV. 3. Composition colorée réalisée à partir de canaux Landsat [31]

Couleurs/ Canaux			Caractéristiques des grands thèmes d'occupation du sol						
Bleu	Vert	Rouge	Eau	Végétaux	Sol nu	Bâti	Forêt dense	Forêt claire	Parcours
2	3	4	Bleu sombre à clair (clarté augmentant avec la turbidité)	Chlorophylliens : magenta Chlorophylliens : brun-ver	Bleu ou cyan plus ou moins clair	Bleu très clair à blanc	Marro n foncé	Marro n plus ou moins claire	Magent a très claire

4. Résultats et analyses

Le bassin versant d'Oued Fekan a connu en l'espace de 31 ans de nombreux changements sous l'effet de plusieurs facteurs. Nous commencerons cette partie par exposer le résultat issu de la classification, en suite, on va analyser l'évolution que le bassin a connue pendant la période (1987-2018).

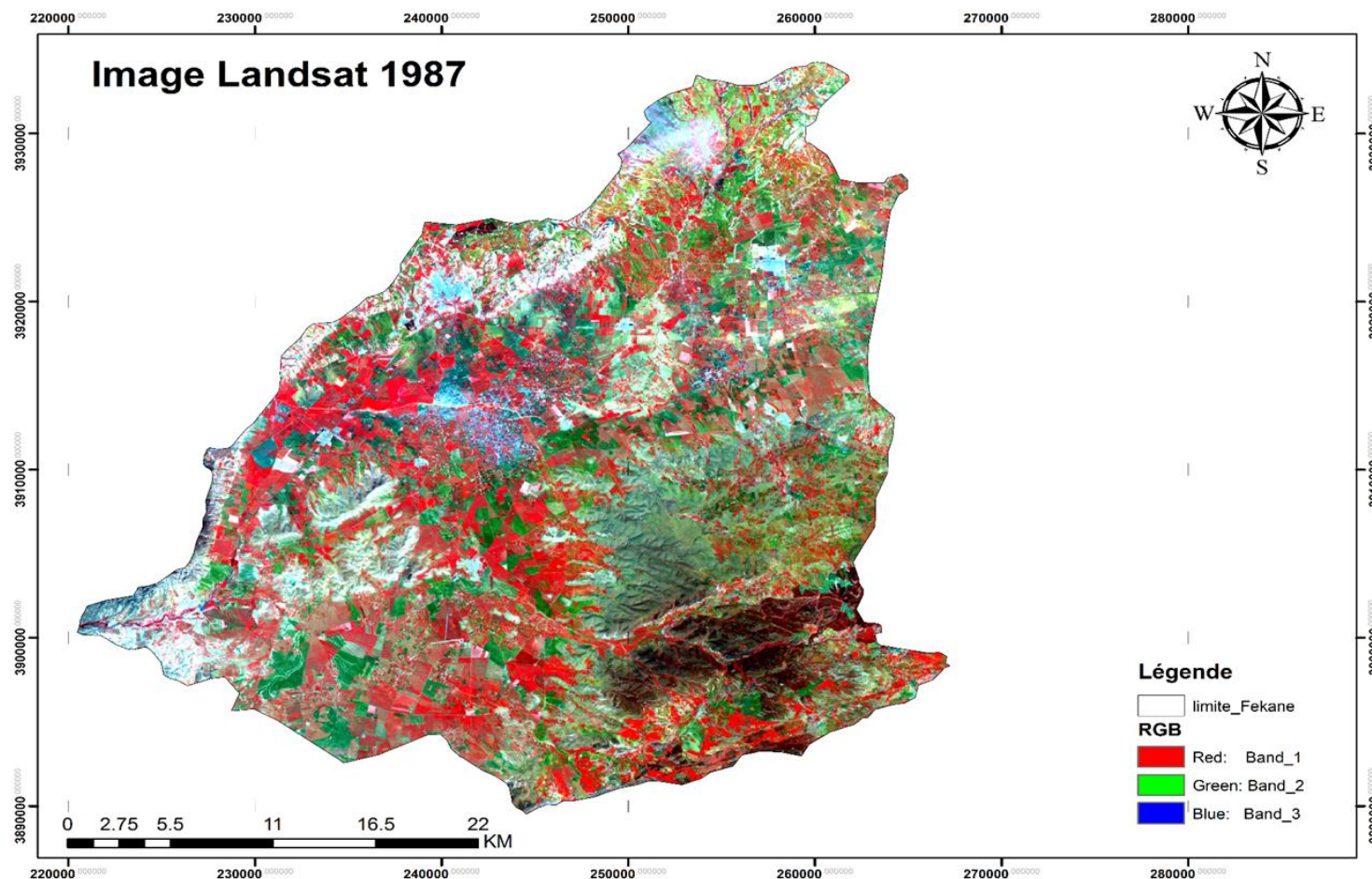


Figure IV. 2. Image LANDAST du bassin d'Oued Fekan (1987)

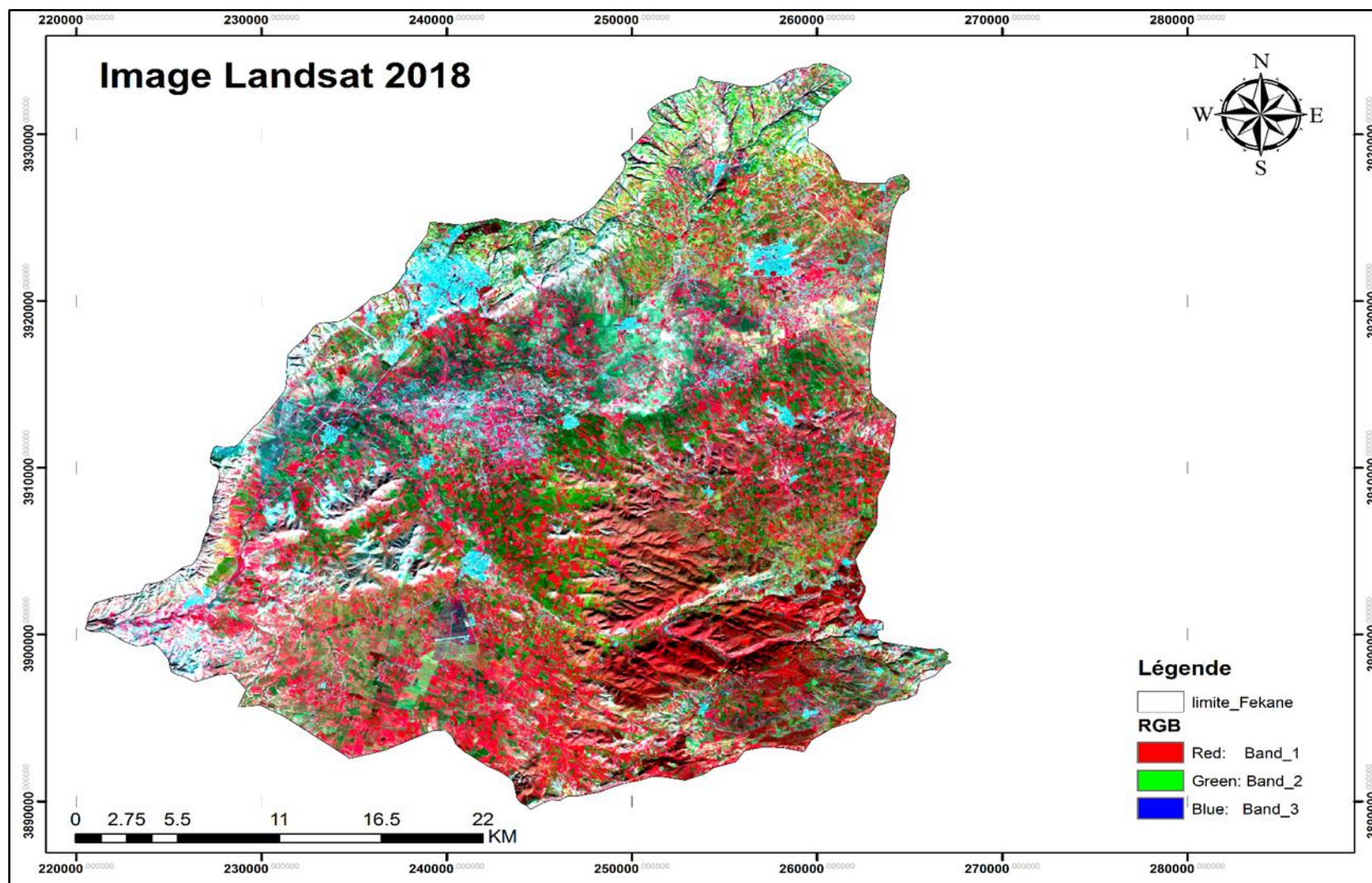


Figure IV. 3. Image LNDAST du bassin versant d'Oued Fekan (2018)

4.1. La classification supervisée

Nous avons réalisé une prospection rapide. Dans cette phase nous avons pris des échantillons préliminaires au niveau de la zone d'étude. Le choix de ces sites s'est fait suite à une superposition de deux types d'informations qui sont la géomorphologie et la formation végétale. En complément aux relevés préliminaires, par la suite des essais de classifications supervisées et l'établissement de la légende (in **Cyrille T et al., 2017**).

4.2. Segmentation d'image

La démarche utilisée pour la séparation et la description des unités ou classes tient compte d'abord des caractéristiques spectrales des unités (structure, texture, forme, et distribution spatiale), ensuite documentation existante sur le type de milieu. Cette dernière étape a permis d'élaborer les cartes d'occupation du sol sur la base des clés d'interprétation visuelles (in **Toumi S et al., 2013**).

Les figures IV.4 et 5 représente les deux cartes d'occupation du sol qu'on a établies.

4.3. Analyses des cartes d'occupation du sol

Dans ce volet on exposera les résultats statistiques de toutes les classes en surface et en pourcentage obtenus lors de la classification supervisée et analysera ces résultats année par année en se basant sur les données des annuaires statistiques et des compagnes agricoles afin de démontrer que pendant la période de l'étude, le bassin a subi un ensemble de variation d'origine naturelle ou humaine.

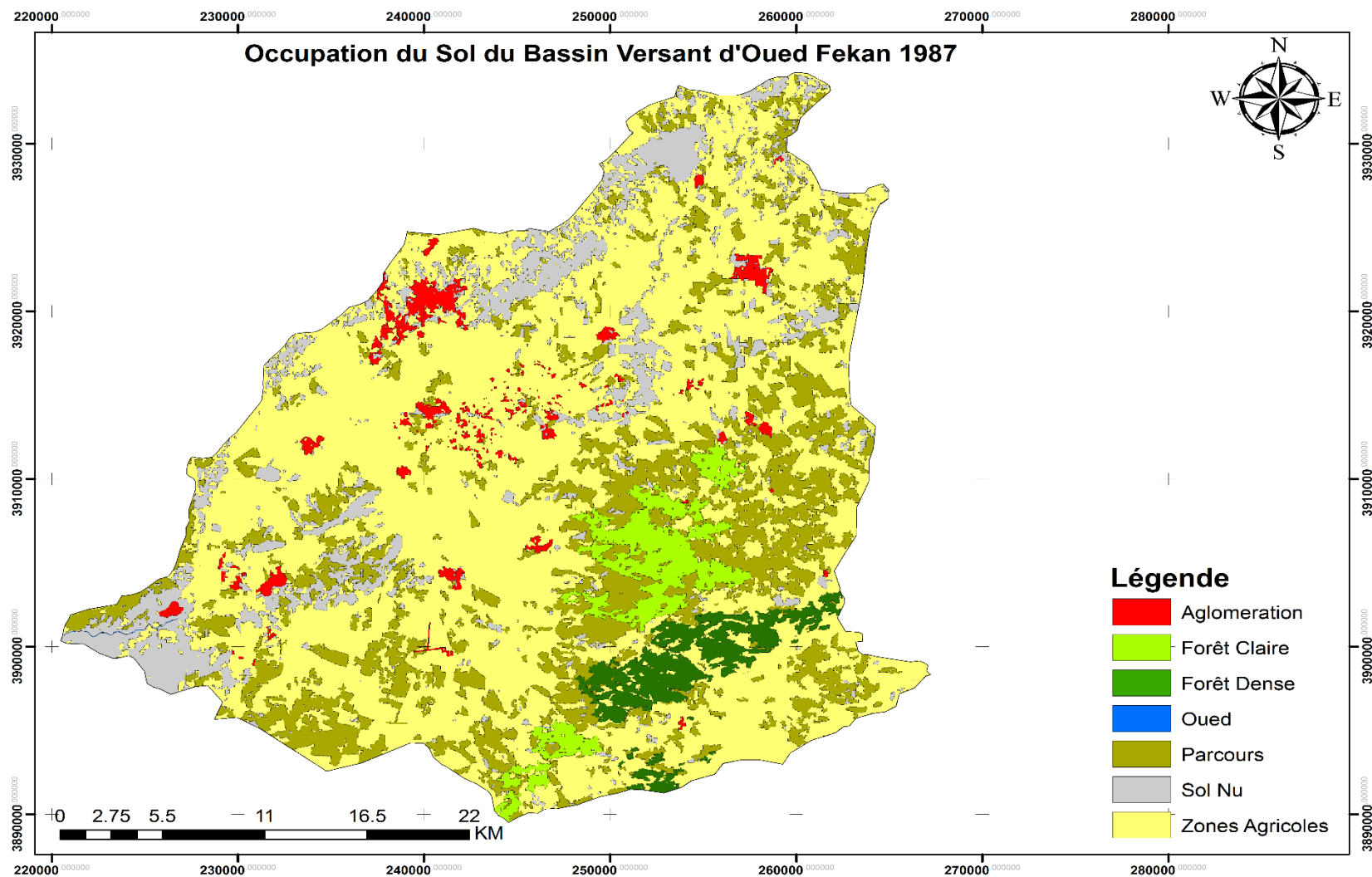


Figure IV. 4. Carte d'occupation de sol d'Oued Fekan pour l'année (1987)

