



République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique  
Université Djilali Bounaama de Khemis-Miliana

**Mémoire pour l'obtention du diplôme de Master**

**Faculté: Des sciences de la vie et des sciences de la terre et l'univers**  
**Département: Des sciences de la terre**  
**Spécialité: Hydrogéologie**

*Thème :*

**Estimation de l'infiltration efficace dans la plaine alluviale du Bas Chélif par  
analyse multicritères (entre Chélif -Rélizane)**

Soutenu le : 28/06/2015

Par :

César Elizana Acácia do Rosário

**Jury**

Mr. ABADA, A	(MA) à l'Université Djilali Bounaama	Président
Mr. SAID, RAMDANE	(MA) à l'Université Djilali Bounaama	Promoteur
Mr. MEHAIGUENE, M	(MC) à l'Université Djilali Bounaama	Examineur

**Année universitaire : 2014/2015**

## DÉDICACE

A la mémoire de ma mère et mon frère que Dieu lui accorde le paradis ;

À toute ma chère famille pour leur soutien moral ainsi que l'affection qu'ils m'ont donnée depuis ma naissance jusqu'à nos jours et qu'ils ne cessent de me donner, en particulier à mon fils, mon père, mes sœurs et frères, mon mari, ainsi qu'à mes neveux et nièces que Dieu vous donne une longue vie.

A tous mes compatriotes, qui ont été toujours là pour moi à chaque fois que j'avais besoin d'eux et pour tous leurs encouragements incessants ;

A toute la promotion 2ème année master : hydrogéologie à qui je vous souhaite pleins des succès et des chances dans la vie professionnelle ainsi que pour tout le reste ;

## Remerciements

Avant tout, je remercie Dieu le tout puissant qui m'a donnée sagesse et santé afin de réaliser ce modeste travail ;

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma gratitude envers Monsieur Said Ramdane Hydrogéologue à l'université (Djilali Bounaama) de Khemis Miliana, mon promoteur. Je lui remercie de m'avoir fait bénéficier de ses connaissances et de ses critiques qui m'ont beaucoup aidé à l'amélioration de ce travail. Sa méthode rigoureuse sera pour moi un bon exemple à suivre.

Je tiens à remercier pleinement Monsieur Abada A., Professeur à l'université (Djilali Bounaama) de Khemis Miliana, de m'avoir fait l'honneur de présider ce jury.

Je tiens également à remercier Monsieur Meheighen M., maitre ce conférence à l'université (Djilali Bounaama) de Khemis Miliana, qui ma bien honoré en faisant partie de ce jury.

Il m'est aussi très agréable de remercier tous les professeurs de l'université de Khemis Miliana, en particulière ceux de la filière Hydrogéologie qui m'ont été d'une aide précieuse.

Mes remerciements vont également à l'ensemble du personnel de l'A.N.R.H de Chlef et de Khemis. Sans leur collaboration, ce travail n'aurait pu se réaliser.

Mes remercîments vont également à mes collègues à l'université de Khemis Miliana, en particulier Neusa et Joice.

## Résumé

La plaine du bas Cheliff formant à une cuvette intra-montagneuse située au sud –ouest d’Alger, est circonscrite dans la partie avale du bassin du Cheliff. Le taux d’infiltration de l’eau vers les nappes aquifères est d’un intérêt particulier dans toute étude de quantification et de gestion. Comprendre la nature du mouvement de l’eau vers et dans les aquifères et sa quantification est essentielle pour résoudre une variété de problèmes (recharge des nappes aquifères, contrôle de l’érosion et du transport de sédiment, prévision des inondations; estimation de disponibilité de l’eau pour les plantes. C’est dans cette optique que s’inscrit notre travail qui permettra de faire une répartition de la recharge des aquifères dans toute la plaine alluviale du bas Cheliff. Du point de vue méthodologique on fera appel à des approches cartographiques à partir de l’analyse des facteurs régissant l’infiltration dans la plaine alluviale étudiée. Après traitement multicritère qui a été effectué en appliquant un système d’information géographique, une carte synthèse est élaborée pour définir les zones d’infiltrations majeures.

**Mots clés :** Recharge, Infiltration, Bas Cheliff...

ملخص

سهل منخفض Cheliff تشكيل حوض داخل الجبل جنوب West- من الجزائر العاصمة، محدودة في الجزء المصب لحوض Cheliff. معدل تسلسل المياه إلى طبقات المياه الجوفية غير ذات أهمية خاصة في أي من تقدير ومراجعة الإدارة. فهم طبيعة حركة المياه داخل وداخل طبقات المياه الجوفية وتقدير لأمر ضروري من أجل حل العديد من المشاكل (إعادة شحن المياه الجوفية، ومراقبة التآكل ونقل الرواسب، التنبؤ بالفيضانات، وتقدير توافر المياه للنباتات. وفي هذا الضوء الذي يناسب عملنا من شأنها أن تجعل توزيع تغذية الطبقات المائية الجوفية عبر السهل الرسوبي من انخفاض Cheliff. من جهة النظر المنهجية سوف ندعو إلى نهج رسم الخرائط من التحليل للعوامل التي تحكم تسلسل إلى الفيضانات دراستها. متعددة بعد إجراء العلاج باستخدام نظام المعلومات الجغرافية، يتم إعداد خريطة التوليف لتحديد مناطق تسلسل الرئيسية. كلمات البحث: شحن، تسلسل، نظام المعلومات الجغرافية، خريطة التوليف، هولندا Cheliff

## Summary

The plain of low Cheliff forming an intra- mountain basin south -west of Algiers, is limited in the downstream part of the basin Cheliff.

The infiltration rate of water into aquifers is of particular interest in any of quantification and management review. Understanding the nature of water movement into and within aquifers and its quantification is essential for solving a variety of problems (aquifer recharge, erosion control and sediment transport, flood forecasting, estimating availability water for plants.

It is in this context that fits our work that will make a distribution of aquifer recharge across the alluvial plain of low Cheliff. From a methodological point of view we will call for cartographic approaches from the analysis of the factors governing the infiltration into the floodplain studied. Multi after treatment was performed using a geographic information system, a synthesis map is prepared to define the major infiltration zones.

**Keywords:** Charging, Infiltration, Low Cheliff

## TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRE.....	i
LISTE DES FIGURES.....	i
LISTE DES TABLEAUX.....	i
INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
<b>PREMIERE PARTIE</b>	
1. GENERALITES ET SITUATION.....	2-3
1.1. Situation géographique.....	2
1.2. Aperçu géomorphologique de la région d'étude.....	3
1.2.1. Orographie.....	3
1.2.1.1. Les massifs limitrophes.....	3
1.2.1.2. Les collines.....	3
1.2.1.3. Les plaines.....	3
1.2.2. Hydrographie.....	3-4
2. APERÇU HYDRO CLIMATOLOGIE.....	4-13
2.1. Introduction.....	4
2.2. Hydrologie.....	4
2.3. Climat.....	5
2.4. Pluviométrie.....	6
2.4.1. Précipitations moyennes mensuelles.....	6
2.4.2. Précipitations moyennes annuelles.....	8
2.5. Température.....	8-9
2.6. L'humidité relative.....	10
2.7. Le vent.....	10
2.8. L'Evapotranspiration.....	10
2.9. Le ruissellement.....	11
2.10. L'infiltration.....	12
2.11. Conclusion.....	12-13

3. GÉOLOGIE.....	14-25
3.1. Contexte géologique.....	14-15
3.2. Lithostratigraphie.....	16
3.2.1. Les formations anti-néogènes.....	16
3.2.1.1. Les terrains anciens autochtones.....	16
3.2.1.2. Les terrains allochtones.....	17
3.2.2. Les formations néogènes et quaternaires post-nappes.....	17-18
3.2.2.1. Le Miocène inférieur (Burdigalien).....	19
3.2.2.2. Le Miocène supérieur (Vindobonien).....	19
a. Les formations de base.....	19
b. Les formations médianes.....	19
c. Les formations terminales.....	20
3.2.2.3. Le pliocène inférieur (Pliocène marin).....	20
a. Le Plaisancien.....	20
b. L'Astien.....	20
3.2.2.4. Le Pliocène supérieur continental : (Villafranchien).....	20
3.2.2.5. Le Quaternaire.....	21
a. Quaternaire ancien.....	21
b. Quaternaire récent.....	21-22
3.3. Tectonique.....	22-23
3.4. Structure.....	24-25
4. CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE.....	26-32
4.1. Miocène calcaire.....	27-28
4.2. Pliocène marin (Astien).....	28-29
4.3. Grés, conglomérats et sables villafranchien.....	20
4.4. Quaternaire-Pliocène continental.....	29-30
4.5. Géométrie de l'aquifère plio-quaternaire dans la plaine du Cheliff.....	30
4.5.1. Apport de la géophysique.....	30
4.5.1.1. Les coupes géo électriques.....	30-31

A. La carte en isopache de la série plio-quadernaire.....	31
4.5.2. Apport des coupes des forages.....	32-34
5. Conclusion.....	34-35

## DEUXIEME PARTIE

1. INTRODUCTION.....	36
1.1 Description physique de la recharge.....	37
1.1.1 Infiltration.....	37
1.1.2 Percolation.....	37
1.2 Méthodes d'évaluation de la recharge.....	37
1.2.1 Méthodes hydro-climatiques et hydrodynamiques.....	38
1.2.1.1 Méthode du bilan hydrologique.....	38
1.2.1.2 Fluctuation du niveau piézométrique.....	39
1.2.2 Les méthodes expérimentales.....	39
1.2.2.1 Méthodes directes.....	39
1.2.3 Méthodes et modèles à base physique.....	41
1.2.4 Méthode géochimique et isotopique.....	44
1.3 CONCLUSION ET CRITIQUES.....	44
2. METHODOLOGIE D'ANALYSE.....	45
2.1 LES PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENÇANT LA RECHARGE.....	45
2.1.1 Le couvert végétal et l'occupation du sol.....	45
2.1.2 La lithologie.....	45
2.1.3 Réseau hydrographique.....	46
2.1.4 Le type de sol (structure, texture, porosité).....	46
2.1.5 Topographie et morphologie (Pente).....	46
2.2 MÉTHODE ADOPTÉE.....	47
3. CARTOGRAPHIE DES PARAMETRES REGISSANT LA RECHARGE.....	48
3.1 Le couvert vegetal et l'occupation du sol (CV & OS).....	48
3.2 La lithologie.....	52
3.3 Le réseau hydrographique.....	54
3.4 Le sol.....	56
3.5 La pente.....	58



3.6	Analyse multi-critères.....	61
3.6.1	Evaluation des cotes.....	67
3.6.2	Détermination des poids.....	62
3.6.3	Détermination des indices d'infiltration.....	63
3.6.4	Etablissement de la carte synthèse.....	65
3.6.5	Analyse et conclusion.....	67
4.	CONCLUSION GÉNÉRALE.....	69

## LISTE DES FIGURES

Figure I. 1: Carte de situation de la zone d'étude.....	2
Figure I.2: Situation géographique du bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957).....	2
Figure I.3: Subdivision du bassin du bas Cheliff, modifiée (d'après Thomas, 1985 in Yahiaoui, A. & Zaghtou, A. 2007).....	4
Figure I.4: Réseau hydrographique et limites des sous bassins versants dans la plaine du Bas Cheliff.....	5
Figure I.5: Histogramme des précipitations moyennes mensuelles (1980/2003).....	7
Figure I.6 : Histogramme de précipitations moyennes mensuelles pour la station d'El Hmadna (1985/2005).....	7
Figure I.7: Histogramme de précipitations moyennes mensuelles pour la station de Oued Djemaa (1956/2004).....	7
Figure I.8: Histogramme de précipitations moyennes mensuelles pour la station de Ammi Moussa (2000/2010).....	7
Figure I.9: Histogramme de précipitations moyennes mensuelles pour la station de Oued Kheir (1996/2010).....	7
Figure I.10: Histogramme de précipitations moyennes mensuelles pour la station de Relizane DEMRH (1995/2009).....	7
Figure I.11: Variation des précipitations moyennes annuelles.....	8
Figure I.12: Représentation graphique des moyennes mensuelles des températures à la station de Chlef (1974/1994).....	9
Figure I.13: Représentation graphique des moyennes mensuelles des températures à la station d'EL Hmadna (1985/2006).....	9
Figure I.14: Système théorique des vents ascendant et descendant Dans la vallée du Cheliff. (Source: YACONO, 1955) in Ratta.M, (2010).....	10
Figure I.15 : Variation du potentiel évapotranspiré annuel dans la région hydrographique Cheliff-Zahrez (in Mehaigne.M, 2005).....	11
Figure I.16 : Bassins néogènes de l'Algérie septentrionale(A.Perrodon).....	14
Figure I.17 : Coupes interprétatives (Y. Gourinard, A.Perrodon, B.Fenet, 1967).....	15
Figure I.18 : CADRE GEOLOGIQUE (PERRODON 1967 - MATTAUER 1958).....	16
Figure I.19 : LOG STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE (ECH= 1/10.000).....	18
Figure I.20 : Schéma stratigraphique du miocène de la bordure nord de l'Ouarsenis (d'après Perrodon, étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly ; 1966).....	22
Figure I.21 : Evolution paléogéographique du bassin du Cheliff (d'après Perrodon, étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly ; 1966).....	23

Figure I.22 : Coupe NO-SE établie à travers de la plaine du Cheliff sur la base des recoupements géologiques et géophysiques.....	24
Figure I.23 : stratigraphie et niveaux aquifères (d'après Schrambach, 1966).....	26
Figure I.24 : Coupe hydrogéologique schématique de la plaine de Chlef (d'après Scrambach, 1966).....	27
Figure I.25 : Schéma structural du calcaire à lithothamnium de l'oued Sly à oued Taflout (d'après l'étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly, 1966).....	28
Figure I.26: Coupes géoélectriques G et H.....	31
Figure I.27: Carte en ésopeche des formations plio-quadernaire.....	32
Figure I.28 : Carte de positionnement des coupes hydrogéologiques.....	32
Figure I.29 : Coupes hydrogéologiques schématiques d'après Schrambach (1966) in Achour, F. (1997), modifiées (in Saim.S, 2013).....	33
Figure 2-1: Infiltrómetros de Müntz.....	40
Figure 2-2: Infiltrómetro sous tension à disque.....	40
Figure 2- 3: Infiltrómetro sous pression .....	41
Figure 2- 4 : Principaux facteurs et leur relation avec l'infiltration .....	47
Figure 2- 5 : Schéma explicative de la procédure d'établissement de la carte synthèse.....	48
Figure 2- 10 : Carte des courbes de niveaux dans la plaine du bas Cheliff illustrant le relief dans la région .....	58
Figure 2- 11 : CARTE MODELE NUMERIQUE DE TERRAIN.....	58