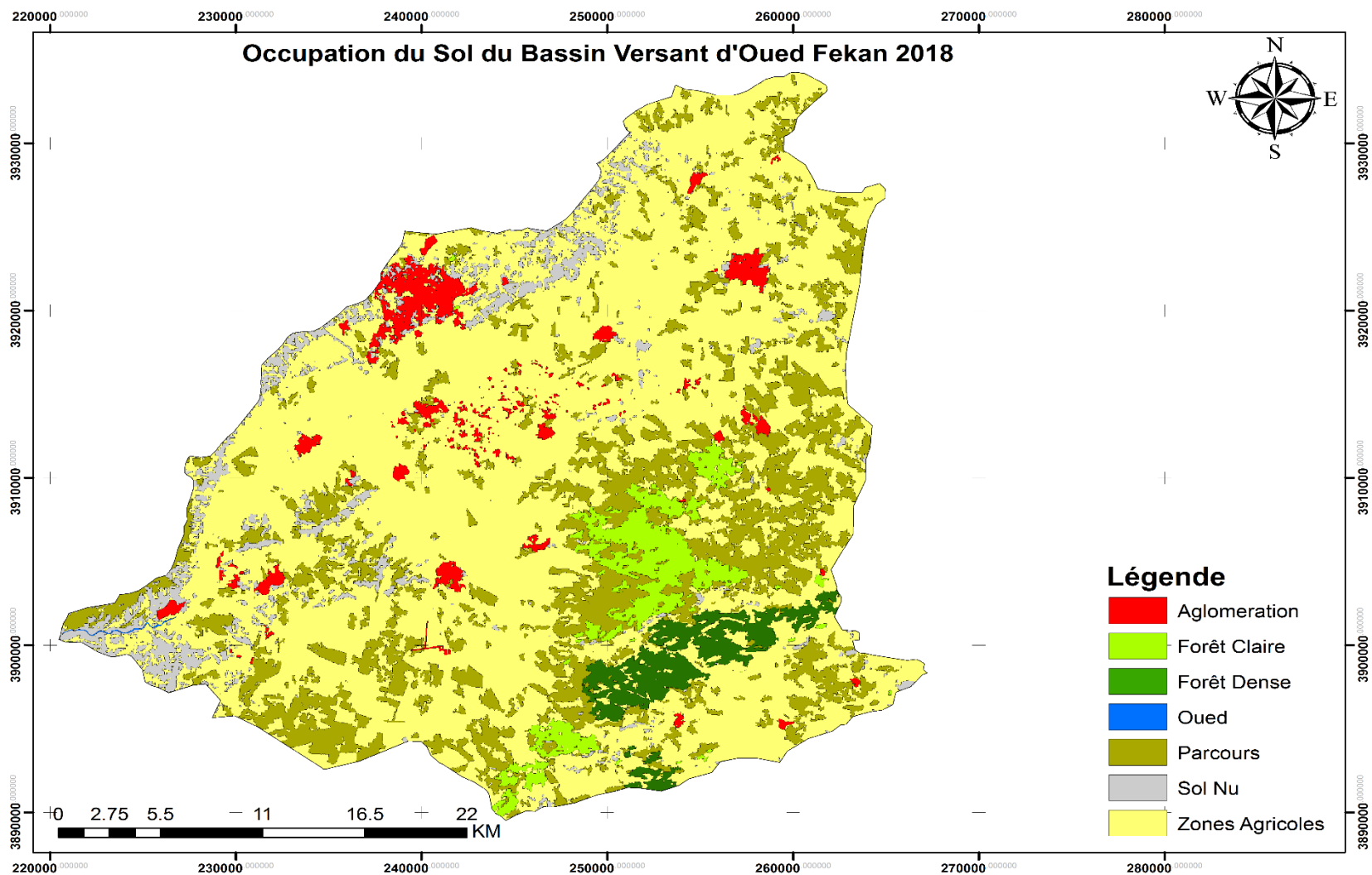


Figure IV. 5. Carte de l'occupation de sol d'Oued Fekan (2018)

Tableau IV. 4. Récapitulatif des résultats obtenus de la classification supervisée

Classes	Superficie en hectare		Diff en hectare	% sur la superficie totale du BV		Diff en %
	1987	2018		1987	2018	
Agglomération	2 488.29	3 540.64	+ 1052.35	2.08%	2.96%	+ 0.88%
Oued	7.54	10.88	+ 3.34	0.01%	0.01%	+ 0.0028%
Parcours	24 487.20	24 493.70	+ 6.5	20.50%	20.51%	+ 0.01%
Forêt claire	4 316.31	4 327.68	+ 11.37	3.61%	3.62%	+ 0.01%
Forêt dense	3 558.62	3 355.81	- 202.81	2.98%	2.81%	-0.17%
Sol nu	12 709.80	6 043.43	- 6666.37	10.64%	5.11%	-5.53%
Zones agricoles	71 870.24	77 665.86	+ 5795.62	60.17%	65.03%	+4.86%

5. Impluvium

D'après le dictionnaire hydrogéologique ; un impluvium est un système permettant de capter et de transporter les eaux de pluie vers un lieu de stockage. Ce système se compose d'une aire de captage, qui peut être tout simplement un toit, d'un système de transport qui canalise l'eau sur une certaine distance vers le lieu de stockage, et enfin du lieu de stockage qui peut être un réservoir enterré.

Dans cette perspective, et afin d'extraire la zone de recharge, nous avons procédé en premier temps : à délimiter l'impluvium brute du bassin versant d'oued Fe kan, en tenant compte l'affleurement alluvionnaire, ainsi que les zones à faibles gradient altimétrique (pour éviter les régions ayant un taux de ruissellement élevé). Cela, nous a conduit à obtenir un impluvium qui s'étend sur une superficie de 477.68 km², avec une altitude moyenne tourne autour de 498m (Fig. IV 6).

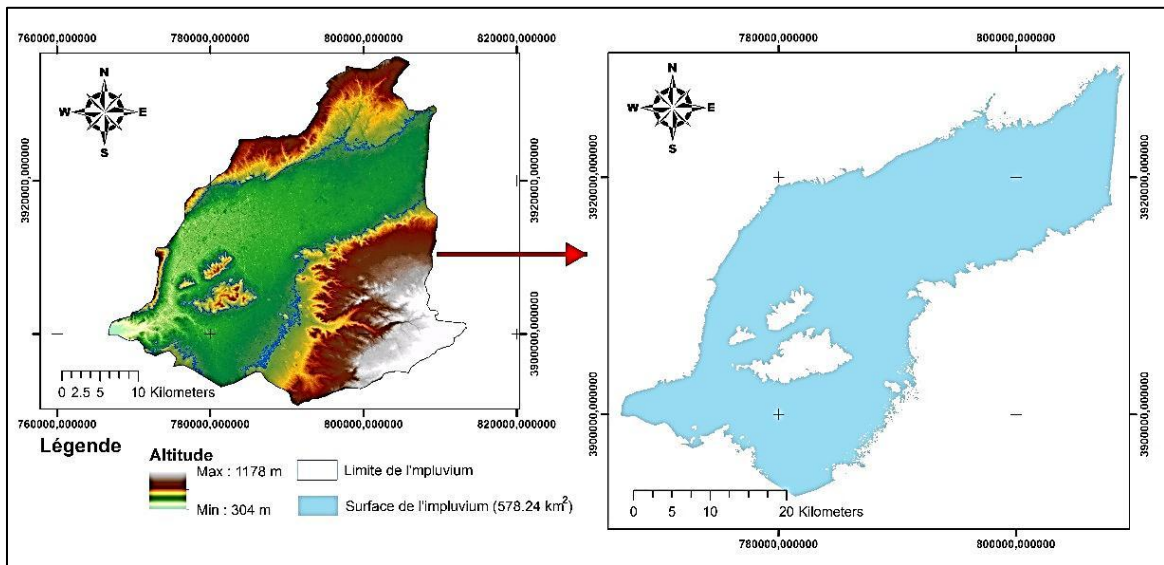


Figure IV. 6. La carte de l'impluvium de bassin versant d'Oued Fekan

Ensuite, on se basant sur l'étude diachronique de l'occupation du sol (Fig IV.4 et IV.5) pour analyser l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium, en tenant compte les caractéristiques de chaque classe d'occupation vis-à-vis au système hydrologique (Fig IV.7).

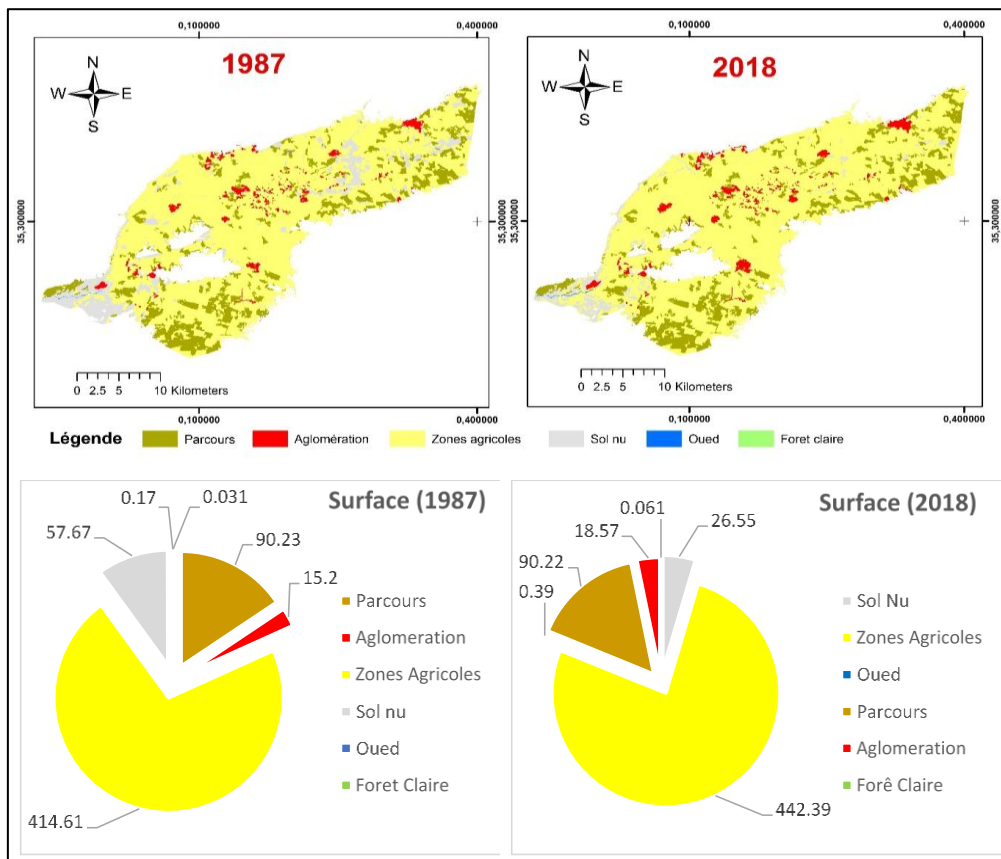


Figure IV. 7. Analyse diachronique du sol de l'impluvium (1987-2018)

L'analyse des cartes d'occupation du sol de l'impluvium (Fig IV.7) durant la période 1987-2018, nous montre une augmentation notable dans la superficie des classes agglomération et zones agricoles au détriment de la classe du sol nu.

5.1. Analyse diachronique de l'impluvium

De point de vue hydrologique et hydrogéologiques, les classes d'occupation : sol nu et urbain favorisent le ruissellement en réduisant la recharge, ce qui augmente l'érosion et par conséquent la dégradation excessive des sols. Ces dernières constituent des surfaces imperméables s'évaluent dans le temps et dans l'espace.

En effet, cette constatation nous a amené à déterminer de nouveau, l'évolution spatiale de l'impluvium en prenant en considération l'évolution spatiale des classes d'occupation : sol nu et agglomération en 1987 et 2018. La procédure consiste à soustraire respectivement la surface brute de l'impluvium par les surfaces imperméables (sol nu et urbain) en 1987 et 2018 (Fig IV.8).

Le résultat obtenu marque une augmentation dans la superficie de l'impluvium allant de 505.44 km² en 1987 à 533.19 km² en 2018.

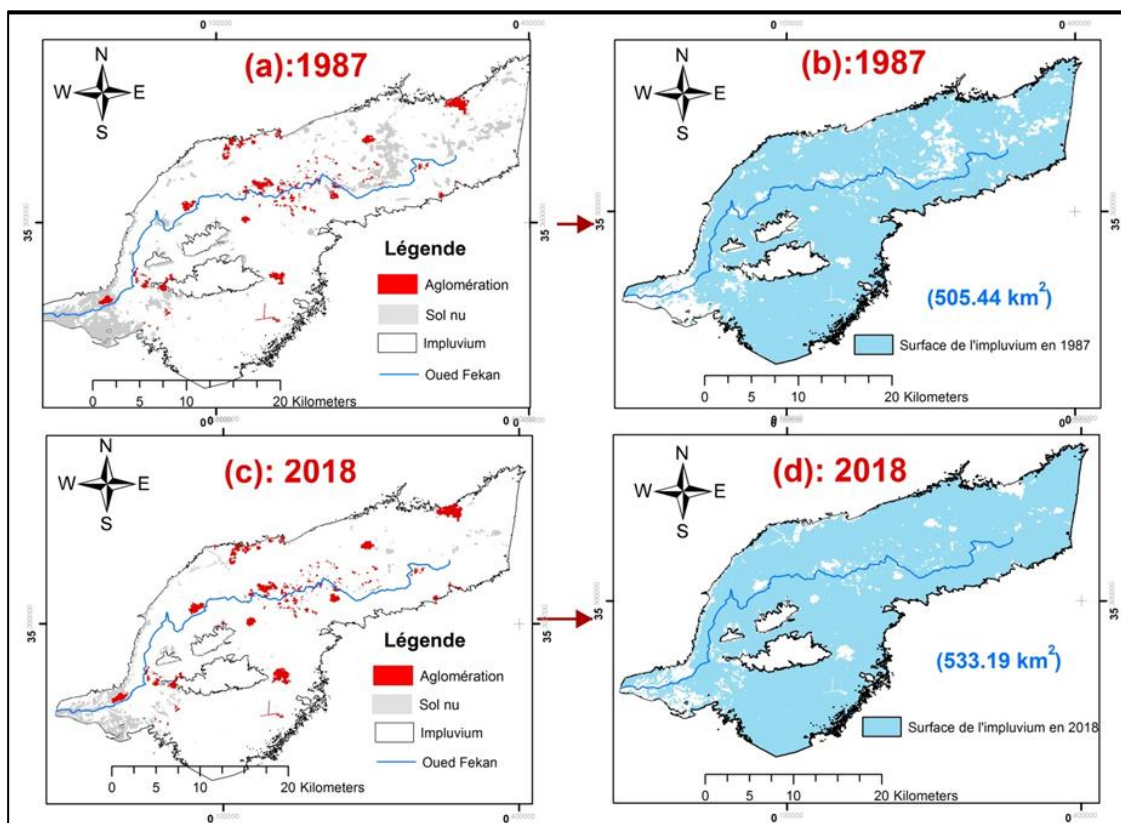


Figure IV. 8. Evolution spatiotemporelle de l'impluvium (1987-2018)

6. Conclusion

L'analyse des cartes d'occupation du sol fruit d'une classification supervisée des images satellitaire Landsat a montré que le bassin versant d'Oued Fekan a été marqué dans les trente dernières années par une évolution et un changement modéré de son paysage sous l'effet évidemment de plusieurs facteurs.

Les changements les plus tangibles concernent le bâti et la croissance démographique qui s'est faite d'une manière importante.

Les conséquences de cette forte croissance démographique résident dans l'obligation de trouver de nouveaux espaces pour urbaniser au détriment de la forêt et les zones agricoles.

Ces derniers en plus des sols nus ont connu aussi un changement, la surface des sols nus calculées par la classification est due à l'extension des surfaces agricoles conséquences de la politique des pouvoirs publics de soutien à la production agricole.

Cette variabilité spatiotemporelle de l'occupation du sol a influencé largement sur la recharge des eaux souterraines en changeant l'extension spatiale de l'impluvium. En effet, l'impluvium (la nappe alluviale de Gheriss) a connu une augmentation dans sa superficie allant de 505.44 km² à 533.19 km² durant la période 1987-2018.

Chapitre V

Impact de l'évolution spatiotemporelle de L'impluvium sur la recharge

1. Introduction

De façon générale, la recharge correspond à la quantité d'eau qui arrive à la nappe et qui forme un ajout au réservoir d'eau souterraine (**Scanlon B et al., 2002**). Une partie des précipitations s'infiltrer et recharge l'aquifère. Une part des précipitations peut également ruisseler (en surface ou subsurface) et/ou s'évapotranspirer.

La recharge d'un aquifère peut être définie comme le flux d'eau qui percole au travers du sol et de la zone non saturée pour atteindre l'aquifère et constituer un apport au stock d'eau souterraine qu'il contient (**Devries J et Simmers I., 2002**). Il s'agit essentiellement de la fraction des précipitations qui s'infiltrer et alimente la nappe aquifère. Elle dépend du contexte météorologique, mais aussi des caractéristiques géomorphologiques (pente, rugosité,...), de la superficie de l'impluvium, des propriétés des sols (couverture végétale, type de sol, épaisseur de la réserve utile) et des propriétés hydrodynamiques des formations du sous-sol. Sa connaissance est nécessaire pour réaliser le bilan hydrologique d'un aquifère, estimer sa réserve renouvelable ou bien encore mettre en œuvre un modèle hydrodynamique distribué, pour lequel elle constitue une condition limite.

2. Estimation de la recharge

De nombreuses méthodes permettant d'estimer la recharge d'un aquifère sont décrites dans la littérature scientifique (**in Scanlon et al., 2002**). et plus récemment (**in Healy R, 2010**). Elles varient, d'une part par l'échelle de temps à laquelle elles opèrent (du pas journalier au pas annuel), et, d'autre part, par le type de données qu'elles exploitent (météorologiques ou hydrologiques). La comparaison des résultats fournis par différentes méthodes a fait l'objet de plusieurs études, notamment aux Etats-Unis dans les années 2000 (**in Flint A et al., 2002**). Ces travaux montrent que les méthodes ne présentent pas toutes la même efficacité selon le type d'aquifère sur lequel elles sont appliquées. De plus, elles présentent des incertitudes plus ou moins fortes, liées aux hypothèses sur lesquelles elles sont construites (**in Halford K et Mayer G., 2000**). Pour obtenir une estimation réaliste de la recharge assortie d'un intervalle de confiance à l'échelle d'un bassin hydrogéologique, il est donc recommandé d'appliquer des approches variées qui se complètent (**in Scanlon B et al., 2006**), et de comparer leurs résultats.

L'outil numérique ESPERE (Estimation de la Pluie Efficace et de la Recharge) a été construit pour répondre à ce besoin.

2.1. Code de calcul ESPERE

Il s'agit d'un classeur Microsoft Excel élaboré par le BRGM en 2015 dans lequel l'utilisateur permet de calculer très rapidement la recharge selon différentes méthodes (Coes A et al., 2007).

La version 1.5 d'ESPERE intègre 10 méthodes d'estimation de la recharge. Elles ont été choisies car elles valorisent au maximum les différentes sources de données auxquelles l'hydrogéologue a classiquement et facilement accès (données météorologiques, débits et niveaux piézométriques). De plus, elles ne comportent pas ou peu de paramètres à renseigner par l'utilisateur et sont adaptées à un traitement numérique sous Excel. Ces méthodes appartiennent aux catégories des méthodes empiriques, de bilan hydrologique, de traitement des niveaux piézométriques, ou de filtrage des débits et opèrent au pas de temps journalier ou annuel. ESPERE fournit une quantification de la recharge au pas de temps mensuel et annuel sous forme des tableaux et des graphiques (Coes A et al., 2007).

3. Méthodologie adoptée

La méthodologie adoptée consiste en premier temps à utiliser la superficie de l'impluvium (l'affleurement alluvionnaire) du bassin versant d'oued Fe kan en 1987 et 2018 (Chapitre IV). Ensuite, à travers le code de calcul ESPERE on pourra appliquer rapidement et simultanément plusieurs méthodes d'estimation de la recharge (Coes A et al., 2007).

En fin, pour étudier l'impact de l'évolution spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge, ainsi que la performance du rôle a joué par les services gestionnaires dans les années quatre-vingt, il est judicieux voire important de garder les différentes variables inchangeables (données hydro-pluviométriques) lors de l'estimation de la recharge en 1987 et 2018.

4. Méthodes adoptées lors de l'estimation de la recharge avec ESPERE

En fonction des données disponibles, nous avons choisis les méthodes suivantes : deux méthodes empiriques (proposées par Guttman - Zuckerman et Kessler), deux méthodes de bilan (d'après Thornthwaite et Dingman-Penman) exploitant les données météorologiques journalières, deux méthodes de filtre des chroniques de débits (Wallingford, Chapman).

4.1. Données disponibles

Pour estimer la recharge à l'aide des méthodes implémentées dans ESPERE, nous avons utilisés les séries de données disponibles de : températures (°C), précipitations (mm), évapotranspirations (mm) et débits (m³/s) avec un pas de temps journalier pendant 2 ans (2007 et 2008). Ainsi, les paramètres physiographiques de la zone d'intérêt sont introduits tels que mentionnées dans le tableau ci-dessous.

Tableau V. 1. Paramètre physiographique de la zone d'étude

Propriétés	Unité	Valeur	Source
Surface de l'impluvium (1987-2018)	Km ²	505 / 533	Voir chapitre IV
Ratio Infiltration / Pluie efficace		0.5	Voir le bilan hydrologique
Stock maximal dans le sol (mm)	mm	30	Voir le bilan hydrologique
Latitude	°	35	-
Porosité efficace aquifère libre (Sy)		0.2	Baba-Hamed et al., (2015)
Surface du bassin hydrogéologique	Km ²	1194.38	Voir chapitre III

4.2. Etat de l'art des méthodes utilisées

4.2.1. Les méthodes empiriques

Les méthodes empiriques adoptées et implémentées dans ESPERE sont les méthodes, de Kessler (1967) et de Guttman & Zuckerman (1995). Ces méthodes sont intéressantes car elles reposent uniquement sur l'exploitation de variables climatiques (précipitation et température) qui sont des données généralement accessibles. Elles peuvent donc être appliquées pour une première approximation de la recharge, tout en gardant à l'esprit qu'elles ont souvent été établies dans un contexte climatique, hydrogéologique et d'exploitation d'aquifère bien défini (Coes A et al., 2007).

4.2.1.1. Kessler

A étudié spécifiquement un système karstique de moyenne montagne en Hongrie. Il a constaté que la montée significative du niveau de la nappe avait toujours lieu durant les quatre premiers mois de l'année, après la fonte des neiges et avant la reprise vigoureuse de la poussée végétale. Ainsi, le débit annuel de la source karstique (et donc la recharge) n'était pas corrélé au total des précipitations annuelles, mais uniquement aux précipitations de l'automne précédent (année n-1) et à celles du début d'année. A partir de 22 années de données sur le site hongrois, Kessler a construit un abaque reliant le pourcentage d'infiltration (Infiltration Rate) des précipitations brutes à ce qu'il appelle le taux de précipitation déterminant (DPR). Dans ESPERE, cette courbe est approximée par une fonction polynomiale. Le DPR dépend non linéairement du cumul des précipitations de septembre à décembre (année n-1), du cumul des précipitations du début d'année (janvier à avril, année n), du cumul annuel des précipitations (année n) et de la moyenne interannuelle des précipitations d'automne (in Xu Y et Beekman H., 2003)

$$DPR = (cum deb / cum annuel) + k$$

Avec :

cum deb : cumul de pluie de janvier à avril de l'année n ;

cum annuel : cumul annuel de pluie brute pour l'année n,

k : Constante de correction, est estimée par Kessler en fonction de la valeur du taux de précipitation corrigé (CPR) : $CPR = (cum aut - m)/m$;

m : moyenne interannuelle des cumuls de pluie sur la période septembre-décembre

cum aut : cumul de pluie de septembre à décembre de l'année n-1.

La recharge annuelle s'obtient en multipliant le taux d'infiltration (IR) par le cumul annuel de précipitations.

Précise que l'application de la formule de Kessler à d'autres aquifères que celui sur lequel elle a été établi, n'est justifiée que pour des aquifères en contexte climatique méditerranéen, présentant deux périodes annuelles de recharge (**Andreo B., 2008**).

4.2.1.2. Guttman et Zuckerman (1995) (Weiss and Gvirtzman, 2007).

Ont proposé un jeu de relations linéaires pour estimer la recharge à partir des précipitations annuelles (P). Leurs résultats ont été obtenus en combinant des calculs de bilans hydrologiques à l'échelle régionale et une modélisation hydrogéologique en régime transitoire. Ces formules empiriques ont été établies à partir d'un aquifère carbonaté en climat méditerranéen semi-aride. Leur validité pour estimer la recharge d'autres aquifères n'est pas documentée.

$$R = 0,45 \times (P - 180) ; P < 600 \text{ mm}$$

$$R = 0,88 \times (P - 410) ; 600 \text{ mm} < P < 1000 \text{ mm}$$

$$R = 0,97 \times (P - 463) ; P > 1000 \text{ mm}$$

4.2.2. Les méthodes du bilan hydrologique

A l'échelle d'une nappe, la pluie efficace, définie comme la somme du ruissellement et de l'infiltration, est égale aux précipitations moins l'évapotranspiration réelle moins la variation du stock d'eau dans la zone non saturée. La méthode de Thornthwaite (1948) permet de calculer la pluie efficace journalière à partir des précipitations, de l'ETP et d'un seul paramètre lié à la nature du sol et représentant sa capacité maximale de stockage de l'eau. Le principe est le suivant :

- Si les précipitations sont supérieures à l'ETP, la différence comble d'abord le déficit en eau du sol. L'excédent constitue la pluie efficace qui se répartit entre ruissellement et alimentation de la nappe ;

- Si les précipitations sont inférieures à l'ETP, la différence ETP-P est prélevée sur la réserve du sol jusqu'à épuisement de celle-ci.

Des améliorations successives ont été proposées au modèle de Thornthwaite, notamment pour introduire une vidange progressive de la réserve du sol (**in Dingman S., 2002**) en propose une formulation aboutie.