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Sous bassins versants recouvrant le système aquifère étudié.....	5
Tableau I.2: Précipitations moyennes mensuelles.....	6
Tableau I.3: Précipitations moyennes annuelles.....	8
Tableau I.4: Données des moyennes mensuelles et inter annuelles des températures de la station de Chlef (1974-1994) et d'El Hmadna (1985-2006).....	9
Tableau I.5: Résultats de calcul de la lame d'eau ruisselée (Saim.S, 2013).....	12
Tableau 1.6 : Valeurs de la lame d'eau précipitée obtenues par les différentes méthodes sur une période.....	12
Tableau I.7: Bilan hydrologique au niveau de la zone d'étude. (SAIM.S, 2013).....	13
Tableau I.8 : Propriétés hydrodynamiques de la nappe des calcaires a lithothamnium.....	28
Tableau 2- 1: Valeurs indicatives des capacités initiales et finales d'infiltration en fonction du type de sol. (MUSGRAVE,1955). ....	46
Tableau 2- 2: Répartition des sols dans la plaine du bas Cheliff selon les domaines d'utilisations. ....	49
Tableau 2- 3: Récapitulation des différentes classes de couvert végétal et occupation du sol.....	49
Tableau 2- 4: Différentes classes de lithologies en fonction de leur pouvoir infiltrant. ....	52
Tableau 2- 5: Description de la classe du réseau hydrographique de la plaine.....	54
Tableau 2- 6: Différents types de sols de la plaine alluviale du bas Cheliff .....	56
Tableau 2- 7: Échelle des cotes .....	61
Tableau 2- 8: Catégorisation des paramètres affectant la recharge potentielle dans la plaine. ....	61
Tableau 2- 9 : Evaluation des indices d'infiltration et du taux de contribution.....	64
Tableau 2- 10 : Classification des taux de recharge d'après l'échelle de la FAO.....	65

# Introduction générale

## INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les eaux souterraines circulant dans les systèmes aquifères proviennent essentiellement de l'infiltration des eaux de précipitation. La lame d'eau infiltrée, évaluée par différentes méthodes (bilan hydrologique, hydrodynamique ou hydrochimique) est toutefois répartie de manière systématique sur toute l'étendue du bassin versant ou des zones perméables. Toutefois, cette répartition ne permet en fait que d'estimer les volumes de recharge vers la nappe sans tenir compte de sa répartition sur les surfaces d'infiltration, alors que des paramètres comme la nature lithologique du sol et sous sol, ainsi que de l'occupation du sol de la végétation et de la pente des terrains.

L'objectif de ce travail est d'élaborer une démarche contextuelle permettant une contribution à la détermination de la répartition de la recharge potentielle des aquifères. La méthodologie proposée est une approche cartographique du phénomène, à partir de l'analyse des facteurs majeurs régissant l'infiltration dans la plaine alluviale étudiée.

L'analyse sera basée sur l'élaboration d'un système d'information géographique, grâce à l'établissement d'une base de données des différentes couches thématiques spatialisées descriptives de ces différents facteurs.

Ce mémoire se focalise sur le problème de la recharge des aquifères en zone semi aride et sur la méthode proposée. Après un rappel sur la physique du phénomène et des différentes méthodes d'estimation de la recharge, une présentation détaillée de la méthodologie adoptée est proposée avec son application sur l'aquifère de la plaine du bas Chelif et les résultats obtenus.

# PREMIERE PARTIE

- 1. Généralité et situation**
- 2. Aperçu hydroclimatologie**
- 3. Aspect géologique**
- 4. Hydrogéologie**

# 1 GENERALITES ET SITUATION

## 1.1 Situation géographique

La plaine du bas Cheliff correspond à une cuvette intra-montagneuse située au sud –ouest d'Alger. Circonscrite à l'intérieur des chaînes de l'Atlas tellien, cette plaine parallèle au littoral méditerranéen, est limitée :

- Au Nord, par le versant sud de la chaîne de Dahra.
- Au Sud, par les monts de l'Ouarsenis
- A l'Est, par la plaine du moyen Cheliff occidental
- A l'Ouest, par la plaine de Relizane.

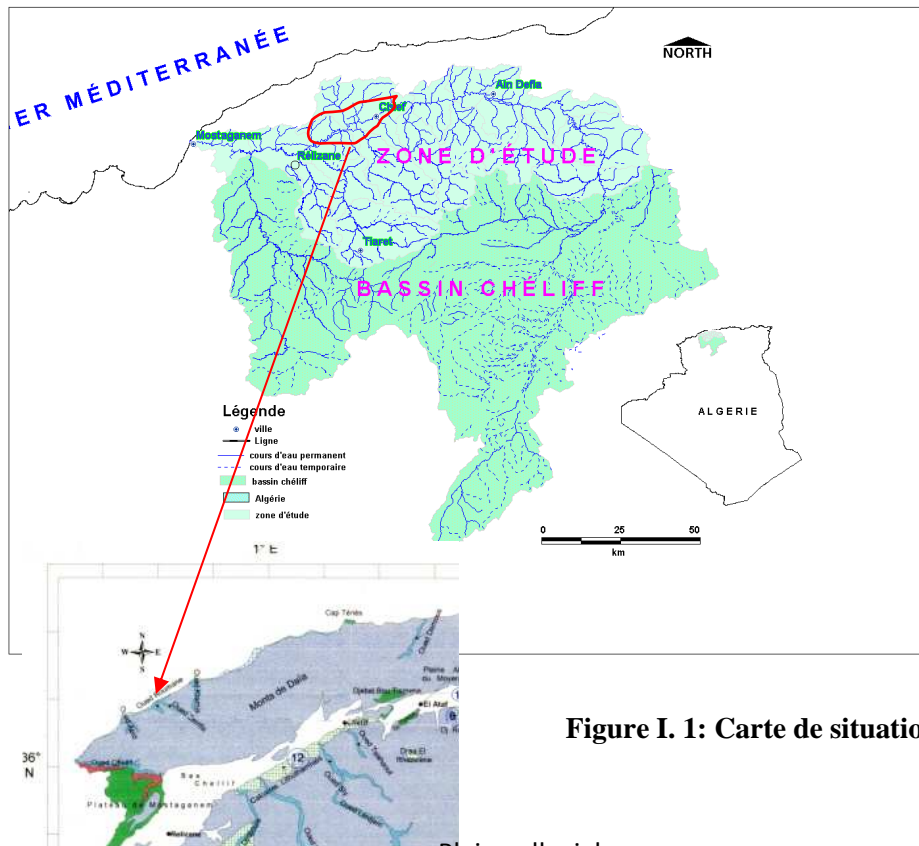


Figure I. 1: Carte de situation de la zone d'étude.



Figure I.2: Situation géographique du bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957).



## 1.2 Aperçu géomorphologiques de la région d'étude :

La plaine du bas Cheliff est circonscrite dans la partie avale du bassin du Cheliff , jalonné par une succession de plaines et de plateaux peu élevés qui s'étendent au pied d'un chapelet de massif crétacés , plus ou moins continus.

### 1.2.1 Orographies :

#### 1.2.1.1 Les massifs limitrophes :

Le massif de l'Ouarsenis forme l'ossature de la bordure Sud de notre zone d'étude. C'est une chaîne qui forme une falaise dominant l'arrière pays, avec des altitudes moyennes qui s'accroissent assez régulièrement d'Ouest en Est de 1000 à 3000 m. A Nord ce sont les collines tres ondulées a materiel essentiellement gréseux et marneux de la chaine du Dahra qui bordent la plaine d'Est en Ouest.

#### 1.2.1.2 Les collines :

Les dépôts néogènes du bassin du bas Cheliff ont été plus au moins fortement plissés au cours du Pléistocène ,cette orogenèse tardive a permis ,malgré la grande plasticité du matériel néogène, la formation des reliefs occupant une partie importante du bassin .

Cette zone montagneuse est particulièrement développée dans la partie orientale du bassin ou elle vient s'accoler aux massifs crétacés du Dahra pour former un même ensemble orographique.

Sur la rive Sud du Cheliff, les formations calcaires miocènes se relevant vers le massif de l'Ouarsenis, forment une ligne de relief atteignant localement 648 m d'altitude.

#### 1.2.1.3 Les plaines :

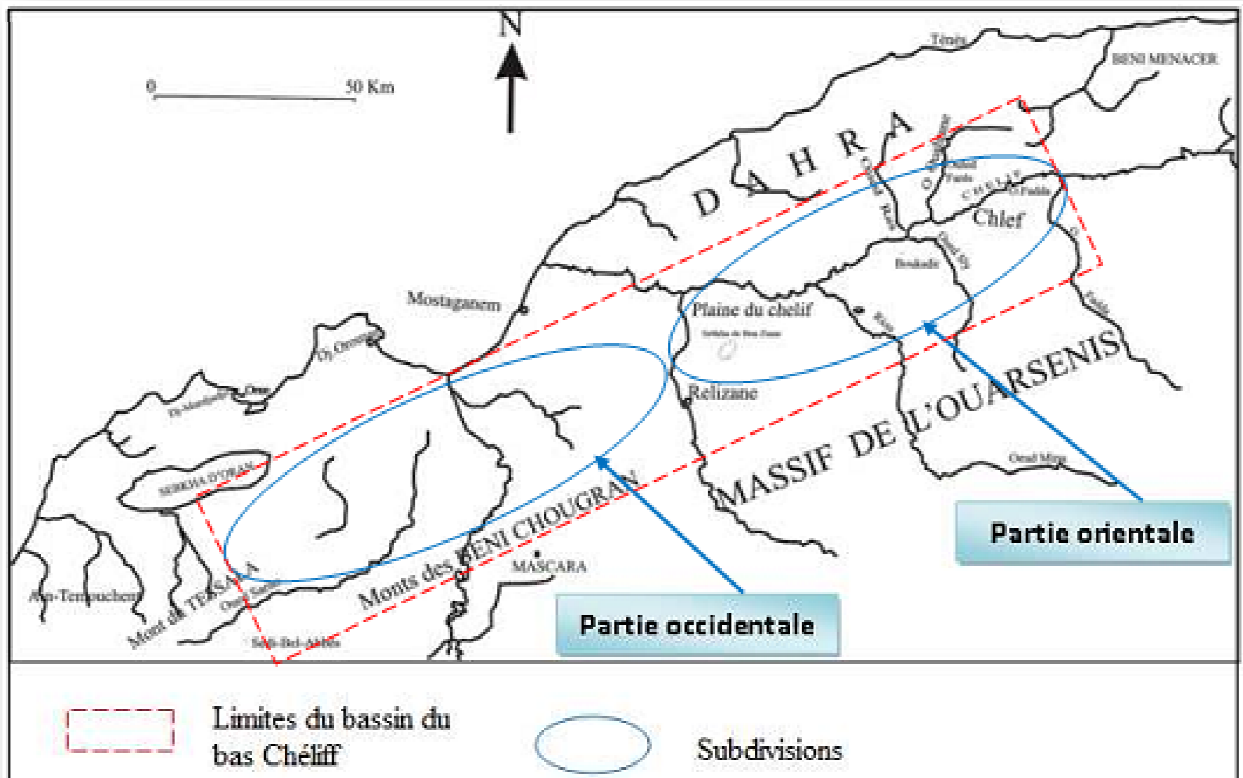
Les dépôts néogènes et quaternaires constituent le remplissage du bassin bordés par les reliefs crétacés. Ce bassin néogène englobe trois grandes plaines, on distingue de l'Est vers l'Ouest :

- La plaine de Ec- chelif -Boukadir
- La plaine de oued Rhiou ;
- La plaine de Hamadenas-Rélizane .

### 1.2.2 Hydrographie :

Ce réseau hydrographique est représenté par :

- L'Oued Ouahran et Ras, qui prennent naissance au niveau des piedmonts du Dahra sur la rive droite de oued Cheliff.
- Oued Sly(130 km), Oued Tsighaout (24 km),Oued Rhiou ,Oued Tafelout(20 km),Touchait et Oued Djidiouia qui prennent naissance au niveau des premiers reliefs de l'Ouarsenis sur la rive gauche de oued Cheliff .



**Figure I.3: Subdivision du bassin du bas Cheliff, modifiée (d'après Thomas, 1985 in Yahiaoui, A. & Zaghtou, A. 2007)**

La plaine du bas Cheliff représente en son centre un rétrécissement de section (2 à 3 km) qui se manifeste au niveau de la localité de Boukadir. Ce rétrécissement qui dépend de l'émergence des reliefs d'El Kherba, donne un aspect de couloir étroit traversé par l'oued Cheliff.

## 2 APERÇU HYDRO CLIMATOLOGIQUE

### 2.1 Introduction

Cet aperçu hydro-climatologique est établi sur la base des études antérieures effectuées dans la région. Le bassin du Chélif subit l'influence méditerranéenne au nord et continental au Sud d'où un climat semi-aride avec des hivers froids et des étés chauds.

Afin de connaître les termes du bilan hydrologique et d'évaluer les apports à la nappe, nous examinerons ci-après les paramètres suivants : les précipitations, le ruissellement, l'évapotranspiration et l'infiltration.

### 2.2 Hydrologie

La plaine alluviale du bas Cheliff est circonscrite dans le bassin versant du Cheliff, codé « 01 » au répertoire du service hydrologique de l'ANRH (\*). Ce dernier est subdivisé en 36 sous bassins versants. L'unité hydrogéologique étudiée s'étale sur les sous bassins versants suivants (Tableau. I-1).

Tableau I.1 : Sous bassins versants recouvrant le système aquifère étudié.