ESPERE inclut la méthode de Thornthwaite et deux versions de la formule de Dingman (toutes les trois appliquées au pas de temps journalier) : une première utilisant les valeurs d'ETP journalières fournies par l'utilisateur (en général ETP Penman-Monteih) et une seconde calculant l'ETP journalière à l'aide de la formule de Hamon (1963) :

$$ETP = 29.8 * D * esat / (T + 273.2)$$

Avec

$esat = 0.611 * exp [17.3 * T / (T + 237.3)]$ (Tension de vapeur saturante, en kPa, à la température moyenne du jour T en °C) ;

$D = 2. acos [(-tan(delta).tan(l)) / 0.2618]$ (longueur du jour en heure) ;

$delta$: déclinaison de l'axe terrestre (varie entre -23.5° et 23.5° selon le jour de l'année) ;

l : latitude (en radian) de la zone étudiée.

Ces deux versions de la formule de Dingman permettent de mettre en œuvre la méthode même en cas d'absence de données d'ETP, et également de proposer une première approximation de l'influence de la méthode de calcul de l'ETP sur les résultats en termes de pluie efficace (**in Allen R et al., 1998**).

Pour obtenir une estimation de la recharge de la nappe à partir des méthodes de bilan, un paramètre de partition de la pluie efficace entre infiltration et ruissellement doit être renseigné.

Prise en compte du couvert végétal

L'évapotranspiration de référence (ET_o), calculée par la formule de Penman-Monteih ou par la formule de Hamon, suppose que le sol est recouvert de gazon. Pour prendre en compte l'effet d'une couverture végétale réelle, il est commode de recourir à l'approche du coefficient cultural (K_c) en posant : $ETP = K_c * ET_o$ (**in Allen R et al., 1998**).

Le coefficient cultural varie selon la culture (ou le couvert végétal), mais également selon la phase de croissance (Fig V.1).

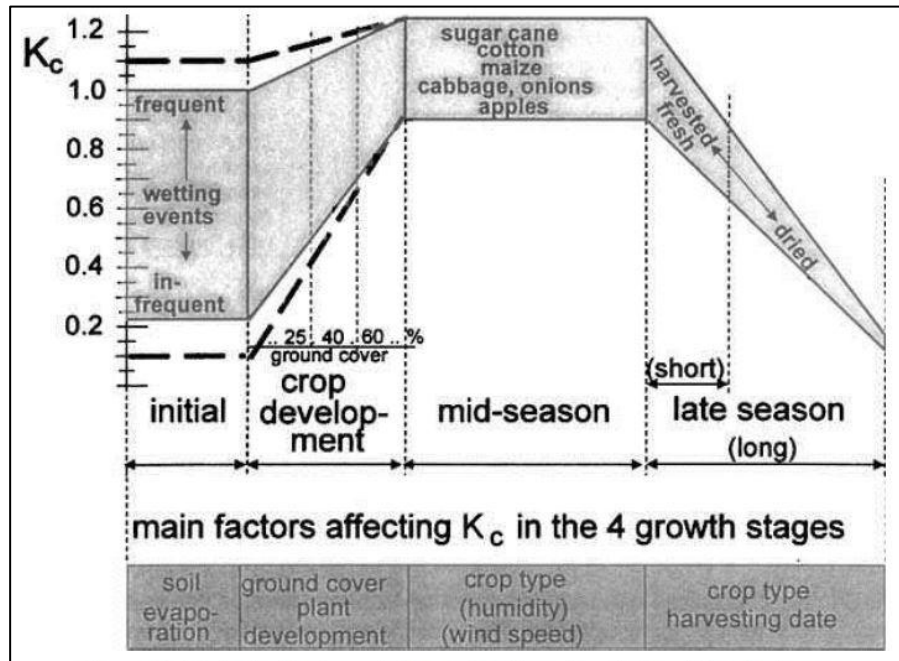


Figure V. 1. Variation typique du K_c en fonction des stades phénologiques (FAO, Allen R et al., 1998)

Dans ESPERE, la variation de K_c au cours de l'année est approximée par une courbe en trapèze définie par 6 paramètres que l'utilisateur doit renseigner (Fig V.2).

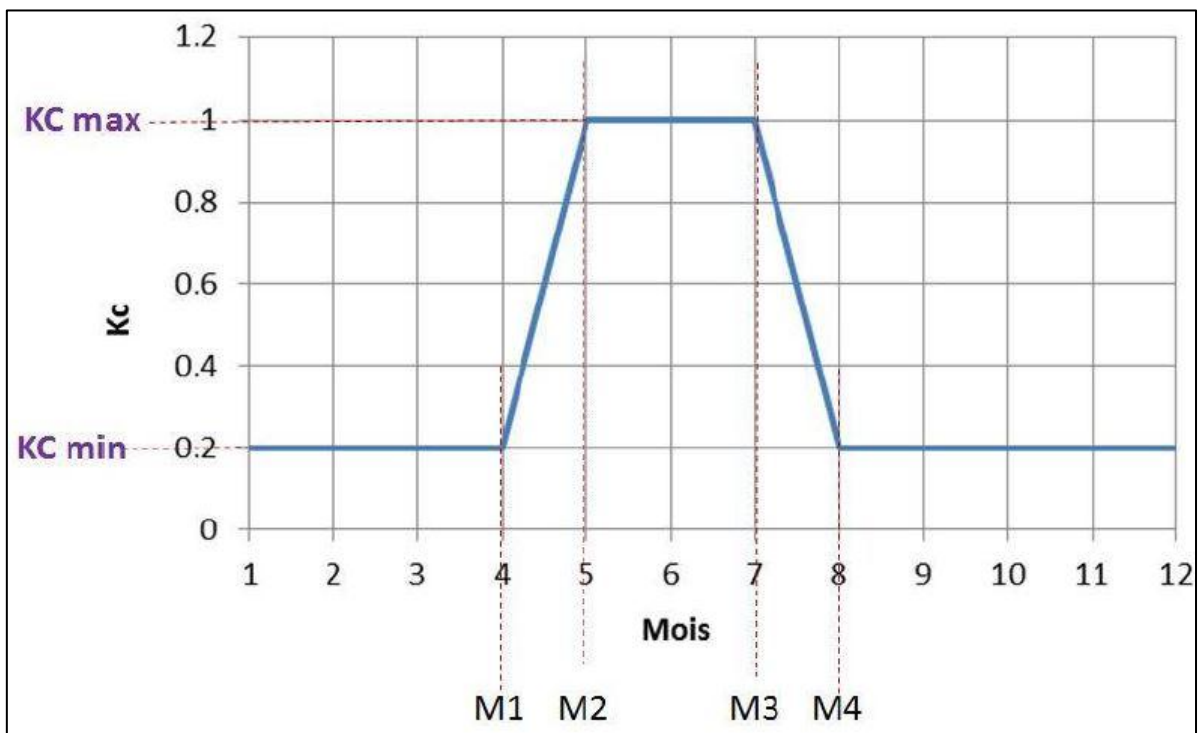


Figure V. 2. Courbe de variation du K_c dans ESPERE

4.2.2.1. Algorithmes de Thornthwaite et Dingman

Les algorithmes de calcul de la pluie efficace implémentés dans ESPERE pour les méthodes de bilan tiennent compte de la fonte de la neige et du coefficient cultural. Si l'utilisateur n'a pas spécifié de valeurs pour les paramètres de la courbe définissant l'évolution du Kc au cours de l'année, celui-ci est par défaut constant et égal à 1 (in Xu Y et Beekman H., 2003)

- **Méthode de Thornthwaite**

$$ETR(i) = \min [Kc(i) * ETP(i) ; EntreeEAU(i) + RU(i)]$$

$$Peff(i) = EntreeEAU(i) - ETR(i) + RU(i) - RUmax$$

$$\text{Si } Peff(i) \leq 0 \text{ alors } Peff(i) = 0$$

$$RU(i + 1) = \min [RUmax ; EntreeEAU(i) + RU(i) - ETR(i)]$$

- **Méthode de Dingman**

$$\text{Si } EntreeEAU(i) \geq Kc(i) * ETP(i)$$

$$ETR(i) = Kc(i) * ETP(i)$$

$$RU(i) = \min [(EntreeEAU(i) - Kc(i) * ETP(i) + RU(i - 1) , RUmax]$$

$$\text{Si } EntreeEAU(i) < Kc(i) * ETP(i)$$

$$ETR(i) = EntreeEAU(i) + RU(i - 1) - RU(i)$$

$$RU(i) = RU(i - 1).exp[-(Kc(i) * ETP(i) - (EntreeEAU(i))/RUmax]$$

$$Peff(i) = EntreeEAU(i) - ETR(i) - [RU(i) - RU(i - 1)]$$

$$\text{Si } Peff(i) \leq 0 \text{ alors } Peff(i) = 0$$

Avec

Les notations suivantes :

EntreeEAU(i) : L'apport d'eau pour le jour i (pluie plus fonte du stock de neige) ;

Kc(i) : Le coefficient cultural ;

ETP(i) : L'évapotranspiration de référence ;

ETR(i) : L'évapotranspiration réelle (ou calculée) ;

RU(i) : Le stock d'eau dans le sol.

4.2.3. Les méthodes de filtre des débits

Le dernier type de méthodes implémentées dans ESPERE regroupe des procédures de traitement du signal appliquées à des chroniques de débits de rivières. Ces méthodes visent à isoler la partie des débits des cours d'eau provenant du ruissellement de surface ou des écoulements de subsurface, de la partie liée au drainage de la nappe (baseflow). Elles sont

souvent associées au calcul du BFI (« Base Flow Index »), qui, pour une période donnée (mois, saison ou année), est le rapport entre le débit de base d'un cours d'eau et le débit total. L'Institut d'Hydrologie de Wallingford a développé une procédure de calcul du débit de base et du BFI qui fait référence (**in Gustard A et Demuth S., 2008**). Elle repose sur la recherche dans une chronique de débits journaliers des minimums sur des périodes glissantes de 5 jours et sur leur interpolation. Le code Visual Basic intégré dans ESPERE pour le calcul du débit de base Wallingford est adapté du code développé par l'European Drought Center (**in Tallaksen M et Lanen V., 2004**).

Deux autres filtres numériques des chroniques de débit sont implémentés dans ESPERE. Ils reposent sur l'hypothèse que les séquences de récession pure peuvent être modélisées par une exponentielle décroissante de type

$$Q(t) = Q_0 e^{-\alpha t}$$

Avec

$\alpha = -\log(k)$ où k est la constante de récession comprise entre 0 et 1.

En supposant que le débit de base (Q_b) à la date t peut être exprimé sous la forme d'une moyenne pondérée du débit de base à la date précédente et du débit de ruissellement à la date (**in Chapman T et Maxwell A., 1996**). Ont suggéré une formule pour son calcul, généralisée ensuite par Eckhardt (2005). Ces deux formules, qui font intervenir 1 ou 2 paramètres à fixer par l'utilisateur (la constante de récession k et le BFI_{max}) sont implémentées dans ESPERE au pas de temps journalier.

$$Q_b(t) = \frac{k}{2-k} Q_b(t-1) + \frac{1-k}{2-k} Q(t) \quad Q_b(t) \leq Q(t) \quad (\text{Chapman et Maxwell})$$

$$Q_b(t) = \frac{k \cdot (1-BFI_{max}) \cdot Q_b(t-1) + (1-k) \cdot BFI_{max} \cdot Q(t)}{(1-k \cdot BFI_{max})} \quad \text{et} \quad Q_b(t) \leq Q(t) \quad (\text{Eckhardt})$$

Une fois le débit de base calculé, on obtient une estimation de la recharge correspondante en le divisant par la surface de l'impluvium.