Non du sous bassin	Oued. Ras-Ouahrane	Oued Sly	Oued Chélif-Ouarizane	Oued Rhiou Tleta	Oued Cheliff Tarhia
Code	01-22	01-23	01-24	01-26	01-28

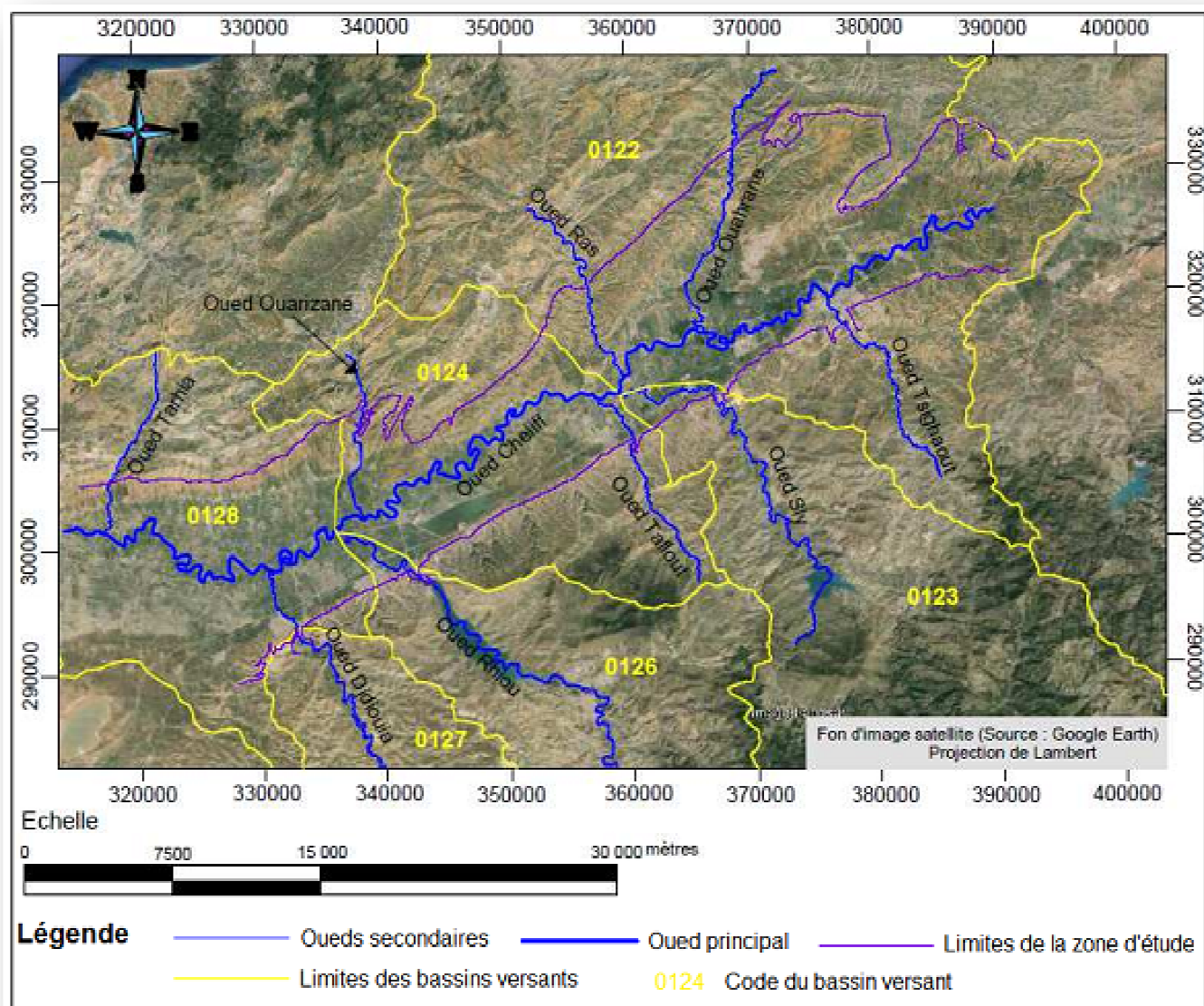


Figure I.4: Réseau hydrographique et limites des sous bassins versants dans la plaine du Bas Cheliff

### 2.3 Climat :

Les plaines du Chélif ont un climat semi aride. La chaleur qui règne dans le Chélif en été et qui est plus élevée que dans les régions voisines, est une des caractéristiques les plus notables de ce climat.

## 2.4 Pluviométrie :

Les précipitations, montre une diminution de la hauteur des pluies, dans la vallée du Chélif d'Est en Ouest. La région d'étude a connu durant la dernière décennie des cycles de sécheresse, la plus marquée est celle qui s'étale de 1988 à 1994 (INSID, 1998).

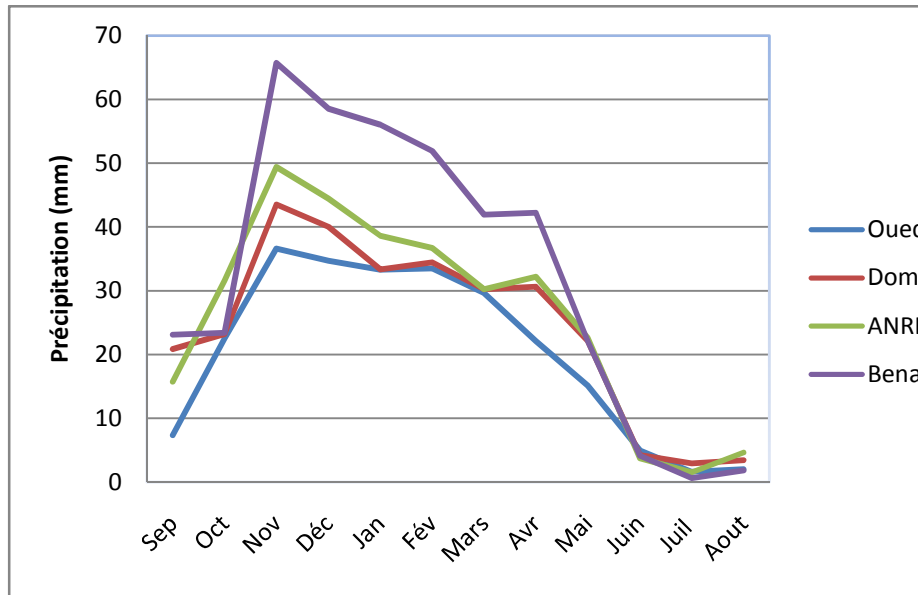
### 2.4.1 Précipitations moyennes mensuelles :

Dans le tableau ci-dessous sont mentionnées les précipitations moyennes mensuelles pour la région de Hmadna (de 1985 à 2005), la région de Oued Djemaa (de 1956 à 2004), les stations de Oued Sly, Domaine Si-Taib, de Chlef et Benairia (de 1980 à 2003), Ammi moussa (de 2000 à 2010), Oued Kheir (de 1996 à 2010), et Relizane DEMRH (de 1995 à 2009).

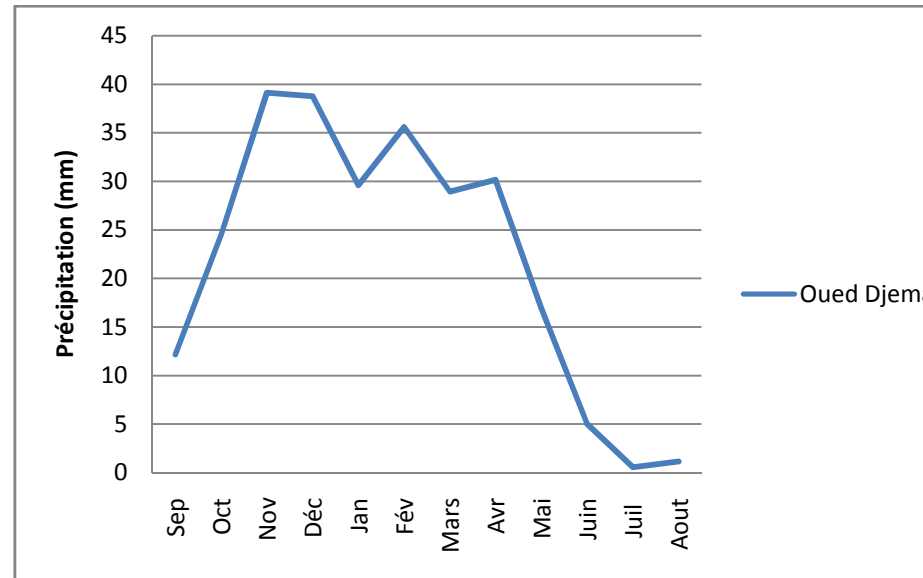
**Tableau I.2: précipitations moyennes mensuelles.**

Période	Station	Précipitation moyennes mensuelles (Pmoy mm)											P moy inter annulle	
		Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil		Aout
1980/2003	Oued sly	7,3	22,5	36,6	34,7	33,3	33,5	29,6	22,1	15,1	4,94	1,6	2	20,27
	Domaine Si-Taib	20,8	23,2	43,5	40	33,3	34,4	30,2	30,6	22,1	4,2	2,9	3,4	24,04
	ARNH Chlef	15,7	31,6	49,4	44,45	38,6	36,7	30,2	32,2	22,6	3,7	1,5	4,6	25,94
	Bennairia	23,1	23,4	65,7	58,5	56	51,9	41,9	42,2	22,1	4,1	0,6	1,8	32,61
1985/2005	El Hmadna	15,51	20,3	35,52	30,12	33,25	32,1	26,36	23,62	16,35	2,74	0,86	1,8	19,87
1956/2004	Oued Djemaa	12,18	24,5	39,13	38,78	29,59	35,59	28,96	30,16	16,93	5	0,56	1,16	21,87
2000/2010	Ammi													
	Moussa	19,82	33,57	51,43	46,56	48,9	45,88	29,4	37,56	37,4	9,85	2,16	3,83	31,5
1996/2010	Oued Kheir	19,32	28,81	57,05	51,79	43,5	31,85	20,81	30,29	22,15	0,92	0,14	3,35	25,83
1995/2009	Relizane													
	DEMRH	16,27	21,79	42,8	37,49	37,22	33,49	25,15	32,97	25,61	3,62	0,64	5,88	23,57

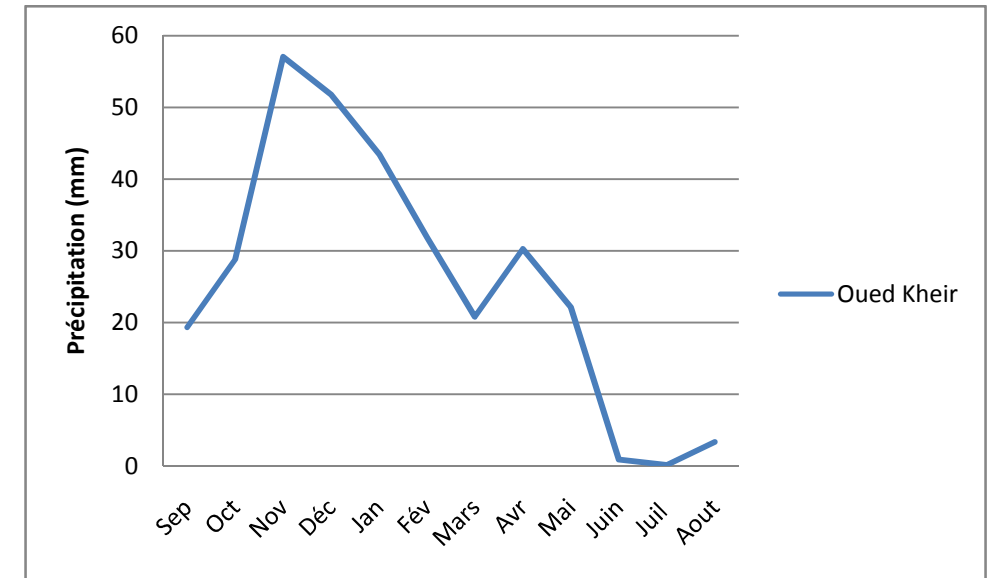
D'après ce tableau et les figures suivantes on peut dire que le mois de Novembre représente le mois le plus pluvieux dans l'année pour toutes les stations, alors que le mois de Juillet représente le mois le plus sec de l'année.



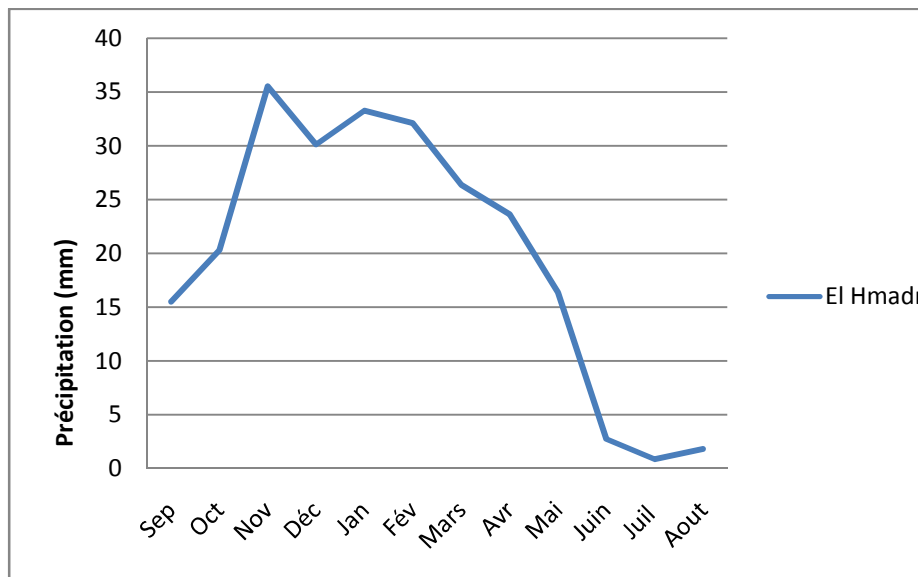
**Figure I.5:** Variation des précipitations moyennes mensuelles (1980/2003).



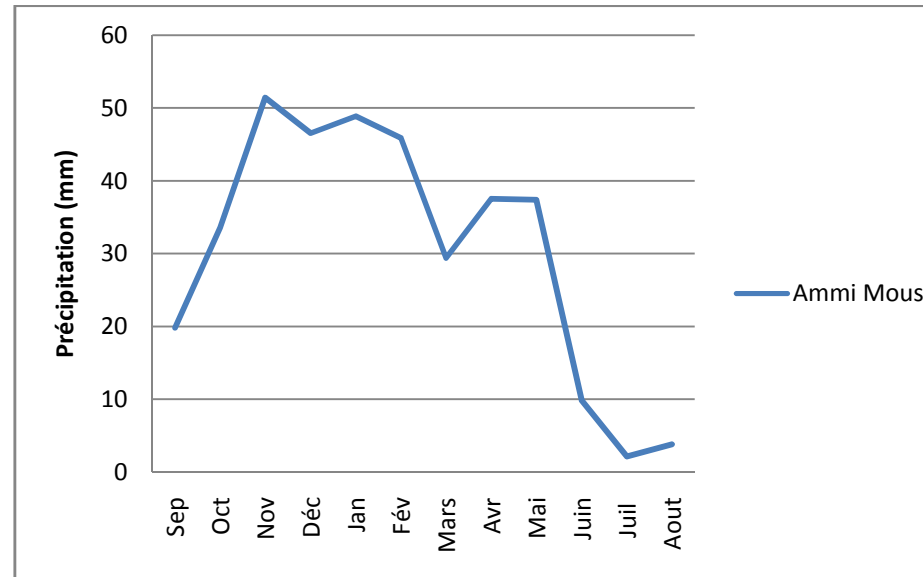
**Figure I.7:** Variation des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Oued Djema (1956/2004).



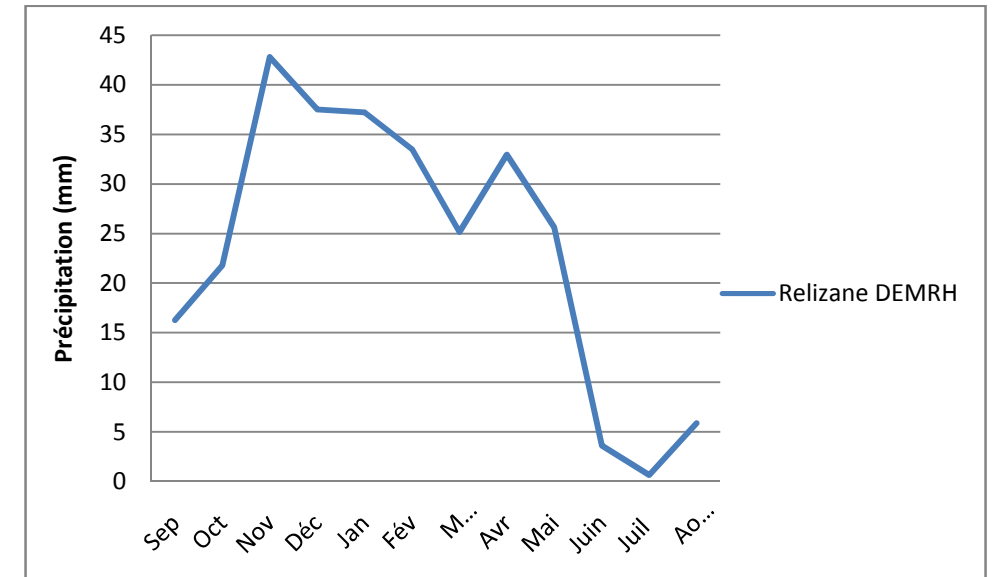
**Figure I.9:** Variation des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Oued Kheir (1996/2010).



**Figure I.6 :** Variation des précipitations moyennes mensuelles pour la station d'El Hmadna (1985/2005).



**Figure I.8:** Variation des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Ammi Moussa (2000/2010).



**Figure I.10:** Variation des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Relizane DEMRH (1995/2009).

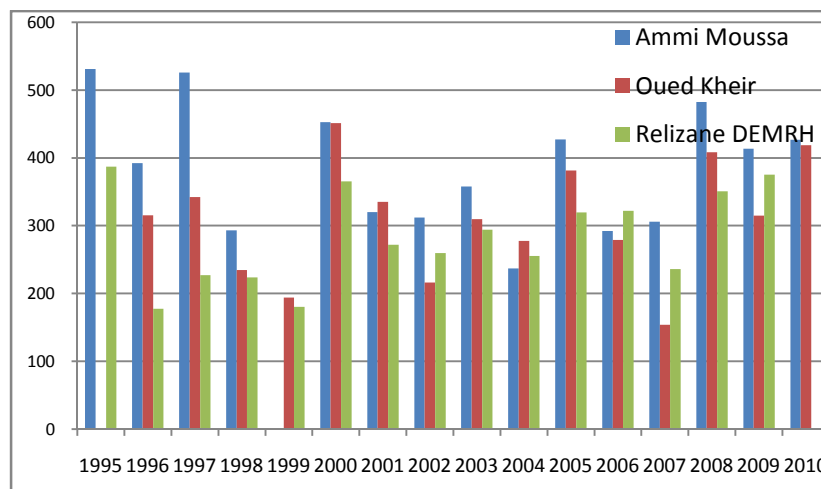
### 2.4.2 Précipitations moyennes annuelles :

La variation des précipitations moyennes annuelles (mm) au niveau de la station de Ammi Moussa (012605), Oued Kheir (013606) et de Relizane DEMRH (013505) est compilée dans le tableau suivant :

**Tableau I.3: précipitations moyennes annuelles.**

Année	Ammi Moussa	Oued Kheir	Relizane DEMRH	Année	Ammi Moussa	Oued Kheir	Relizane DEMRH
				2002	312	216,1	259,7
1995	530,9	-	386,9	2003	357,9	309,7	294,1
1996	392,5	315,4	177,5	2004	237	277,5	255,5
1997	525,8	342,2	227,2	2005	427,1	381,2	319,4
1998	293,3	234,5	223,6	2006	292,4	279	321,9
1999	-	193,8	180,3	2007	305,7	154,1	236,2
2000	452,5	451,2	365,4	2008	482,5	408,4	350,6
2001	320	335	272,1	2009	413,4	314,9	375,2

Parmi les trois stations, la station de Ammi Moussa présente les valeurs les plus élevées pour chaque année observée.



**Figure I.11: Variation des précipitations moyennes annuelles.**

## 2.5 Température :

Le régime thermique de la région est caractérisé par des températures élevées en été et relativement basses en hiver. Les températures les plus élevées sont enregistrées durant les mois de juillet et août, alors que les plus basses se manifestent au mois de janvier (Tableau 4).

A partir de ce tableau on constate que la température moyenne maximale atteinte est de 37.2 °C à la station de Chlef et de 38°C à la station d'El Hmadna. Ces pics sont mesurés

pendant le mois de Juillet, alors que la température moyenne minimale atteinte pendant le mois de Janvier est de 5.1°C à la station de Chlef et 5°C à la station d'El Hmadna.

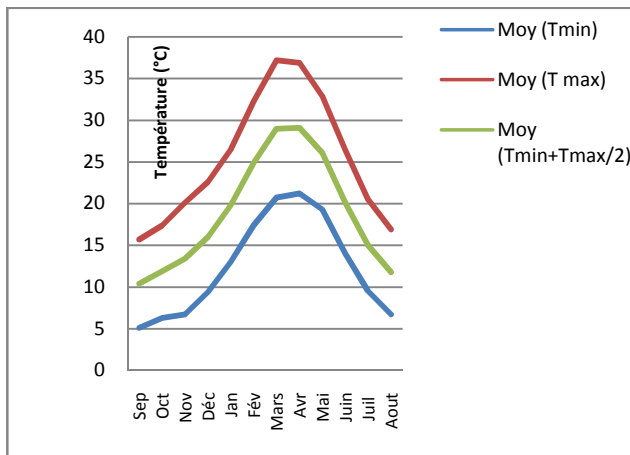
**Tableau I.4: Données des moyennes mensuelles et inter annuelles des températures de la station de Chlef (1974-1994) et d'El Hmadna (1985-2006).**

ériode d'observ	Mois	Données												Moy inter-annuell e
		JAN	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUILL	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC	
Station de Chlef (1974/1994)	Moy T <sub>min</sub> (m), °C	5.1	6.3	6.7	9.4	13	17.4	20.7	21.2	19.3	14	9.5	6.7	12.4
	Moy T <sub>max</sub> (M), °C	15.7	17.4	20.1	22.6	26.5	32.3	37.2	36.9	32.9	26.4	20.5	16.9	25.5
	Températures moyennes M+m/2	10.4	11.9	13.4	16	19.8	24.9	29	29.1	26.1	20.2	15	11.8	18.96
	*M – m	10.6	11.1	13.4	13.2	13.5	14.9	16.5	15.7	13.6	12.4	11	10.2	13.1
Station d'El Hmadna (1985/2006)	*Moy T <sub>min</sub> (m), °C	5	7	9	12	17	20	21	18	14	11	6	5	12.08
	*Moy T <sub>max</sub> (M), °C	18	21	24	28	32	38	38	33	28	22	18	18	26.5
	Températures moyennes M+m/2	11.5	14	17	20	25	29	30	26	21	17	12	12	20
	*M – m	13	14	15	16	15	18	17	15	14	11	12	13	14.42

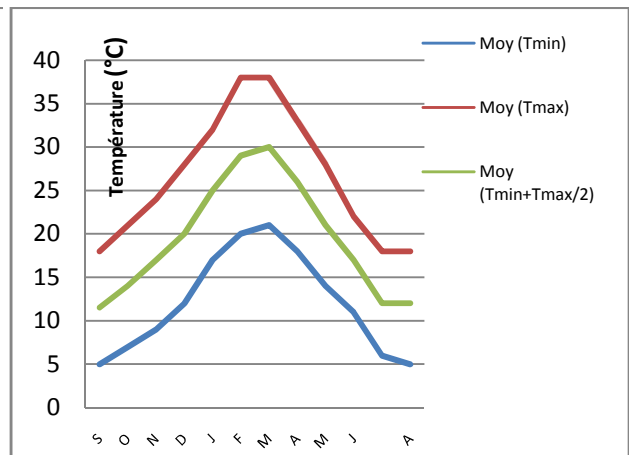
\*Moy T<sub>min</sub> (m) : Température moyenne mensuelle minimale en °C (période d'observation de chaque station).

\*Moy T<sub>max</sub> (M) : Température moyenne mensuelle maximale en °C (période d'observation de chaque station).

\*M – m : écart moyen mensuel



**Figure I.12: Représentation graphique des moyennes mensuelles des températures à la station de Chlef (1974/1994).**



**Figure I.13: Représentation graphique des moyennes mensuelles des températures à la station d'EL Hmadna (1985/2006).**

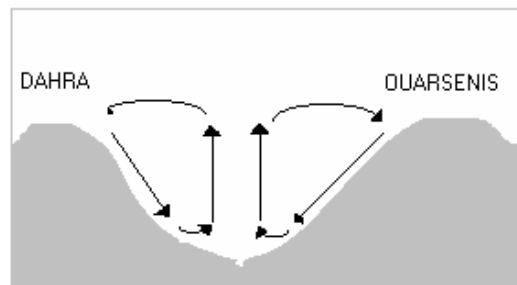
## 2.6 L'humidité relative :

L'humidité relative de l'air est basse ou modérée tout au long de l'année. Elle est importante pendant la saison hivernale avec souvent un pourcentage supérieur à 70%, et plus faible pendant la saison sèche, mais demeure tout de même assez élevée et s'articule autour de 50%. Le mois le plus humide est le mois de décembre (80%), par contre le mois le plus sec est le mois de juillet (49%). (Ratta, M, 2010).

## 2.7 Le vent :

La vallée du Bas Chélif est une région à atmosphère peu agitée, tout au moins pas plus agitée que celle du reste de l'Algérie. Il existe évidemment des jours de vent assez violent, au printemps surtout, mais demeurent exceptionnels.

Les vents fréquents ont une direction Ouest avec des vitesses qui varient entre 23 et 36 km/h en moyenne à la station de Chlef, et entre 13 et 33 km/h en moyenne à la station d'El Hmadna. (Ratta.M, 2010)



**Figure I.14: Système théorique des vents ascendant et descendant  
Dans la vallée du Cheliff. (Source: YACONO, 1955) in Ratta.M, (2010)**

## 2.8 L'Evapotranspiration:

Sur le plan temporel, il existe une nette coïncidence, typiquement méditerranéenne, entre le maximum thermique et le minimum pluviométrique, ce qui se traduit par une sécheresse marquée où l'évapotranspiration atteint sa valeur plafond. Les données d'évapotranspiration sont relevées de la carte éditée par les services de l'ANRH (2002) (in Mehaiguene.M).

Le carte d'évapotranspiration ci dessous, montre que l'évapotranspiration se position en parfaite opposition à celle de la pluviométrie. Le total potentiel évapotranspiré annuel serait de 1200 à 1600 mm. En saison froide, l'ETP décroît progressivement jusqu'au moment où elle atteint des valeurs inférieures à celles des précipitations.



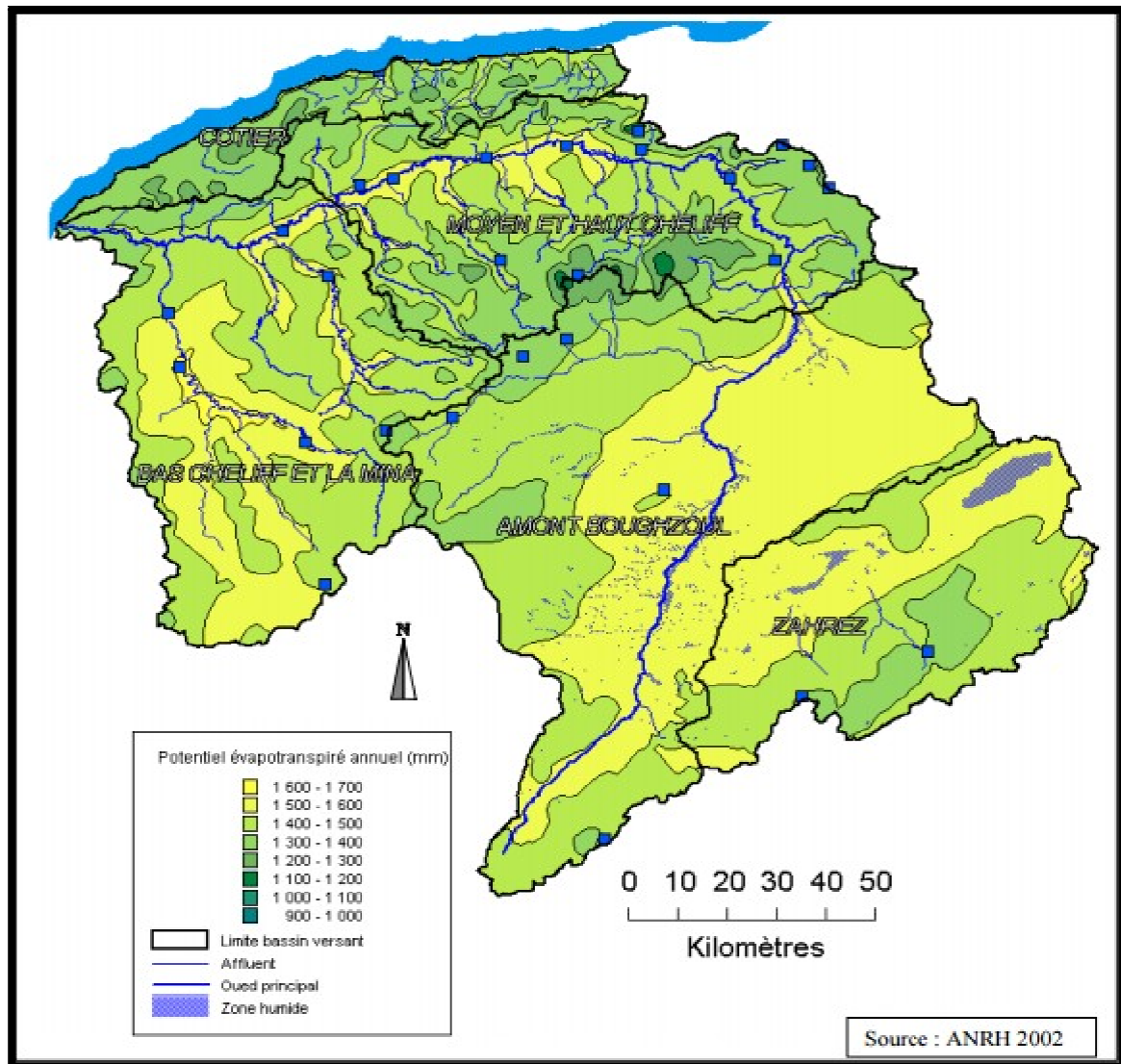


Figure I.15 : Variation du potentiel évapotranspiré annuel dans la région hydrographique Chelif-Zahrez (in Mehaigene.M, 2005).