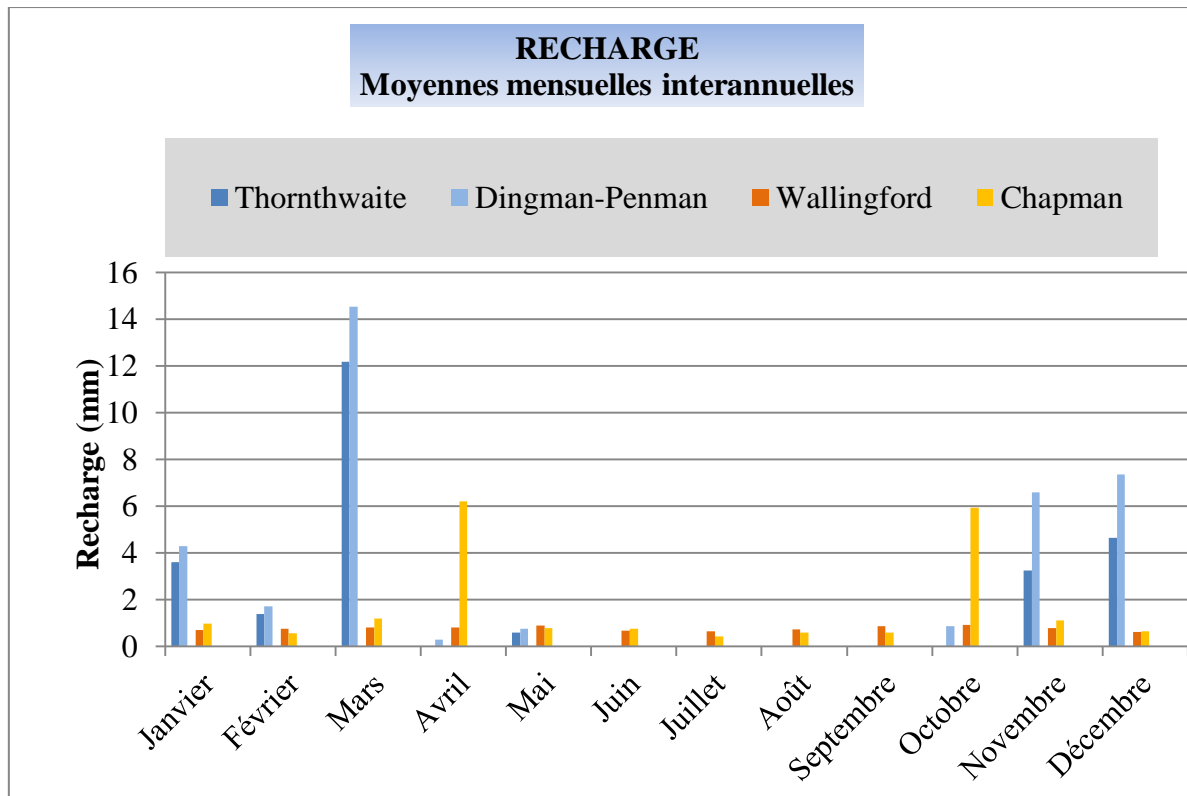
5. Résultats obtenus

5.1. Variabilité mensuelle de la recharge relative aux impluviums de 1987 et 2018

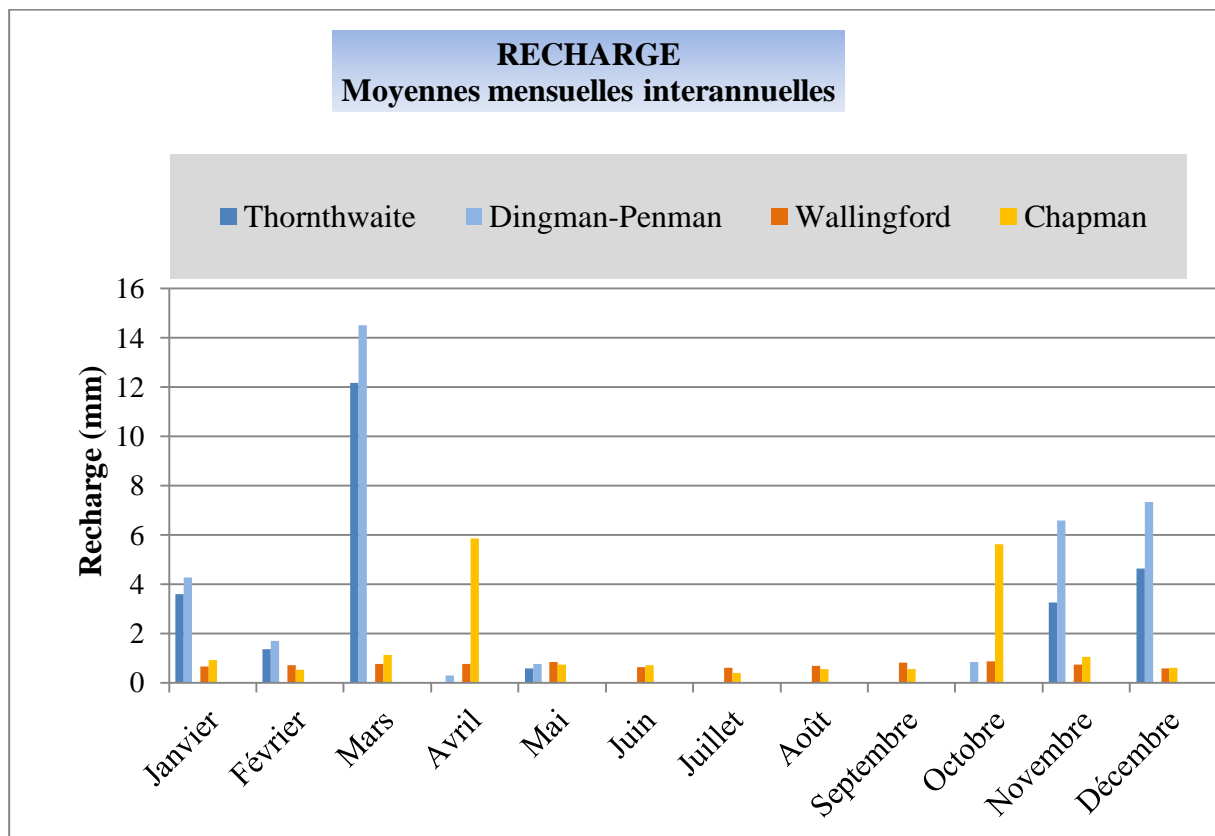
L'estimation mensuelle de la recharge relative aux impluviums considérés (1987 et 2018), en utilisant les méthodes transformant la pluie efficace moyenne en recharge (Thorntwaite et Dingman-Penman) ne montre aucune variation (tableau V.2 et Fig V.3). Tandis que les résultats obtenus par les méthodes transformant le débit de base moyen en recharge (Wallingford et Chapman) révèlent une légère augmentation de la recharge pour l'impluvium de 1987.

Tableau V. 2. Estimation de la recharge moyenne mensuelle (mm/mois) par les différentes méthodes retenues, pour les impluviums de 1987 et 2018

Variable initiale	Pluie efficace moyenne transformée en recharge				Débit de base moyen transformé en recharge			
	Thorntwaite		Dingman-Penman		Wallingford		Chapman	
Année	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987
Impluvium (km²)	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4
Janvier	3.61	3.61	4.28	4.28	0.65	0.69	0.92	0.97
Février	1.37	1.37	1.70	1.70	0.71	0.75	0.53	0.56
Mars	12.17	12.17	14.51	14.51	0.77	0.81	1.14	1.20
Avril	0.00	0.00	0.29	0.29	0.76	0.80	5.87	6.20
Mai	0.59	0.59	0.76	0.76	0.84	0.88	0.73	0.77
Juin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.68	0.71	0.75
Juillet	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.64	0.40	0.42
Août	0.00	0.00	0.00	0.00	0.69	0.73	0.55	0.58
Septembre	0.00	0.00	0.00	0.00	0.82	0.86	0.55	0.58
Octobre	0.00	0.00	0.85	0.85	0.88	0.92	5.61	5.92
Novembre	3.25	3.25	6.59	6.59	0.74	0.79	1.05	1.11
Décembre	4.65	4.65	7.35	7.35	0.57	0.60	0.60	0.63



1987



2018

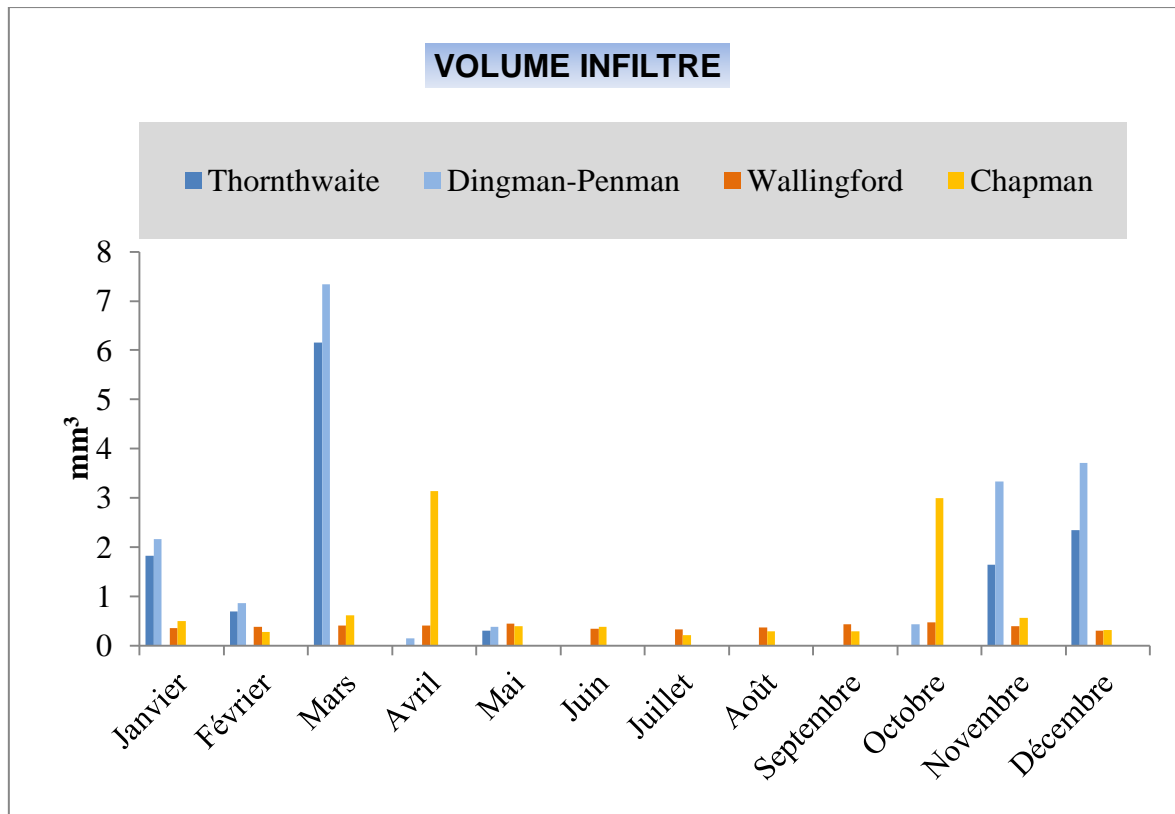
Figure V. 3. Evolution de la moyenne mensuelle de la recharge estimée par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987et 2018

D'après le résultat d'estimation du volume infiltré moyenne mensuelle, par les différentes méthodes retenues (tableau V.3 et Fig V.4), on remarque que les valeurs estimées avec l'impluvium de 2018 sont supérieures que celle de 1987, notamment pour les méthodes transformant la pluie efficace. En effet, les volumes infiltrés estimés avec Throntthwaite sont 6.15 (1987) et 6.49 mm³ (2018) en mois de Mars. En parallèle le résultat de Dingmanepenmane montre des valeurs extrêmes de l'ordre de 7.33 (1987) et 7.4 mm³ (2018). Cette variation dans le volume infiltré fait apparaître l'impact de la superficie de l'impluvium sur la recharge.

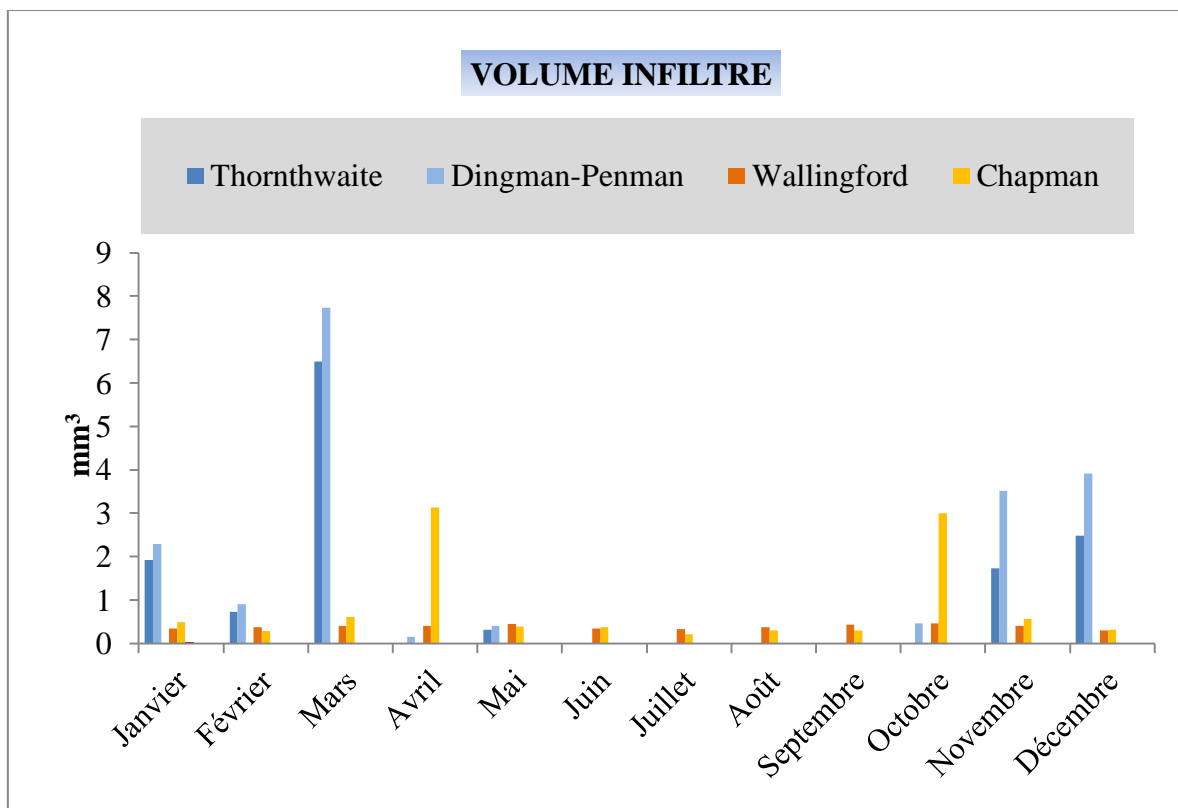
En revanche, les résultats obtenus par les méthodes transformant le débit de base moyen, ne montrent aucune variation relative aux impluviums considérés. La valeur extrême du volume infiltré est de l'ordre de 3.13 mm³ en mois d'avril pour chapman et 0.47 mm³ en mois d'Octobre pour la méthode de Walling-Ford (tableau V.3 et Fig V. 4).