## 2.9 Le ruissellement :

La lame d'eau ruisselée est exprimée par le rapport du volume ruisselé ( $m^3$ ) par la surface du bassin ( $m^2$ ). Des études antérieures utilisant la formule de Tixeront Berkaloff pour trois sous bassins versants de la plaine ont données les résultats mentionnés dans le tableau ci-dessous :

La formule de Tixeront Berkaloff s'écrit comme suit :

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

Avec :

- R : ruissellement (mm).
- P : précipitation (mm).
- ETP : évapotranspiration potentielle (mm).

Tableau I.5: Résultats de calcul de la lame d'eau ruisselée (Saim.S, 2013).

Sous bassin versants :	P (mm)	ETP (mm)	R (mm)
0122 (Oued Ras Ouahrane)	349	949	15.73
0123 (Oued Sly)	352	967	15.55
0124 (Oued Cheliff Ouarizane)	392	981	20.86
<b>Moyenne des trois sous bassins</b>	<b>364,33</b>	<b>965,66</b>	<b>17.38</b>

## 2.10 L'infiltration :

L'estimation de la lame d'eau infiltrée peut se faire à l'aide de la formule du bilan hydrologique :

$$P=E+R+I,$$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

E : évapotranspiration réelle moyenne annuelle (mm)

R : ruissellement moyen annuel (mm)

I : infiltration moyenne annuelle (mm)

tels que :

1) La lame d'eau précipitée moyenne sur les bassins versants est égale à **364.33 mm** est déduite comme suite :

Tableau 1.6 : Valeurs de la lame d'eau précipitée obtenues par les différentes méthodes sur une période

Sous bassin	Station	Code	X (m)	Y (m)	Z (m)	P (mm)	Période	Méthodes de calcul		
								Moyenne arithmétique	Thiessen	Isohyètes
0122 (Oued Ras, Ouahrane)	Larbat Ouled Farés	012201	368100	326650	140	<b>348,2</b>	1973/2006	<b>375,725</b>	341	357
	Benairia	012205	378150	338400	400	<b>461,4</b>	1973/2006			
	Pontéba Bge	012203	393900	327400	320	<b>394,3</b>	1973/2006			
	Domaine Si Taieb	012218	362150	318400	110	<b>299</b>	1973/2006			
0123 (Oued Sly)	Bourdj Bounaama	012306	402600	284100	900	<b>452,8</b>	1973/2006	<b>344,925</b>	352	352
	Ouled Ben AEK	012308	373400	302850	95	<b>315</b>	1973/2006			
	oued Sly	012309	365200	312700	882	<b>271,2</b>	1973/2006			
	Souk El Had	012304	395850	272700	550	<b>340,7</b>	1973/2006			
Chélif-Ouarizane)	Merdja El Amel	012411	342000	301560	62	<b>269,5</b>	1968/2001	<b>290,66</b>	390	394
	Merdja	012403	352600	305000	61	<b>286,3</b>	1968/2001			
	Ferme DNEA	0124	348950	302820	65	<b>316,18</b>	1968/2001			

- 2) La valeur de la lame d'eau évapotraspirée réellement (ETR) calculée par la méthode du bilan hydrique de « Thornthwaite » est estimée en moyenne à **263.13 mm**.
- 3) La lame d'eau ruisselée à l'échelle des bassins déduite de la formule de « Tixeront Berkalof » : est de **17.38 mm**
- 4) La lame d'eau infiltrée en moyenne sur les trois sous bassins est déduite directement à partir de l'équation du bilan hydrologique, tel que :  $P = E+R+I$  (mm).

**Tableau I.7: bilan hydrologique au niveau de la zone d'étude. (SAIM.S, 2013).**

Méthode	Paramètres du bilan	Valeurs en mm/an
En utilisant l'ETR calculé par le bilan de "Thornthwaite"	P (mm)	364,33
	ETR (mm)	263,13
	R (TIXERONT-BERKALOFF) (mm)	17,38
	$I = P - (ETR + R)$ (mm)	<b>83,82</b>

## 2.11 Conclusion

La région d'étude est une plaine circonscrite entre deux grands massifs : Dahra au nord et Ouarsenis au sud, elle est connue par son climat semi-aride avec des températures moyennes très basses en hivers ( $\approx 5^{\circ}\text{C}$ ) et très élevées en été ( $\approx 38^{\circ}\text{C}$ ), ainsi qu'une humidité relative basse ou modérée tout au long de l'année. Le Bas Cheliff est connu aussi par des fortes averses hivernales et des périodes de sécheresse estivales avec un taux de précipitation qui varie entre 300 et 400mm.

En ce qui concerne le bilan hydrique au niveau de la zone d'étude, les précipitations sont estimées à 364.33mm/an, l'évapotranspiration à 236.13mm/an, le ruissèlement à 17.38mm/an et enfin l'infiltration à 83.82mm/ans

### 3 GÉOLOGIE

L'étude géologique de la région d'étude est basée sur la synthèse des travaux majeurs effectués par plusieurs auteurs: Perrodon, 1957; Achour, 1997 et bien d'autres.

Le bassin du Chélif appartient au bassin néogène de l'Algérie centro-occidentale que s'aligne parallèlement à la côte méditerranéenne formant des zones peu élevées par rapport aux chaînes secondaires plissées qui les encadrent (Achour, 1997).

#### 3.1 Contexte géologique

Le bassin du Cheliff appartient aux bassins sédimentaires sub - littoraux allongés Est - Ouest et mis en place après la dernière phase alpine de tectonique tangentielle. Du point de vue structural ces bassins forment des sillons complexes plus ou moins continus s'allongeant suivant une direction générale WSW- ENE, entre les massifs secondaires plissés qui peuvent être assimilés en première approximation à des aires anticlinales majeures.

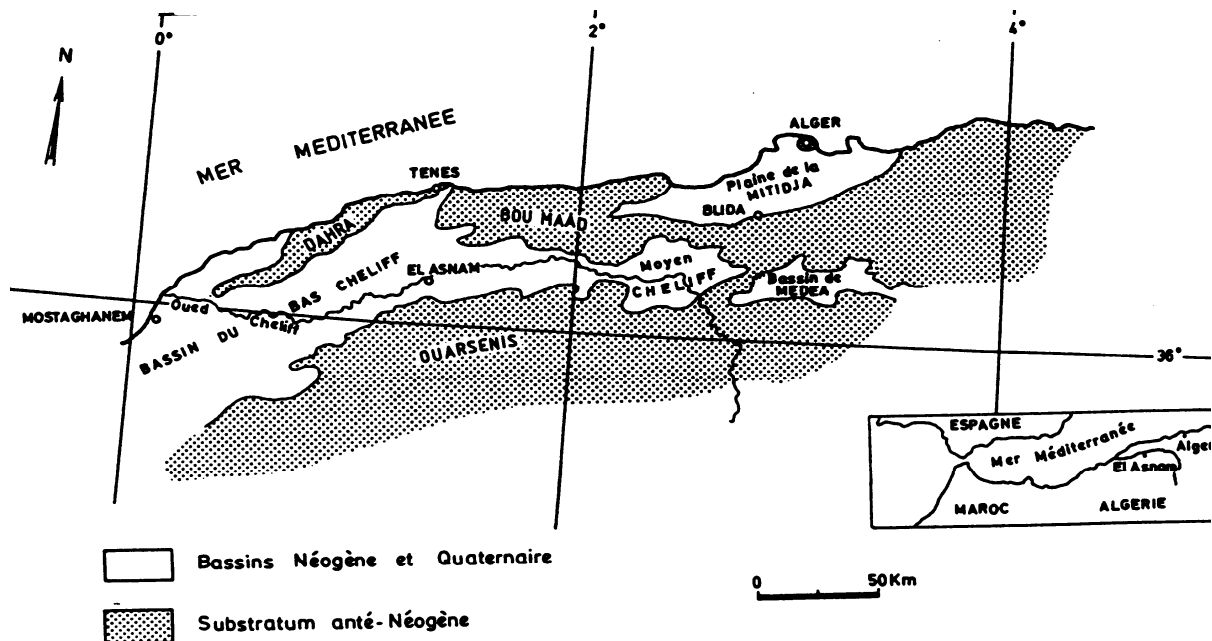


Figure I.16 : Bassins néogènes de l'Algérie septentrionale(A.Perrodon)

Au Nord, cette dépression est séparée de la mer par le Tell septentrional représenté par une suite de reliefs parallèles formés essentiellement de terrains jurassico- crétacés que l'on retrouve aussi dans la plaine ( Dahra et massifs épi-métamorphiques à schistosités du Doui, Rouina et Témoulga).

Au sud, le bassin du Cheliff est limité par le Tell méridional représenté par un ensemble de massif montagneux où le substratum y est principalement marno – calcaire et correspond à l'allochtone tellien avec ses différentes nappes.

Ces deux ensembles telliens ont été structurés au cours du Mésozoïque suite à plusieurs phases tectoniques.

- Une phase infra – crétacé, compressive donne des plis NE-SW ;
- Une phase à composante tangentielle intervient après le Sénonien et le Paléocène et serait en partie responsable de l'épimétamorphisme
- Une phase datée Aquitano-Burdigalienne , compressive et profonde génératrice d'un nouvel épimétamorphisme.

Pendant que les nappes telliennes achèvent de se mettre en place, un nouveau cycle sédimentaire s'amorce marqué par une transgression qui envahit le bassin et finit par déposer une épaisse sédimentation mio-plio-quadernaire. Parallèlement, le bassin du Cheliff est soumis pendant tout le Néogène à une importante tectonique principalement distensive pour certains auteurs (Y. Gourinard, A.Perrodon, B.Fenet) et polyphasée pour G.Thomas. Cette tectonique continue jusqu'à l'actuel comme en témoigne l'intense activité sismique de la région.

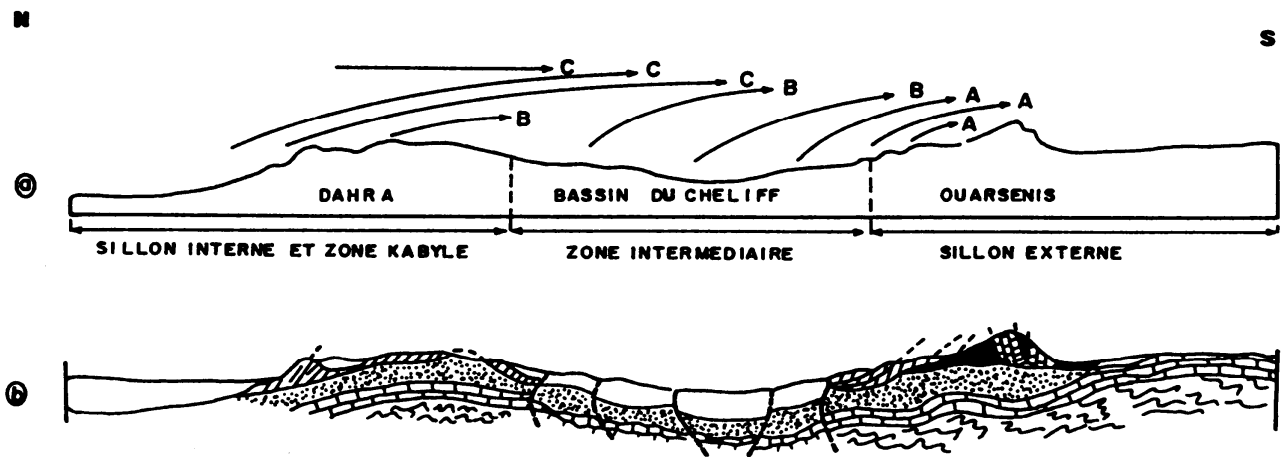


Figure I.17 : Coupes interprétatives (Y. Gourinard, A.Perrodon, B.Fenet, 1967)

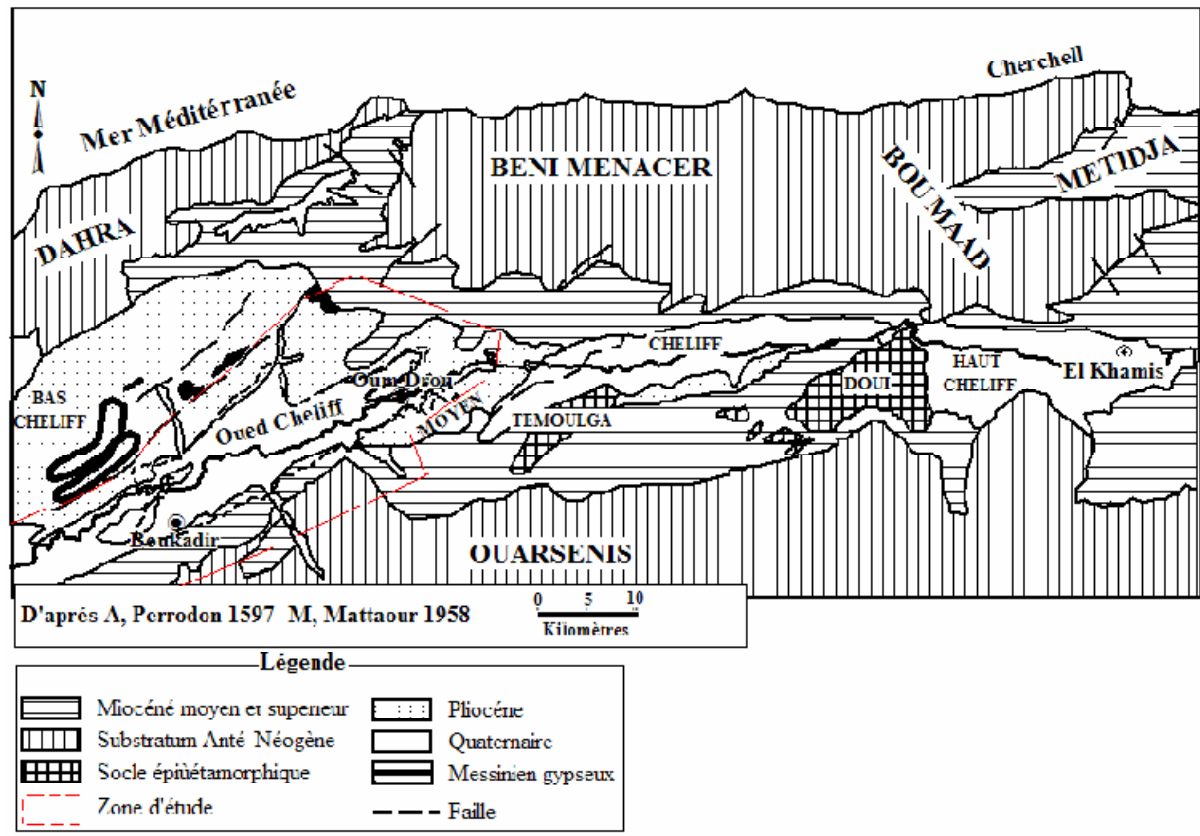


Figure I.18 : CADRE GEOLOGIQUE (PERRODON 1967 - MATTAUER 1958).