Tableau V. 3. Estimation du volume infiltré moyenne mensuelle (mm³/mois) différent méthodes retenues, pour les impluviums de 1987 et 2018

Volumes Infiltrés : Moyennes mensuelles interannuelles (Mm³)								
Variable initiale	Pluie efficace moyenne transformée en volume infiltré				Débit de base moyen converti en volume infiltré			
	Thorntwaite		Dingman-Penman		Wallingford		Chapman	
Année	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987
Impluvium (km²)	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4
Janvier	1.92	1.82	2.28	2.16	0.35	0.35	0.49	0.49
Février	0.73	0.69	0.91	0.86	0.38	0.38	0.28	0.28
Mars	6.49	6.15	7.74	7.33	0.41	0.41	0.61	0.61
Avril	0.00	0.00	0.16	0.15	0.40	0.40	3.13	3.13
Mai	0.32	0.30	0.40	0.38	0.45	0.45	0.39	0.39
Juin	0.00	0.00	0.00	0.00	0.35	0.35	0.38	0.38
Juillet	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	0.32	0.21	0.21
Août	0.00	0.00	0.00	0.00	0.37	0.37	0.29	0.29
Septembre	0.00	0.00	0.00	0.00	0.44	0.44	0.29	0.29
Octobre	0.00	0.00	0.45	0.43	0.47	0.47	2.99	2.99
Novembre	1.73	1.64	3.51	3.33	0.40	0.40	0.56	0.56
Décembre	2.48	2.35	3.92	3.71	0.31	0.31	0.32	0.32



1987



2018

Figure V. 4. Evolution du volume infiltré mensuelle estimé par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987et2018

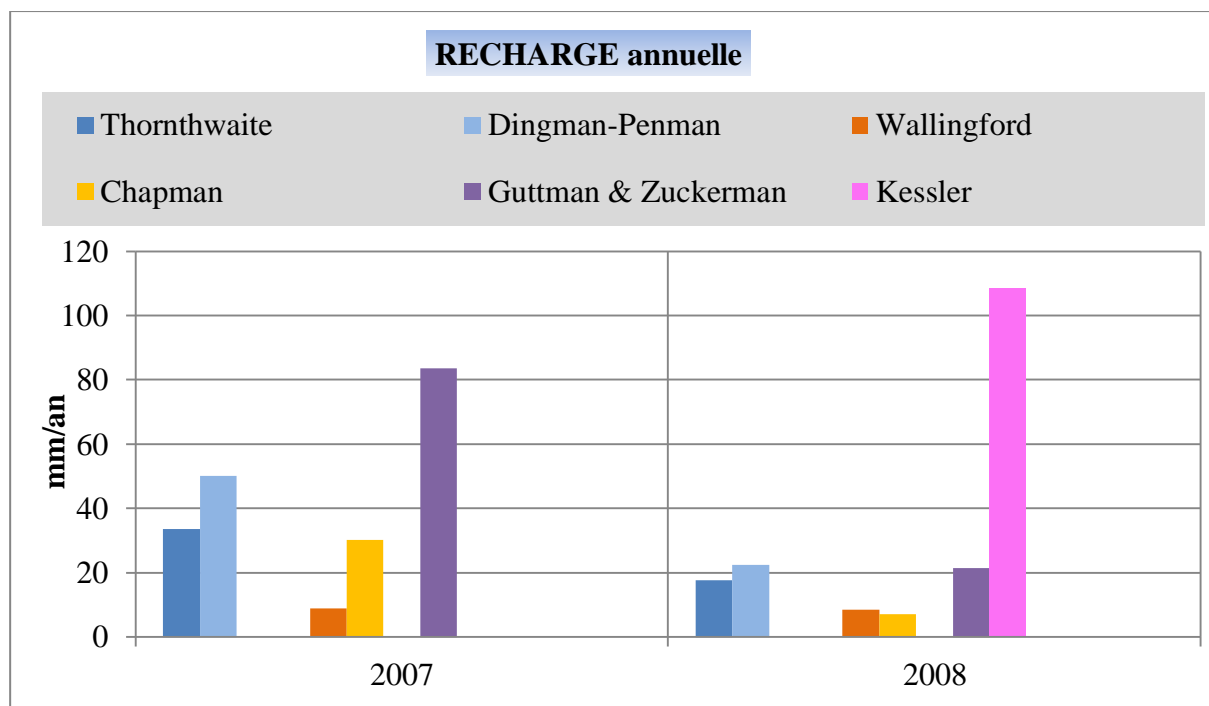
5.2.Variabilité annuelle de la recharge relative aux impluviums de 1987 et 2018

L'évolution annuelle de la recharge estimée par les méthodes transformant la pluie efficace (tableau V.4 et Fig V.5), ne montre aucune variation relative aux impluviums considérés. En effet, la méthode de Thornthwaite estime une lame d'eau de l'ordre de 33.6mm pour l'année 2007 et 17.7mm pour l'année 2008. Par contre les résultats obtenus par la méthode de Dingman-Penman sont légèrement supérieures à celle fournis par Thornthwaite (tableau V. 4).

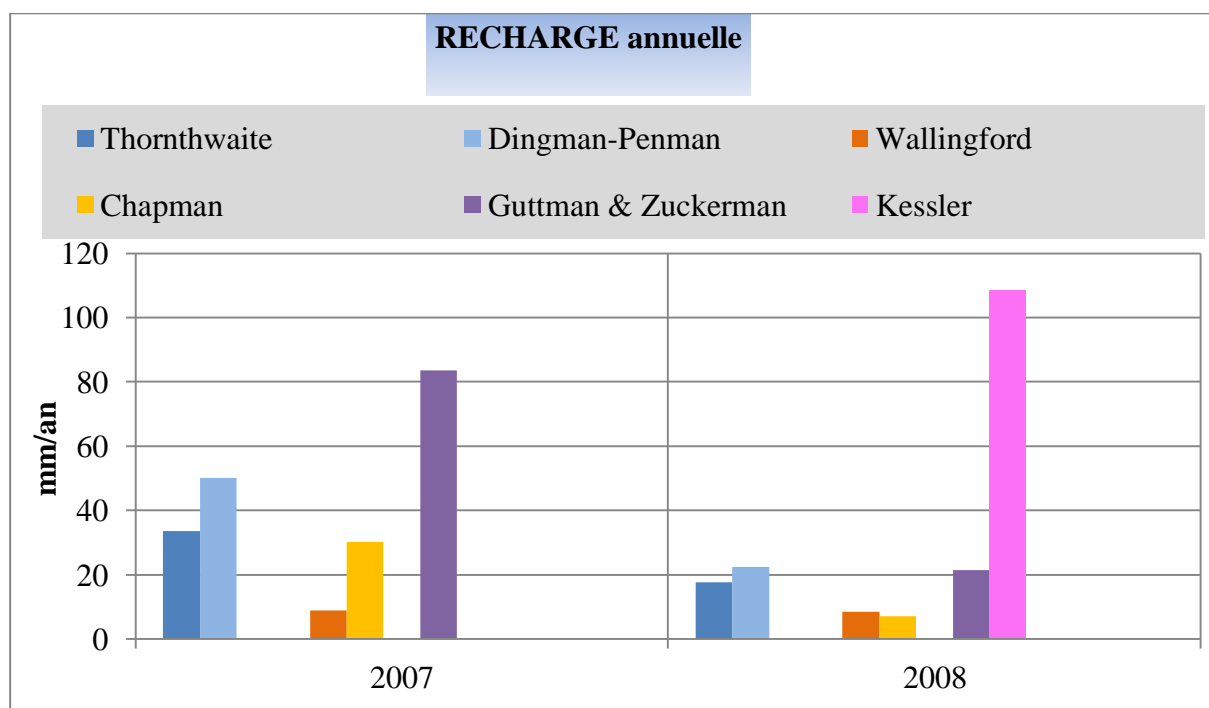
En revanche, la lame d'eau rechargée estimée par les méthodes Wallingford et Chapman révèle une diminution notable pour l'impluvium de 2018. L'estimation de la recharge avec la méthode de Kessler s'avère relativement plus élevée (108.5mm). Par ailleurs, la méthode de Guttman & Zuckerman ne donne aucune variation relative à l'évolution spatiale de l'impluvium.

Tableau V. 4. Estimation de la recharge annuelle (mm/an) par les différentes méthodes retenues pour les impluviums de 1987 et 2018

RECHARGE ANNUELLE rapportée à la même surface (celle de l'impluvium) pour toutes les méthodes - mm/an												
Variable initiale	Pluie efficace moyenne transformée en recharge				Débit de base moyen transformé en recharge				Recharge			
Méthodes	Thornthwaite		Dingman-Penman		Wallingford		Chapman		Guttman & Zuckerman		Kessler	
Année	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987
Impluvium (km²)	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4
2007	33.6	33.6	50.2	50.2	8.9	9.4	30.3	32.0	83.5	83.5		
2008	17.7	17.7	22.5	22.5	8.5	8.9	7.0	7.4	21.5	21.5	108.5	108.5



1987



2018

Figure V. 5. Evolution annuelle de la recharge estimée par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987 et 2018

Chapitre – V – Impact de l'évolution spatiotemporelle del'impluvium sur la recharge

D'après le résultat d'estimation du volume annuel infiltré, par les différentes méthodes retenues (tableau V. 5 et Fig V. 6), on remarque que les valeurs estimées avec l'impluvium de 2018 sont supérieures que celle de 1987, particulièrement pour : les méthodes transformant la pluie efficace en volume infiltré (Thornthwaite et Dingman-Penman), la méthode de Kessler et la formule de Guttman & Zuckerman. En effet, les volumes infiltrés estimés avec Kessler pour les impluviums de 1987 et 2018 sont respectivement 54.8 et 57.8 mm³/an. Ainsi, la formule de Guttman & Zuckerman a marqué une augmentation de 42.2 à 44.5 Mm³/an en 2007 et 10.90 à 11.50 mm³ en 2008.

Par contre, les méthodes transformant le débit de base en volume infiltré annuel (Wallingford et Chapman) ne montrent aucune variation relative aux impluviums.

Tableau V. 5. Estimation du volume annuel l'infiltré (mm³/ans) par les différent méthodes retenues, pour les impluviums de 1987 et 2018

Volume annuel infiltré (Mm ³)												
Variable initiale	Pluie efficace transformée en volume infiltré (V=Pe _{eff} *(1-Ruiss) *S)				Débits de base (m ³ /s) converti en volume infiltré annuel (m ³ /an)				Recharge transformée en volume infiltré			
Méthodes	Thornthwaite		Dingman-Penman		Wallingford		Chapman		Guttman & Zuckerman		Kessler	
Année	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987	2018	1987
Impluvium (km ²)	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4	533.19	505.4
2007	17.9	17.0	26.7	25.4	4.7	4.7	16.2	16.2	44.5	42.2	-	-
2008	9.4	8.9	12.0	11.4	4.5	4.5	3.7	3.7	11.5	10.9	57.8	54.8