### 3.2 Lithostratigraphie :

Du point de vue litho-stratigraphique la zone d'étude comprend 2 ensembles lithologiques :

- les formations néogènes et quaternaires ;
- les formations anti-néogènes.

Ces formations, dont la répartition est illustrée par la figure ci-après, sont constituées par la succession suivante :

#### 3.2.1 Les formations anti-néogènes:

##### 3.2.1.1 Les terrains anciens autochtones :

Ils sont présents au niveau des bordures où ils apparaissent le plus souvent en fenêtre tectonique surmontés de terrains allochtones (Ouarsenis et Dahra) ainsi que dans l'axe du bassin où, isolés et noyés dans les sédiments néogènes, ils représentent les massifs du Chelif (Doui, Rouina, Temoulga).

- Le Paléozoïque : (Silurien et Permo-Trias) qui constitue l'essentiel du massif du Doui avec quelques apparitions au Rouina et Temoulga.
- Le Secondaire : (Jurassique et Crétacé) le Jurassique est présent dans les trois massifs mais il est plus localisé au Doui, le Crétacé est présent uniquement à l'ouest du massif de Rouina.

- Le Tertiaire : (Eocène) dont le seul affleurement important se trouve au sud du massif de Temoulga.

### 3.2.1.2 Les terrains allochtones :

Ils sont constitués d'un empilement de nappes. On distingue trois grands ensembles : Nappe A, nappe B et nappe C ; elles-mêmes subdivisées en sous-unités.

- Les nappes A : ce sont les plus externes, on les retrouve au sud du bassin et constituent une partie des monts de l'Ouarsenis. Le faciès est représenté par le Crétacé marno-gréseux et le Trias gypsifère.
- Les nappes B : leurs position est intermédiaire entre les zones internes et externes, le faciès est essentiellement flyschöide à marneux renfermant des blocs de quartzite et de calcaire. Ces terrains couvrent une grande surface de part et d'autre du bassin du Cheliff.
- Les nappes C : ce type de nappe repose sur tous les édifices des nappes antérieures, on les retrouve dans le Dahra et l'Ouarsenis occidental, il s'agit de terrains oligo-miocènes grésos-micacés.

### 3.2.2 Les formations néogènes et quaternaires post-nappes

Les terrains néogènes qui correspondent à une épaisse accumulation de dépôts mio-plio-quaternaires post-nappes reposent en discordance sur les formations plus anciennes.

L'influence marine et continentale suivant les mouvements de transgression – régression combinée au mécanisme de surrection des massifs bordiers, entraîne une sédimentation épaisse et variée. L'évolution tectonique complexe du bassin et de ses bordures, engendre une dissymétrie dans la structure d'ensemble.

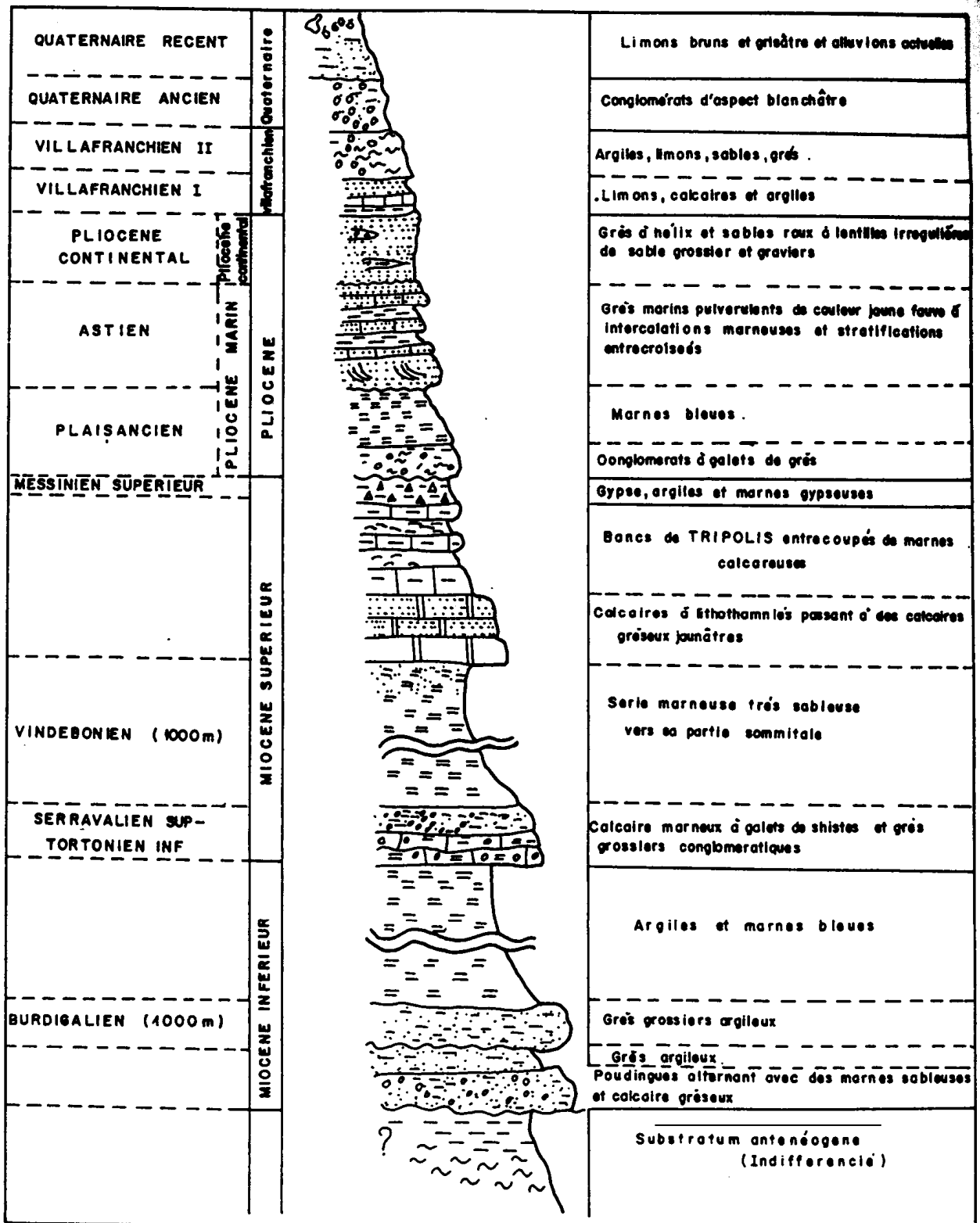


Figure I.19 : LOG STRATIGRAPHIQUE SYNTHETIQUE (ECH= 1/10.000)

Nous assistons alors au dépôt d'une épaisse série essentiellement marine allant du Miocène inférieur au Pliocène inférieur à caractère marneux dans les zones centrales subsidentes avec quelques dépôts détritiques en bordure. Une sédimentation continentale s'installe et fait suite à ces dépôts marins, elle va du Pliocène supérieur au Quaternaire, jusqu'à l'actuel.



Le comblement progressif ayant conduit le bassin à son émergence, une phase fluviale et subcontinentale se met en place et sera marquée par le dépôt de formations conglomératiques à éléments gréseux et parfois grésocalcaires très irrégulières et discontinues avec des stratifications entrecroisées.

### 3.2.2.1 Le Miocène inférieur (Burdigalien) :

Le Miocène inférieur est généralement transgressif sur les différents termes de la série stratigraphique. Il est représenté par une série de marnes bleues pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Ce faciès passe latéralement et verticalement à des grès marneux marins, à des marnes bariolées ou à des conglomérats marins ou continentaux.

A l'affleurement dans le domaine du Dahra, le miocène inférieur se caractérise par l'abondance de faciès très détritiques (Dj. Sachli, feuille de Renault où ce faciès est particulièrement développé). Entre ces faciès très détritiques et les faciès argileux du centre et de la fin du bassin se développe des argiles versicolores plus ou moins sableuses où l'on rencontre fréquemment des lentilles ou des veines de gypse.

Le miocène inférieur affleure largement sur plus de 100km tout le long du massif de l'Ouarsenis où il forme la bordure SE du bassin du bas Cheliff.

On peut admettre globalement que le miocène inférieur rassemble trois grands ensembles :

- Une série conglomératique à la base.
- Une série marneuse intermédiaire.
- Une série sableuse et conglomératique au sommet.

### 3.2.2.2 Le Miocène supérieur (Vindobonien) :

Le miocène supérieur est représenté par une série marine transgressive sur la série continentale précédente et discordante sur les terrains plus anciens.

Il est représenté par trois termes principaux :

- Les marnes bleues avec leur niveau généralement détritique.
- Les Tripolis et marnes à Tripolis.
- Les gypses et les marnes gypseuses.

#### a. Les formations de base :

La série débute donc par des conglomérats épais de 1 à 2m à ciment sablo-marneux suivie par des calcaires gréseux en bancs métriques (100m) puis par une alternance grésomarneuse et des marnes sombres à glauconies (20m).

Une épaisse et monotone série de marnes sombres (200 à 300m) succède aux termes de base. Elle renferme vers le haut des intercalations gréseuses à grésocalcaires d'environ 50m d'épaisseur. Une formation de marnes bleues termine ce premier ensemble d'épaisseur variable.

#### b. Les formations médianes :

Aux marnes bleues font suite des marnes blanches bien litées alternant avec des bancs à Tripolis, l'épaisseur de cet ensemble est de 175m. Ces marnes à Tripolis occupent des

surfaces d'affleurement importantes au nord de la plaine dans le Dahra mais disparaissent à l'Est au delà du seuil d'Oum-Drouh.

**c. Les formations terminales :**

Le miocène se termine par une formation gypsifère qui débute par des bancs massifs de gypse surmontés de marnes gypseuses à intercalations marno-calcaires et gréseuses. L'épaisseur visible de cette formation est de 350m dont 125m pour les gypses massifs.

Les marnes gypseuses et les gypses massifs affleurent principalement au nord du synclinal d'Ouled-Farès. Cette formation est très importante car responsable à l'origine de la salure de certaines eaux de ruissellement et par conséquent de la salure des aquifères.

**3.2.2.3 Le pliocène inférieur (Pliocène marin) :**

Il est représenté dans le bassin du bas Cheliff par un cycle sédimentaire complet, débutant par une transgression sur les séries gypseuses de la fin du miocène, pour se terminer par la régression astienne.

**a. le Plaisancien :**

Il est représenté par une série de marnes bleues à coccolites très comparables aux marnes bleues miocène, elles sont souvent plus claires, grisâtres et même blanchâtres car plus calcaires. La partie supérieure est également plus fossilifère, elle renferme assez fréquemment des formations de calcaires à algues et à bryozoaires de caractère récifal.

La série marneuse débute le plus souvent par des niveaux détritiques, des grès ou du sable parfois même des conglomérats. Dans leur partie supérieure, elle passe très progressivement à des marnes sableuses et à des sables argileux, l'épaisseur de cet ensemble varie de 0 à plus de 700m.

**b. L'Astien :**

Il est représenté par une série marine finement détritique, sableuse ou gréseuse de couleur jaune fauve. Les grès peu argileux (sauf dans la partie inférieure) sont le plus souvent à ciment calcaire et peuvent localement passer à des calcaires gréseux.

Ils présentent fréquemment des stratifications entrecroisées et des figures de courants avec des grains formés essentiellement de quartz. L'épaisseur moyenne de cet ensemble est d'une centaine de mètres et s'amincit régulièrement sur les bordures du bassin présentant localement des lentilles de marnes.

**3.2.2.4 Le Pliocène supérieur continental : (Villafranchien)**

Le Pliocène continental est formé de conglomérats à éléments gréseux à grésocalcaires et de sables non consolidés. Dans la plaine de Mouafkia cette formation est la plus complète et la plus épaisse (>50m).

Les dépôts sableux rouges à stratifications entrecroisées qui succèdent aux conglomérats précédents appartiennent au Villafranchien, ces dépôts reposent le plus souvent sur des limons gris. Parfois les conglomérats du Pliocène supérieur n'existent pas et les formations rouges du Villafranchien se trouvent alors en contact des grès Astien, d'ailleurs, au sud du Cheliff sur la

bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le quaternaire vient recouvrir directement les calcaires gréseux du Miocène supérieur.

### 3.2.2.5 Le Quaternaire :

Les dépôts quaternaires sont continentaux. Ils sont prédominants dans la plaine de Mouafkia et la dépression du Cheliff–Oum-Drouh où ils affleurent largement. On distingue un quaternaire ancien et un quaternaire récent.

#### a. Quaternaire ancien :

Le Quaternaire ancien est constitué par des alluvions grossières essentiellement conglomératiques, représentées par des galets, des graviers et des sables.

On peut distinguer deux grands ensembles :

- A la base, un ensemble franchement conglomératique à éléments grossiers (20 à 30cm de diamètre) composé de grès quartzeux, calcaires et de calcaires gréseux provenant des terrains antérieurs et enrobés dans des limons argilo-calcaires gris à rouges. Ces dépôts sont localement discordants mais ils reposent généralement en continuité de sédimentation sur le Pliocène supérieur. Cet ensemble conglomératique montre dans sa partie supérieure des niveaux à ciment calcaires soulignant les limites entre les bancs.
- Au sommet, un deuxième ensemble formé de terrasses sablo-conglomératiques coiffée par d'une carapace calcaire dure qui peut atteindre 1m d'épaisseur. Des dépôts de conglomérats, de sables rouges ainsi que des cônes de déjection surmontent cette série. L'épaisseur de ces dépôts est en moyenne de 100 à 120m mais ils peuvent atteindre localement des épaisseurs beaucoup plus grandes (au synclinal de Boukadir, Ouled-Fares ils font 200m d'épaisseur).

#### b. Quaternaire récent :

Généralement, le Quaternaire récent correspond à des alluvions dont le caractère essentiel est la prédominance des éléments fins (limons) dérivés principalement des marnes miocènes, ces limons correspondent à d'anciennes vases asséchées.

Le Quaternaire récent est composé d'horizons sablo-gréseux évoluant vers des niveaux à poudingues qui atteignent parfois 30m d'épaisseur.

Le Quaternaire récent montre de bas en haut les dépôts suivants :

- Des glaciais d'accumulation latéraux rubéfiés mais sans carapace calcaire, ils sont polygéniques on y distingue des colluvions et des alluvions actuelles.
- Des terrasses récentes avec des niveaux de comblement limono-argileux non rubéfiés, ces dépôts de terrasses récentes sont constitués d'alluvions pratiquement dépourvus de sables grossiers.
- Des alluvions actuelles formés de limons, de sables, de galets et de cailloutis au fond des talwegs et dans les zones de confluence des oueds et des méandres abandonnés.

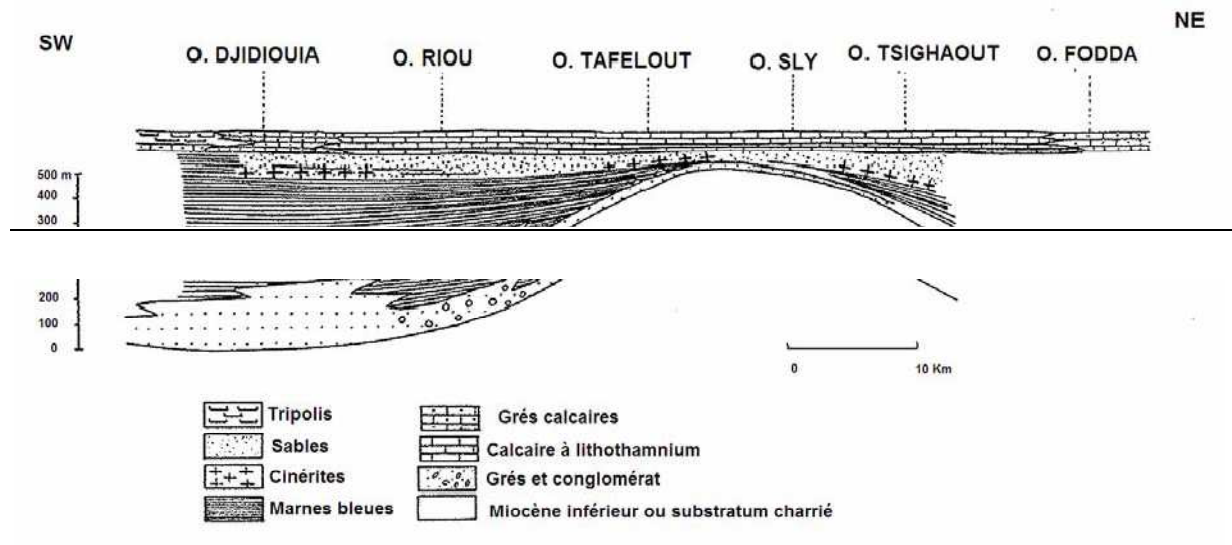


Figure I.20 : Schéma stratigraphique du miocène de la bordure nord de l'Ouarsenis (d'après Perrodon, étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly ; 1966).

### 3.3 Tectonique :

Au cours du Miocène inférieur, une phase de distension avec une direction d'allongement NNW-SSE a permis l'ouverture du bassin du Cheliff ainsi que sa mise en place en tant que structure post-nappe.

Au Miocène supérieur, une phase transgressive provoque le dépôt d'une épaisse formation de marne qui se continue jusqu'au Miocène supérieur terminal. Cet événement a pour effet de combler les bassins préexistants. Dans le même temps, des mouvements compressifs apparaissent et se traduisent par la formation de plis de direction E-W à WNW-ESE.

Au Pliocène, un événement compressif se produit et les déformations qui l'accompagnent forment des structures plissées qui tendent à réduire le bassin à un couloir étroit d'allongement E-W. A la fin de cette période, une importante phase se manifeste et se traduit par des plis de direction ENE-WSW.

Au Quaternaire, des plis se mettent en place avec une direction NE-SW à ENE-WSW qui correspondent à une phase compressive de direction de raccourcissement NNW-SSE à NW-SE. Il y a toute une série d'anticlinaux et de synclinaux qui se relayent en échelon vers l'Est jusque dans la région de Carnot. Les plus importantes structures anticlinales sont celles de Medjadja et Beni Rached qui se dessinent nettement au nord de l'oued Fodda, dont le flanc sud plonge brutalement sous la plaine du Cheliff. Le synclinal de Warnier et de Ponteba s'ouvre vers l'Est sur le substratum de la région d'Hanoteau.

Le long du massif de l'Ouarsenis, la bordure sud du bassin du bas Cheliff correspond à un vaste monoclinale complexe. Dans cette zone, le Miocène supérieur est discordant sur le Miocène inférieur.

Les calcaires à lithothamnium dessinent un monoclin régulier plongeant vers le NW ; le Miocène inférieur est affecté par des failles d'effondrement alignées suivant la bordure du bassin et pouvant atteindre plusieurs centaines de mètre de rejet.

Dans la partie occidentale au niveau de l'aire d'envoyage du massif de l'Ouarsenis, le Miocène inférieur esquisse le bombement anticlinal de Beni Dergoun au NE de Relizane. Les calcaires du Miocène supérieur transgressifs vers le sud sur le Crétacé dessinent le large plateau synclinal de Zemmora.

La bordure du Dahra voit des plis qui s'alignent régulièrement suivant la direction NE-SW, sauf sur la bordure méridionale du Dahra où ils s'infléchissent fortement vers l'Ouest en direction de la cluse du Cheliff. La plaine de Gri correspond à une large zone anticlinale à cœur miocène inférieur, s'ouvrant au NE sur le Crétacé et creusée en vaste courbe par les eaux de l'oued Gri.

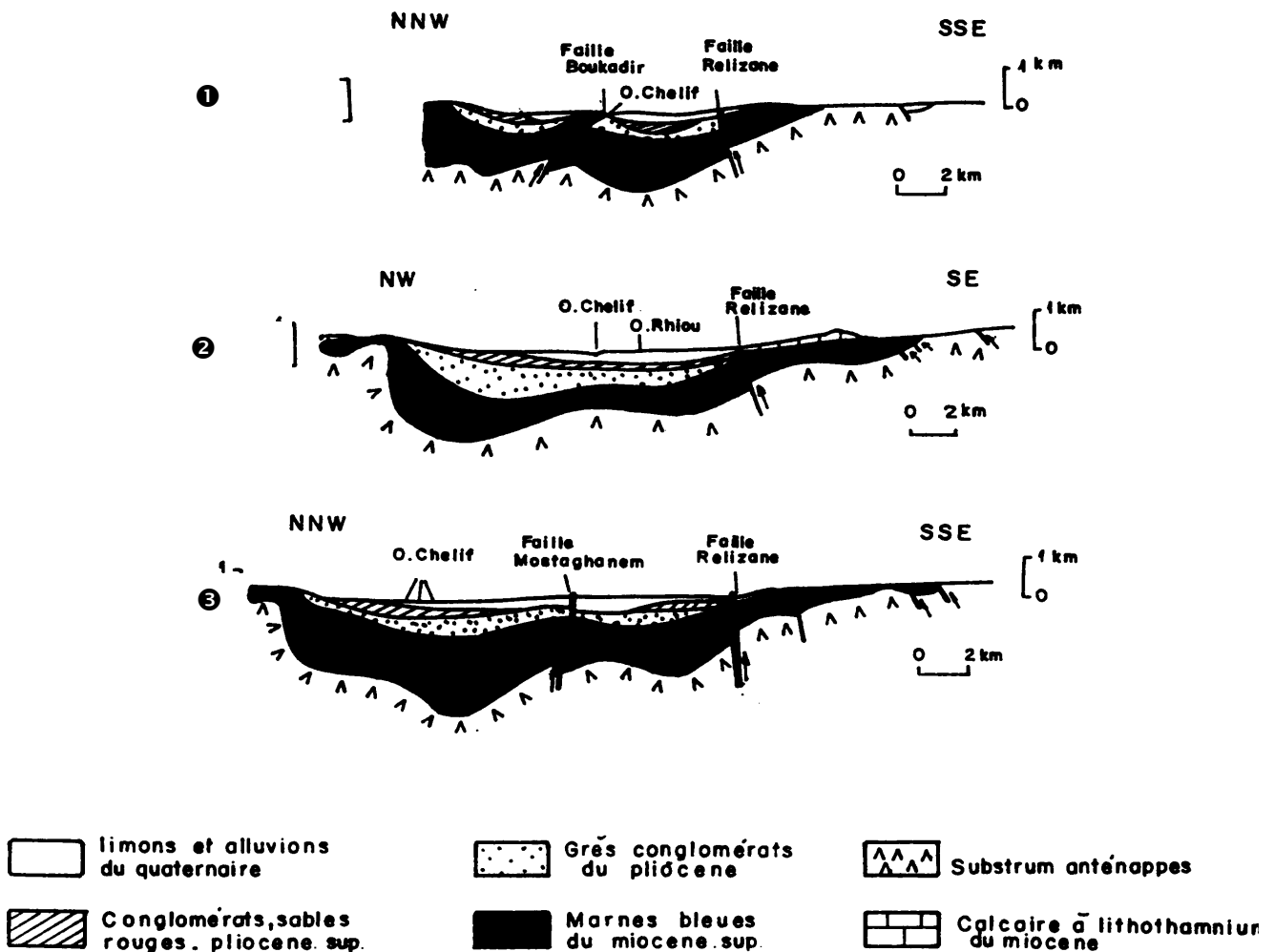


Figure I.21 : Evolution paléogéographique du bassin du Cheliff (d'après Perrodon, étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly ; 1966).

### 3.4 Structure:

La zone d'étude se caractérise par une structure globalement orientée NE – SW caractérisée par un synclinal bordé au Nord par l'anticlinal de Medjadjas qui se poursuit vers l'Est par l'anticlinal des Beni- Rached et au Sud par le monoclinale complexe de l'Ouarsenis occidental.

Le synclinal est compliqué dans le détail par une ride anticlinale où les formations villafranchiennes sont redressées. Cette ride formant les montagnes Rouges divisant à ce niveau, la plaine de Cheliff en une dépression Sud : la plaine de Chlef - Oum Drou d'une dépression Nord, la plaine de Mouafkia et une dépression à l'Ouest, la plaine de Chlef - Boukadir.

Suivant une coupe NW – SE (figure suivante), cette région montre les structures suivantes :

- L'anticlinal des Medjadjas.
- Le synclinal de Mouafkia.
- Le monoclinale qui occupe la partie sud de l'Oued Cheliff.

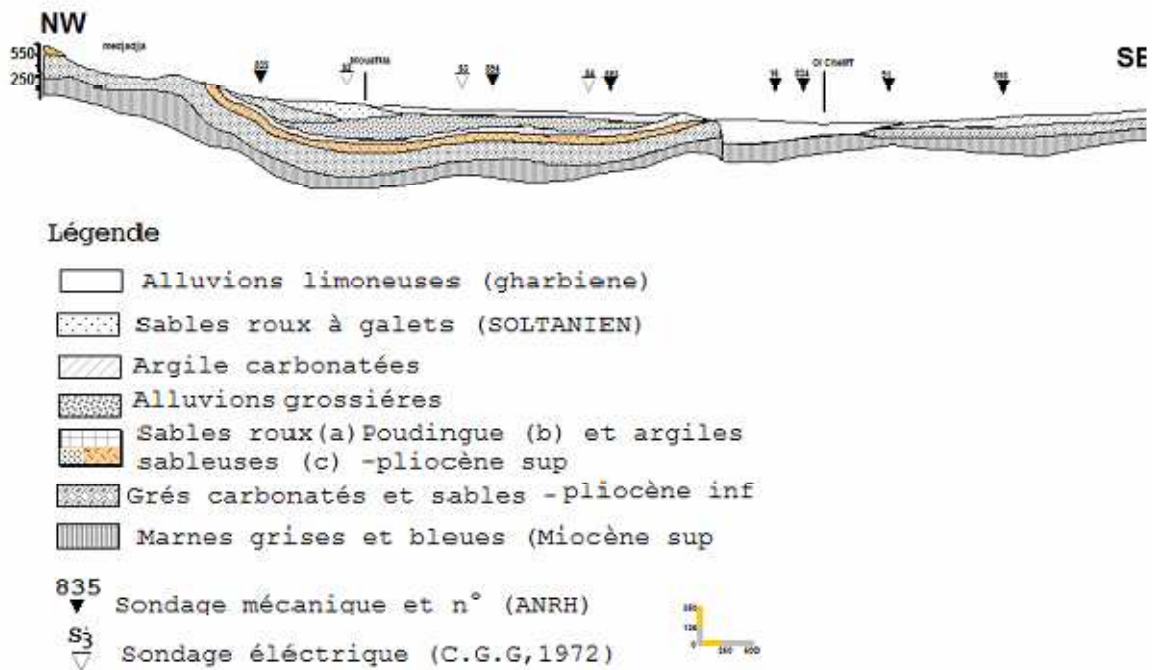


Figure I.22 : Coupe NO-SE établie à travers de la plaine du Cheliff sur la base des recoupements géologiques et géophysiques

Les principaux accidents qui affectent la région sont:

- Une faille orientée Nord-Est—Sud-Ouest conformément à la structure d'ensemble longe l'oued Cheliff.
- Une faille inverse orientée Nord 60°, passant à 10 km au Sud de la ville de Chlef, réactivée par le séisme du 10 octobre 1980.

- Une faille probable orientée Nord-Est, Sud-Ouest, affectant la plaine de Mouafkia dans sa partie centrale.

La tectonique est intense durant le tertiaire (Perrondon 1957) et continue à se manifester de nos jours à travers la sismicité de la région. En effet, l'intense activité sismique de la région compatible avec les déformations quaternaires (OUYED, 1981) témoigne de l'activité tectonique actuelle du bassin. Le séisme du 1954 a induit en surface dans la région de Béni Rached des failles normales avec des rejets de 1 à 3 m ; celui de 1980 qui a réactivé ces mêmes failles a produit une faille inverse à décrochement senestre sur une quarantaine de km au niveau de la bordure NE de la plaine d'Oued Fodda.

#### 4 CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE :

L'étude géologique nous permet déjà, d'après l'analyse lithostratigraphique et structurale du bassin ainsi que l'exploitation des coupes des forages réalisés dans la région, de distinguer les terrains susceptibles d'être aquifères :

- Les formations des grès, sables et conglomérats du Quaternaire.
- Les formations gréseuses (dunaires et à hélix) du Pliocène supérieur.
- Les formations des grès de base du Pliocène inférieur.
- Les calcaires grumeleux à lithothamniées du Miocène supérieur qui forment la bordure sud de la plaine du Cheliff.
- Les formations conglomératiques basales du Miocène inférieur et du Miocène supérieur.

Grâce à leurs structures, les plaines centrales à valeur synclinal, constituent les aires les plus propices à l'accumulation des eaux souterraines, donc les plus favorables et les plus économiquement exploitables.