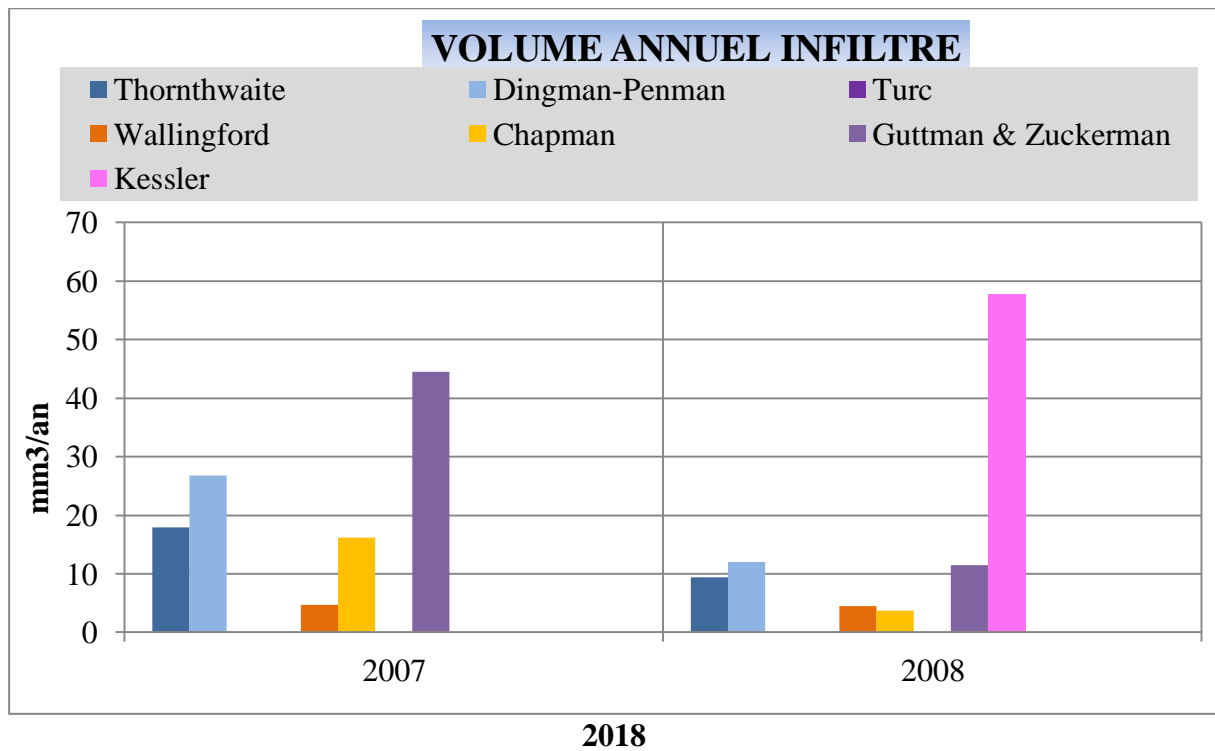
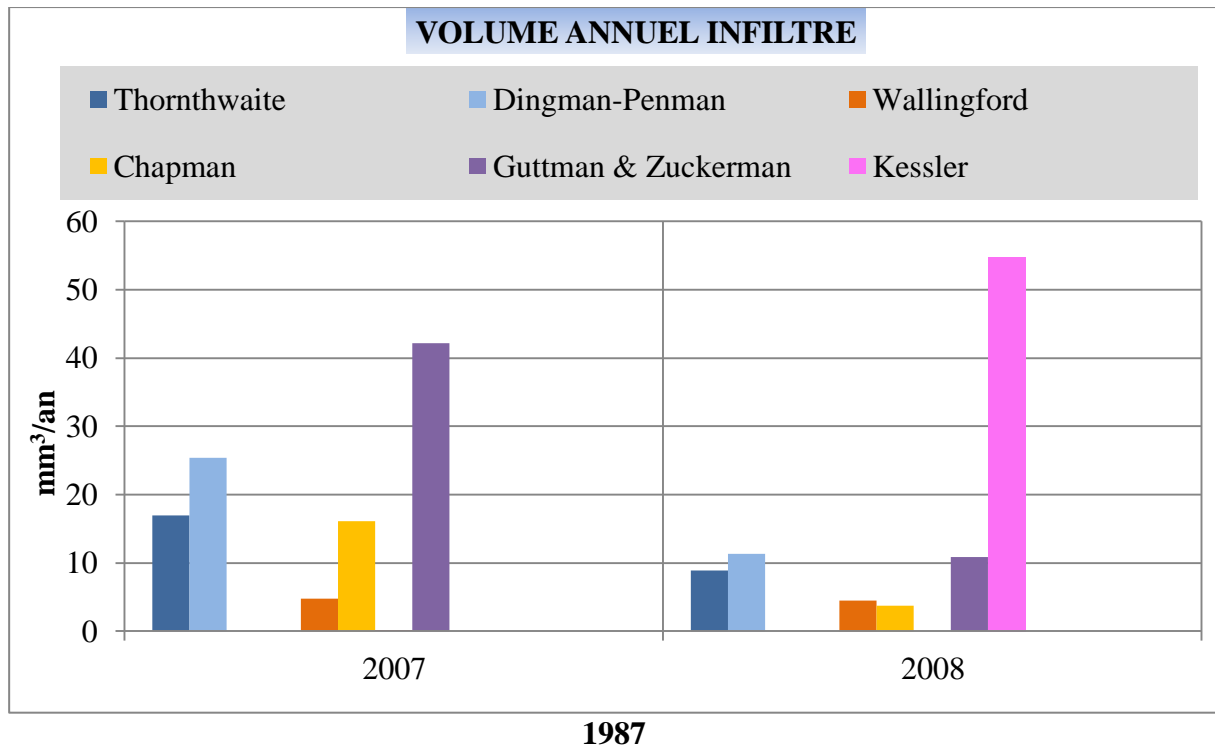


Figure V. 6. Evolution du volume annuel infiltré par les différentes méthodes pour les impluviums de 1987 et 2018

5.3. Impact de la variabilité spatiotemporelle de l'impluvium sur la recharge

Les résultats obtenus lors de l'estimation du volume annuel infiltré, montre clairement l'impact de l'évolution spatiale de l'impluvium entre 1987 et 2018 (Fig V.7), et par conséquent la performance de la stratégie adoptée dans les années quatre-vingt par les services gestionnaires visant l'aménagement des milieux naturels.

En effet, les résultats de l'année 2007 montrent que l'impluvium de 2018 reçoit un volume d'eau infiltré légèrement supérieur que l'impluvium de 1987, avec un excès de 0.9 mm³ pour Thornthwaite, 1.3 mm³ pour Dingman-Penman et 2.3 mm³ pour Guttman Zuckerman. De même que l'année précédente, l'année 2008 fait apparaitre un excès dans le volume infiltré pour l'impluvium de 2018 avec 0.5 mm³ pour Thornthwaite, 0.6 mm³ pour Dingman-Penman, 0.6 mm³ pour Guttman Zuckerman et 3 mm³ pour Kessler.

A l'issus des résultats trouvés, nous pouvons conclure que la superficie de l'impluvium du bassin d'oued Fe kan a augmenté de 27.8 km² entre 1987 et 2018, ce qui implique un excès dans le volume infiltré tourne autour d'un Million de mètre cube par an.

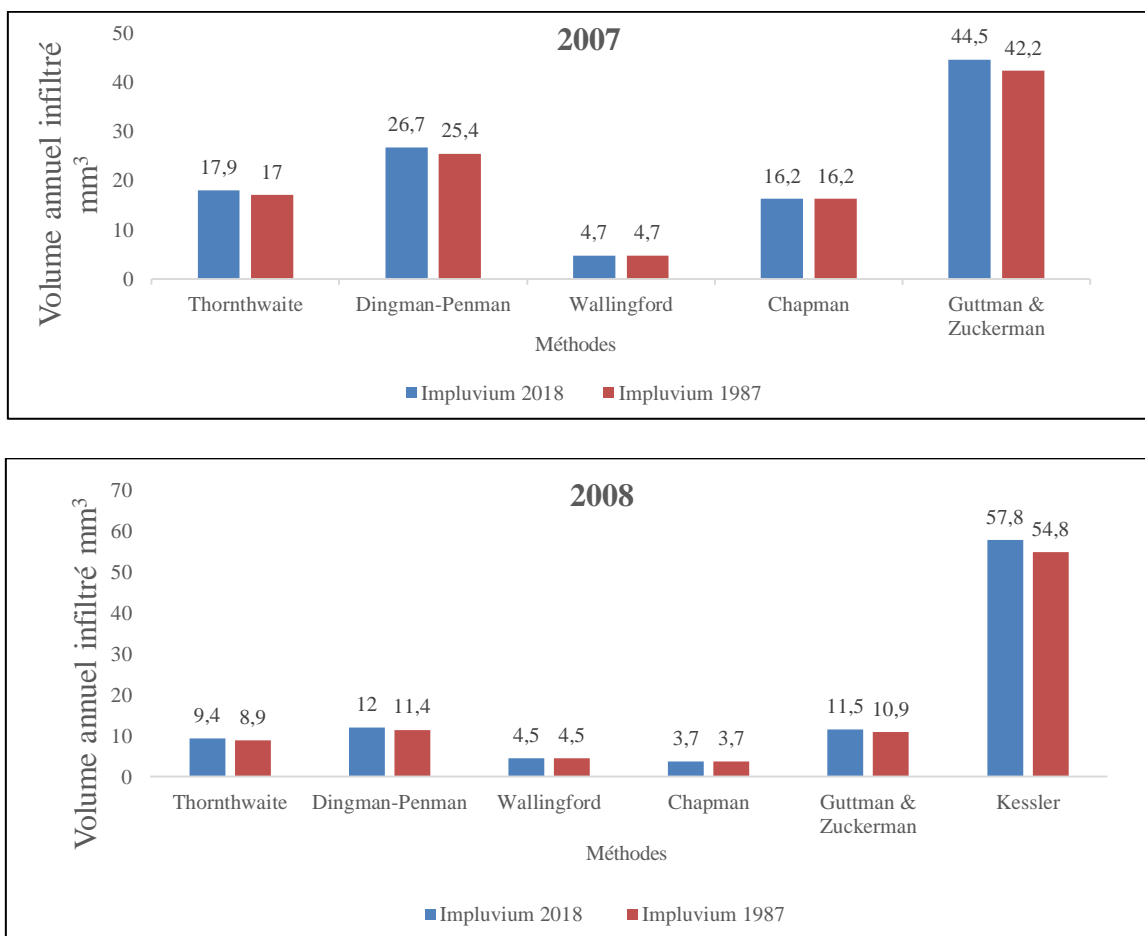


Figure V. 7. Impact de variabilité spatiotemporelle de l'impluvium sur le volume sur le volume annuel infiltré

6. Conclusion

Evaluer la capacité de la ressource à se renouveler est essentielle à une bonne gestion des aquifères ainsi qu'à une protection durable de la ressource en eau souterraine. Cependant, estimer la recharge constitue un défi majeur dans le domaine de l'hydrogéologie. Parce qu'elle n'est quasi pas mesurable de façon directe par un instrument de mesure, comme pourrait l'être la pluie par le pluviomètre, la recharge est souvent évaluée de façon indirecte. La précision et l'incertitude liées aux méthodes d'estimation utilisées restent difficiles à évaluer. Ceci justifie la nécessité d'appliquer et de comparer plusieurs méthodes afin de quantifier de façon plus juste la recharge.

En plus, la recharge des eaux souterraines dépend généralement du : contexte météorologique, les caractéristiques géomorphologiques, ..., et particulièrement la superficie de l'impluvium.

Dans ce sens, les résultats illustrés dans le présent chapitre montrent une augmentation significative dans le taux de la recharge relative à l'extension spatiale de l'impluvium du bassin versant d'oued Fe kan entre 1987 et 2018. En effet, l'expansion de la superficie de l'impluvium en 2018 a engendré un excès moyen de l'ordre d'un million de mètre cube du volume annuel infiltré par rapport à l'impluvium de 1987.

Les résultats obtenus lors de cette étude nous ont amenés à conclure que la meilleure méthode pour l'estimation du volume infiltré c'est Kessler. En revanche, les méthodes de Thornthwaite et Dingman-penman donnent des résultats satisfaisants pour la recharge.

Conclusion générale

Conclusion générale

Le bassin versant d'Oued Fekan fait partie intégrante de la Macta. Il s'étend sur une superficie de 1194,38 km², et représente une région à vocation agricole, caractérisée par un climat semi-aride, où l'eau souterraine constitue la principale source d'approvisionnement pour la population locale.

Le bassin versant d'Oued Fekan est composé principalement de la plaine alluviale de Ghriss qui est encadrée par les structures géologiques suivantes :

- Les versants Sud de Beni Chougrane qui possèdent une ossature Crétacée et un recouvrement Tertiaire très épais.
- Les monts de Nesmoth qu'avaient la forme d'un plateau rectiligne et continue qui s'étalait de Sidi Kada à l'Est jusqu'à Ghriss à l'Ouest ;
- Les formations marneuses et argileuses de l'oligocène et du Miocène qui forment une barrière relativement imperméable qui limite nettement le bassin versant d'oued Fekan de celui de l'oued Mina.

Sur le plan tectonique, on constate que les seuls phénomènes connus sont les failles d'effondrement du substratum Jurassique, dont le jeu se poursuit de nos jours, et l'origine des sources d'Ain Fekan.

Du point de vue hydrogéologique, la région d'étude est caractérisée par la superposition de trois aquifères, séparées par des formations imperméables :

- Aquifère des alluvions Plio-quadernaires ;
- Aquifère des calcaires et grès du pliocène ;
- Aquifère des calcaires dolomitiques du Jurassique.

La carte piézométrique de la nappe alluviale de la plaine de Ghriss, montre que les convergences des écoulements souterrains sont similaires que celle des eaux de surface, et orientée vers l'exutoire du bassin d'Ain Fekane.

L'analyse diachronique de l'occupation du sol durant les trente dernières années montre une évolution et un changement modéré du paysage sous l'effet de plusieurs facteurs qui sont :

- Les changements les plus tangibles concernent le bâti et la croissance démographique qui s'est faite d'une manière importante.
- Les sols nus ont connu un changement, la surface des sols nus est la conséquence de l'expansion de la surface agricole induite par la politique de pouvoir publique en faveur de la production agricole.

Conclusion générale

Cette variabilité spatiotemporelle de l'occupation du sol a influencé largement la recharge des eaux souterraines en changeant l'extension spatiale de l'impluvium. En effet, l'impluvium (la nappe alluviale de Ghriss) a connu une augmentation dans sa superficie allant de 505.44 km² en 1987 à 533.19 km² en 2018.

Dans ce sens, notre stratégie consiste à évaluer l'écart du volume annuel infiltré entre 1987 et 2018 et par conséquent l'impact de l'évolution spatiale de l'impluvium sur la recharge. Pour cela, le code de calcul ESPERE (Estimation de la Pluie Efficace et de la Recharge) a été utilisé pour obtenir une estimation réaliste de la recharge. ESPERE est donc recommandé d'appliquer des approches variées qui se complètent, et de comparer leurs résultats. Dans lequel l'utilisateur permet de calculer très rapidement la recharge selon différentes méthodes. En effet, les résultats obtenus, montrent une augmentation significative dans le taux de la recharge, relative à l'extension spatiale de l'impluvium du bassin versant d'oued Fekan entre 1987 et 2018.

A l'issue des résultats trouvés, nous pouvons conclure que la superficie de l'impluvium du bassin d'oued Fekan a augmenté de 27.8 km² entre 1987 et 2018, ce qui implique un excès dans le volume infiltré tourne autour d'un Million de mètre cube par an.

Références bibliographe

Références bibliographe

1. **Abdelouahab A., 2016** – Approche et Etude pluviométrique dans la région de Saïda,
2. **Allen R et Pereria L et Raes D et Smith M., 1998** – Corp évapotranspiration – Guidelin for computing corps water requirement – FAO irrigation and drainage, 56 p.
3. **Andreo B et Vias J et Duran P et Jiménez J et Carrasco F., 2008** – Methodology for groundwater recharge assessment in carbonate aquifères: application to pilot sites in southern Spain, *Hydrogeoly*, 925 p
4. **Baba-Hamed K et Bounani A et Nasri A et Bounani R., 2015** – La modélisation de la nappe alluviale de la plain de Ghriss. Pub, 105 p.
5. **Bakkoussa S., 2020** – Approche hydrogéologie et hydrochimique des échanges entre Aquifères profonds et superficiels du bassin d'Oued Fekan. Thèse doctorat, Université de Mascara, 159 p.
6. bassin versant d'Oued Mekerra. Mémoire de mgistre, Université d'Oran, 191 p.
7. **Bekhadouma H., 2016** – Caractéristique hydro chimique de la nappe karastrique de bassin versant d'Oued Fekan. Mémoire de Master, Université de Mascara 53 p.
8. **Bekkoussa B et Jourd H et Batiot G et Meddi M et Khaldi A et Azzaz H., 2013** – Origine de la salinité et de principaux éléments majeurs des eaux de la nappe phériatique de la plain de Ghriss. Pub, 210 p
9. **Bekkoussa B et Meddi M et Jourde H., 2008** – Forage climatique et anthropique sur la ressources en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss (Nord-Ouest algérien). Articl, 184 p.
10. **Bekkoussa B., 2009** – Modélisation du transfert et de la propagation des nitrates dans les eaux souterraines de la plaine de Ghriss. Thèse de doctorat, Université des Sciences et de Technologie d'Oran, 179 p.
11. **Benkaddoure B., 2005** – Diagostic des ressources hydrique et leurs utilisations dans l'agrosysteme de la plaine de Ghriss (bassin versant d'Oued Fekan wilaya de Mascara). Mémoire de Magister, Université de Mascara, 104 p.
12. **Bouchet J., 1963** – Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. IAHS Publ, 142 p.
13. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, *Hydrogeoly*, 142 p
14. **Coes A et Spruill B et Thomasson B., 2007** – Multiple-method estimation of recharge rates at diverse locations in the North Carolina Coastal Plain, *Hydrogeoly. USA*, 778 p
15. **Cyrille B et Eboura N et Hyppolite N., 2017** – Apport De La Teledetection Pour Le Suivi Spatio-Temporel De L'occupation Du Sol Dans La Region Montagneuse Du Tonkpi (Cote D'ivoire). Pub, 327 p
16. **Dahmani A et Meddi M., 2009** – Climat variability and its impact in the catchment Area of Fekan wilaya of Mascara. Pub, 472 p

Références bibliographe

17. **Dahmani A., 2010** – Impactes des changements climatiques sur les ressources en eau dans le bassin versant d'Oued Fekan wilaya de Mascara. Thèse doctorat, Université des Science da la Technologie d'Oran, 121 p.
18. **Derdjini H., 2017** – Cartographie des changements de l'occupation du sol dans la plaine de la Mitidja à partir des images LANDAST. Mémoire de master, Ecole Nationale supérieure d'Hydraulique. Arbaoui Abdellah, 64 p
19. **Devries J et Simmers I., 2002** – Groundwater recharge: an overview of processes and challenges, Hydrogeoly, 102 p
20. **Diédhiou I et Mering C et Oumar S et Tindian S., 2020** – Cartographier par télédétection l'occupation du sol et ses changements. Pub, 41 p
21. **Dingman S., 2002** – Physical Hydrology Waveland Press, 2nd edition, ISBN: 978-1-57766-561-8, 575 p
22. **DRE Mascara., 2014** – Fasabilité de la recharge artificielle de la plain de Ghriss, 54 p.
23. **El hadraoui Y., 2013** – Etude diachronique de l'occupation du sol et modélisation des processus érosifs du bassin versant du Bouregreg (Maroc) à partir des données de l'Observation de Terre. Mémoire de master, 88 p
24. **Flint A et Flint E et Kwicklis E et Fabryka-Martin J., 2002** – Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods, Hydrogeology
25. **Gustard A et Demuth S., 2008** – Editors, Manual on Low-Flow Estimation and Prediction, Operational Hydrology. Report n°50, 120 p
26. **Halford K et Mayer G., 2000** – Problems Associated with Estimating Ground Water Discharge and Recharge from Stream-Discharge Records, Ground Water. Pub, 342 p
27. **Healy R., 2010** – Estimating groundwater recharge. Cambridge University Press, 114 p.
28. **Kortli M., 2017** – Traitement d'images satellitaires. Mémoire de master, 123p.
29. **Ludovice O., 2004** – Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-debit globale. Pub, 477 p.
30. **Mahammed A., 2017** – Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin versant de koudiat Rosfa, wilaya de Tissemsilt, 84 p.
31. Mémoire de master, Université de Mostaganem, 63 p
32. **Otmane A., 2015** – Prédétermination des valeurs des pluies et crues extrêmes dans le
33. **Otmane A., 2018** – Impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'Oued Mekerra (Nord-ouest algérien). Thèse doctorat, Université de Tlemcen, 256 p.
34. **Saad B., 2014** – Hydraulique et hydrologie, 383 p.

Références bibliographe

35. **Sabi A et Lasгаа H et Sabri M., 2016** – contribution de la teledetection dans l'étude et l'évolution spatiotemporelle du couvert vegetal : cas du couloir de taourirt – el aioun et ses bordures montagneuses (maroc oriental), pub, 432 p
36. **Scanlon B et Kesse A et Flint L et Flint E et Gaye B ., 2006** – Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions, Hydrol.Process. Pub, 300 p
37. **Scanlon et Helay W et Cook B., 2002** – Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge, Hydrogeoly, 142 p
38. **Sourisseau B., 1974** – Étude hydrogéologique de la plaine de Mascara. Rapport Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), Oran.
39. **Sourisseau, B., 1972** – Étude hydrogéologique de la plaine de Ghriss. Rapport Agence Nationale des Ressources Hydraulique, Alger, Algérie.
40. **Tallaksen M et Lanen ., 2004** – Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater. Developments in Water, 579 p
41. **Toumi S et Meddi M et Mahé G et Telesphore Y., 2013** – Cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina en Algérie par télédétection et SIG. Pub, 18 p
42. **Xu Y et Beekman H., 2003** – Groundwater Recharge Estimation in Southern Africa UNESCO IHP Series No. 64, UNESCO Paris,
43. **Ziadi M., 2016** – Etude de salinité des eaux et des sols de plain de Ghriss. Thèse de Magister. Université de Mascara, 114 p.

Résumé

Le bassin versant d'oued Fekan fait partie du grand bassin de la Macta (nord-ouest de l'Algérie), s'étend entre les latitudes nord 35°15' et 35°50', longitude 0° ouest et 0°40' Est. Il couvre une superficie de 1194.38km², et caractérisé par un climat semi-aride.

La nappe alluviale de la plaine de Ghriss constitue la principale unité hydrogéologique du bassin versant d'oued Fekan, dont leur alimentation est assurée par son propre impluvium. En effet, pour une meilleure gestion de cette ressource souterraine, il est indispensable de contrôler l'évolution spatiale de la superficie de l'impluvium.

L'objectif principal de ce travail est d'étudier l'évolution spatiale de l'impluvium entre 1987 et 2018 (en tenant compte l'analyse diachronique de l'occupation du sol), ainsi que son impact sur la recharge des eaux souterraines.

Le résultat de l'analyse diachronique de l'occupation du sol montre une évolution et un changement modéré du paysage sous l'influence de: l'urbanisation en raison de l'augmentation de la densité de population, ainsi que les sols nus qui sont la conséquence de l'expansion de la surface agricole induite par la politique de pouvoir publique en faveur de la production agricole.

Cette variabilité dans la superficie et les classes d'occupation du sol a influencé largement sur l'évolution spatiale de l'impluvium et par conséquent la recharge des eaux souterraines. En effet, l'impluvium a connu une augmentation dans sa superficie allant de 505.44 km² en 1987 à 533.19 km² en 2018.

L'utilisation de logiciel ESPERE(Estimation de la Pluie Efficace et de la Recharge) a été donc recommandé pour appliquer des approches variées, et de comparer leurs résultats. Dans lequel permet de calculer très rapidement la recharge selon différentes méthodes. En effet, les résultats obtenus, montrent une augmentation significative dans le taux de la recharge, relative à l'extension spatiale de l'impluvium du bassin versant d'oued Fekan entre 1987 et 2018.

A l'issus des résultats trouvés, nous pouvons conclure que la superficie de l'impluvium du bassin d'oued Fekan a augmenté de 27.8 km² entre 1987 et 2018, ce qui implique un excès dans le volume infiltré tourne autour d'un Million de mètre cube par an.

Mots clés: Bassin versant, oued Fekan, plaine de Gheriss, occupation du sol, évolution spatiale, Impluvium, Recharge 1987-2018,

ملخص

مستجمعات المياه في واد فكان هي جزء من حوض الماكنا الكبير (شمال غرب الجزائر) ، وتمتد بين خطي عرض $35^{\circ} 15'$ و $35^{\circ} 50'$ ، وخط الطول 0° درجة غرباً و $0^{\circ} 40'$ Is. تبلغ مساحتها 1194.38 كيلومتر مربع ، وتتميز بمناخ شبه جاف.

يشكل منسوب المياه الغرينية لسهل غريس الوحدة الهيدروجيولوجية الرئيسية لمستجمعات المياه في واد فكان ، والتي تتغذى من صخورها الخاصة. في الواقع ، من أجل إدارة أفضل لهذا المورد الجوي ، من الضروري التحكم في التطور المكاني لمساحة سطح الصهريج.

الهدف الرئيسي من هذا العمل هو دراسة التطور المكاني للإنفوفيوم بين عامي 1987 و 2018 (مع الأخذ في الاعتبار التحليل الزمني لاستخدام الأراضي) ، وكذلك تأثيره على تغذية المياه الجوفية. تظهر نتيجة التحليل غير المتزامن لاستخدام الأراضي تطوراً وتغيراً معتدلاً في المناظر الطبيعية تحت تأثير: التحضر بسبب زيادة الكثافة السكانية ، وكذلك التربة الجرداء نتيجة التوسع في الزراعة. السطح الناجم عن سياسة الطاقة العامة لصالح الإنتاج الزراعي.

وقد أثر هذا التباين في فئات استخدام الأراضي والمساحة إلى حد كبير على التطور المكاني للصهريج وبالتالي تغذية المياه الجوفية. في الواقع ، شهدت الصخرية زيادة في مساحة تتراوح من 505.44 كيلومتر مربع في عام 1987 إلى 533.19 كيلومتر مربع في عام 2018.

لذلك يوصى باستخدام برنامج ESPERE (تقدير المطر الفعال وإعادة الشحن) لتطبيق مناهج مختلفة ومقارنة نتائجها. مما يسمح بحلب إعادة الشحن بسرعة كبيرة وفقاً للطرق المختلفة. في الواقع ، تُظهر النتائج التي تم الحصول عليها زيادة كبيرة في معدل إعادة الشحن ، فيما يتعلق بالتمدد المكاني للانفجار في مستجمعات المياه في واد فكان بين عامي 1987 و 2018.

من النتائج التي تم التوصل إليها ، يمكننا أن نستنتج أن مساحة الصهريجية لحوض واد فكان قد ازدادت بمقدار 27.8 كيلومتر مربع بين عامي 1987 و 2018 ، مما يعني أن فائض الحجم المتسلل يبلغ حوالي مليون متر مكعب في السنة.

الكلمات المفتاحية: مستجمعات المياه ، وادي فكان ، سهل غريس ، استخدامات الأرض ، التطور المكاني ، الصدفية ، إعادة الشحن 1987-2018 ،

Abstract

The Oued Fekan watershed is part of the large Macta basin (north-west of Algeria), extends between north latitudes $35^{\circ} 15'$ and $35^{\circ} 50'$, longitude 0° west and $0^{\circ} 40'$ E. It covers an area of 1194.38 km², and characterized by a semi-arid climate.

The alluvial water table of the Gheriss plain constitutes the main hydrogeological unit of the Oued Fekan watershed, which is fed by its own impluvium. Indeed, for a better management of this underground resource, it is essential to control the spatial evolution of the surface area of the impluvium.

The main objective of this work is to study the spatial evolution of the impluvium between 1987 and 2018 (taking into account the diachronic analysis of land use), as well as its impact on groundwater recharge.

The result of the diachronic analysis of the land use shows an evolution and a moderate change of the landscape under the influence of: urbanization due to the increase in population density, as well as the bare soils which are the consequence of the expansion of the agricultural surface induced by the public power policy in favor of agricultural production.

This variability in area and land use classes has largely influenced the spatial evolution of the impluvium and therefore groundwater recharge. Indeed, the impluvium experienced an increase in area ranging from 505.44 km² in 1987 to 533.19 km² in 2018.

The use of ESPERE software (Estimation of Efficient Rain and Recharge) was therefore recommended to apply various approaches, and to compare their results. In which allows to calculate the recharge very quickly according to different methods. Indeed, the results obtained show a significant increase in the recharge rate, relating to the spatial extension of the impluvium of the Oued Fekan watershed between 1987 and 2018.

From the results found, we can conclude that the area of the impluvium of the oued Fekan basin increased by 27.8 km² between 1987 and 2018, which implies an excess in the infiltrated volume is around one million cubic meter per year.

Keywords: Watershed, Fekan wadi, Gheriss plain, land use, spatial evolution, Impluvium, Recharge 1987-2018,