Designation sur la carte au 1/50000	Nom d'étages	Nature des dépôts	Perméabilité	Niveaux aquifères théoriques		
a <sup>1</sup>	Quaternaire récent (20-50m)	Argiles	I			
A <sub>1</sub>	Quaternaire moyen	Sables, grès et graviers	P			
q	Quaternaire ancien (100-200m)	Poudingues, grès et gravier	P			
p <sup>1</sup>	Pliocène supérieur ou Astien (50-100 m)	Grès grossiers (sables dunaire et grès),	P	Niveau 6 (important)		
p <sup>2</sup> et p <sup>3</sup>	Pliocène inférieur ou Plaisancien (50-200 m)	Marnes bleues	I			
		Marnes blanches et calcaires	I			
		Grès grossiers et graviers	P	Niveau 5		
m <sup>4</sup> +G mc <sup>4</sup>	Sahélien	350 m	Gypse et marnes gypseuses	I		
		175 m	Marnes blanches à tripolis	I		
		55-260 m	Grès et calcaire à Lithothamnium	P	Niveau 4	
		Tortonien	50-500 m	Marnes bleues	I	
			<50 m	Grès et grès calcaires	P	Niveau 3
m <sup>3</sup>	Hélvitien	200-300 m	Marnes sombres	I		
		100-120 m	Poudingues et grès calcaire	P	Niveau 2	
		Miocène inférieur	200-700 m	Marnes sableuses plus ou moins brècheoide	I	
Cartenien	50-220 m		Conglomérats	P	Niveau 1 (possible)	

P: perméable  
I: imperméable

Les épaisseur de couches varient régionalement, il s'agit d'un schéma théorique ou des horizons peuvent manquer

Figure I.23 : stratigraphie et niveaux aquifères (d'après Schrambach, 1966)



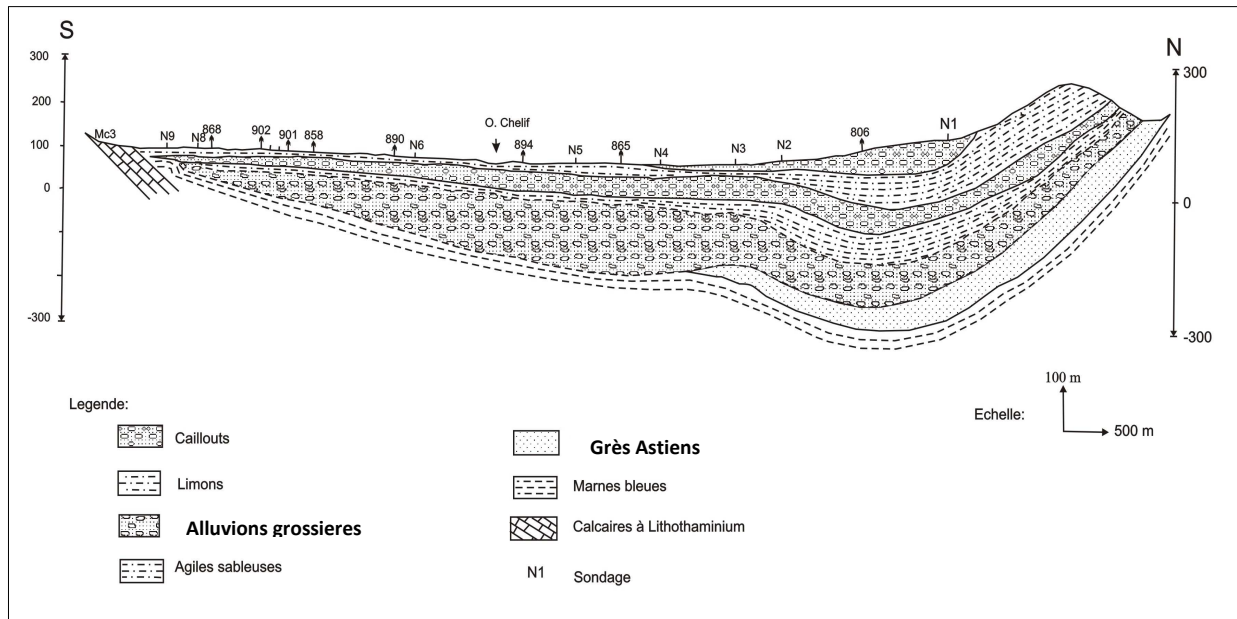


Figure I.24 : Coupe hydrogéologique schématique de la plaine de Chlef (d'après Scrambach, 1966)

#### 4.1 Miocène calcaire

Les calcaires du Miocène affleurent le long de la limite sud de la vallée avec un pendage peu accusé N-NO. L'observation des affleurements et des données de forages, suggèrent la présence d'espaces vides et des fissures internes ouvertes provoquées par dissolution des carbonates sous l'influence de l'infiltration de l'eau de pluie, particulièrement le long des surfaces de contact. En effet, les descriptions lithologiques établies à partir des forages qui traversent les calcaires du Miocène sur le côté sud de la vallée, indiquent des zones de fractures productives à des cotes comprises entre +37m et +60m dans la zone d'Oued Rhiou-Gargar.

Si dans la partie Sud le toit de la formation calcaire n'apparaît pas, en revanche vers le Nord, il s'agit d'une bande perméable surmontée soit des formations de piedmont, soit du continental. D'après les logs de ces forages (notamment les forages SN, REPAL du groupe Kherba), le substratum est formé essentiellement par les marnes de base du miocène supérieur, et localement, par le socle charrié.

La structure d'ensemble (inclinaison vers le Nord) suggère que l'écoulement général des eaux souterraines s'effectue selon cette orientation. Ainsi comme l'indique la figure suivante, l'écoulement de la nappe s'effectue du sud- Est vers le Nord -Ouest.

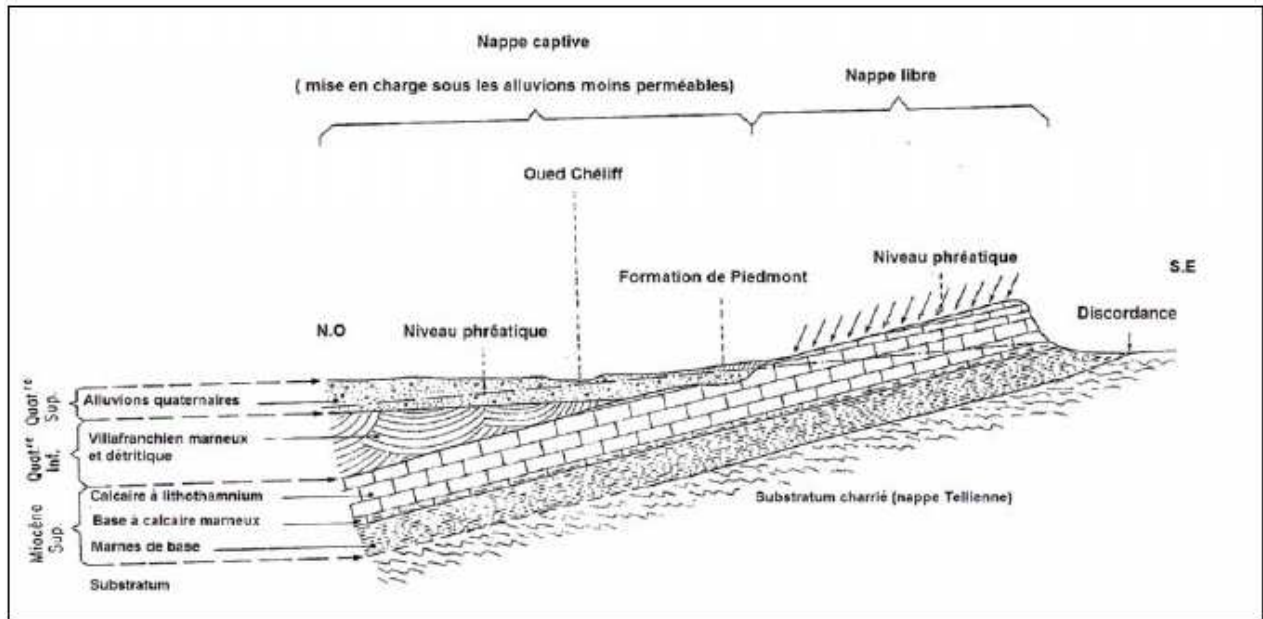


Figure I.25 : Schéma structural du calcaire à lithothamnium de l'oued Sly à oued Taflout (d'après l'étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly, 1966).

Le gradient hydraulique moyen calculé entre les forages Bouachria, Ouled Abdellah, forage Boukadir et forage El-Ithmania est de l'ordre de 1 % **Achour, F. (1997)**. D'après les niveaux piézométriques de ces forages et les puits, on constate que l'écoulement s'effectue effectivement du Sud- Est vers le Nord- Ouest. Les travaux de D. Pradines en 1977 (compte rendu de forages n° 77.SHYG.18) et ceux de Schrambach en 1966 (étude n°33/GE) donnent quelques résultats des caractéristiques hydrodynamiques de cet aquifère (le tableau ci-dessous).

Tableau I.8 : Propriétés hydrodynamiques de la nappe des calcaires à lithothamnium

Nom du forage	Formation captée	Débits (m <sup>3</sup> /s)	K (m/s)
Charon n° 1	Calcaire à lithothamnium	69.5	1.6 .10 <sup>-4</sup>
Malakoff n° 1	Calcaire à lithothamnium	88.5	0.9 .10 <sup>-4</sup>
Malakoff n° 2	Calcaire à lithothamnium	69.5	1.8 .10 <sup>-4</sup>
Malakoff n° 4	Calcaire à lithothamnium	34	6.6 .10 <sup>-5</sup>

#### 4.2 Pliocène marin (Astien) :

Le Pliocène marin est une suite d'argiles et de marnes, avec des couches minces de grès. Il affleure au nord de la vallée du Cheliff, mais il n'a pas été identifié sur le coté sud de la vallée. Des forages peu profonds traversent les couches de grès du Pliocène marin sur la partie nord de la vallée (Ouarizane n°2 à 55m).

Les grès sont généralement à granulométrie fine à moyenne, et peuvent être classés comme étant à profil argileux ou calcaireux à tendances gréseuses pour les deux.

Cette nappe se trouve sous forme libre ou captive; sa partie libre est connue par le déversement de plusieurs sources situées dans les collines bordant la plaine du côté nord.

Le caractère captif se trouve ici entre deux horizons marneux (anticlinal de Medjadja et son flanc, sous la plaine de Mouafkia et dans le synclinal Medjadja – Ouled Farés) (forages MCO5, Medina et Chebairia).

C'est une nappe peu exploitée, son alimentation est assurée par infiltration des eaux pluviales dans les terrains du Pliocène inférieur au niveau du bassin hydrogéologique qui correspondant sensiblement aux crêtes des Medjadja et des montagnes rouges.

D'après les essais de pompages effectués en 1973-1976, sur le forage MCO5, la perméabilité de cet aquifère est de l'ordre  $10^{-6}$  à  $10^{-4}$  m/s et la transmissivité de l'ordre de  $8.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s (Achour, F., 1997).

### 4.3 Grés, conglomérats et sables villafranchien

Cette formation est représentée par des sables et grés rouges d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur en moyenne avec des passages conglomératiques et des marnes. Le forage MCO5 bis capte cette formation entre 100 et 216 m de profondeur.

Elle est d'origine alluvionnaire et se trouve en bordure de la rive droite de la vallée du Cheliff et au Nord de la ville de Chlef dans la montagne rouge.

### 4.4 Quaternaire-Pliocène continental

Des sédiments détritiques d'âge Sub-Pliocène à Quaternaire forment le remblai de la vallée. Ces sédiments incluent des argiles et des marnes épaisses avec des lits de sables, de graviers et de conglomérats. Les roches du Pliocène et celles du Quaternaire, plus anciennes, sont plus consolidées et contiennent des grès et des conglomérats avec cimentation argileuse ou calcaire. Les descriptions lithologiques des forages indiquent que plus de 20% des matériaux traversés sont décrits comme étant des sables, des graviers ou des grès.

L'examen des coupes lithologiques des forages montre également (Achour, F., 1997) :

- Qu'au-dessous de la zone des sols, on trouve une importante épaisseur de matériaux argileux (souvent décrits comme argile plastique ou compacte, argile limoneuse ou sableuse). Les épaisseurs moyennes et maximums enregistrées sont de 23m et 50m. Ce profil argileux épais se trouve dans une grande partie de la zone centrale de la vallée.
- Une couche mince de sable fin de 1 à 3m d'épaisseur se trouve parfois à l'intérieur de la partie supérieure de ces sédiments argileux généralement entre 9 et 15m de profondeur.

L'intervalle allant de la surface du sol à 50m de profondeur contient peu de matériaux perméables (seule 12% de l'épaisseur peut être productive). En revanche, l'intervalle allant de 50 à 100m contient en moyenne 60% de sables et de graviers crépinables.

Les informations piézométriques et celles obtenues à partir des forages indiquent que le système est représenté par un axe de drainage allongé dont le comportement est modifié par les écoulements suivants (Achour, F., 1997):

- L'aquifère profond est confiné par des argiles d'une épaisseur supérieure à 20m dans la partie centrale de la vallée. Des charges piézométriques positives peu élevées (+2 à +3m) sont observées à partir des forages crépinés dans l'aquifère profond. La comparaison entre les niveaux piézométriques de la nappe phréatique et ceux de l'aquifère profond confirment une augmentation de la charge piézométrique en fonction de la profondeur indiquant un écoulement vertical (ou une drainance vers le haut) dans le système.
- La piézométrie de la nappe phréatique est modifiée par l'écoulement horizontal des eaux souterraines vers le lit de l'oued.
- Une drainance verticale importante vers la zone superficielle maintient les nappes phréatiques en compensant les pertes par évaporation/évapotranspiration dans la zone de sol.

La drainance verticale à partir des aquifères profonds a été évaluée sommairement à 0.004 m/j sur la base des données de forages et des estimations de la perméabilité verticale et de la charge piézométrique différentielle entre la nappe profonde et la zone superficielle par A. Achour en prenant une différence de charge piézométrique de 2 m et une épaisseur des argiles de 23 m. Il obtient des pertes vers le haut de 0.35 mm/j à partir de la nappe profonde (soit 0.13 hm<sup>3</sup>/an par km<sup>2</sup>, ou plus de 60 hm<sup>3</sup>/an pour l'ensemble du bas Cheliff). Une augmentation du prélèvement des eaux souterraines dans les aquifères réduirait les charges piézométriques et par conséquent la drainance vers le haut au travers de la couche d'argile.

En dehors des eaux météoriques s'infiltrant directement dans la nappe, on observe deux zones d'alimentation de la plaine étudiée (conformément à la disposition des isopiezés) ;

- Au Nord de la plaine, il y a une alimentation en eaux souterraines provenant du flanc Sud du synclinal des Oueds Farés \_ Oued Djillali.
- Au sud de la plaine, une importante alimentation en eaux souterraines par les calcaires à lithothamnium de la bordure Nord de l'Ouarsenis.

## 4.5 Géométrie de l'aquifère plio-quadernaire dans la plaine du Cheliff :

### 4.5.1 Apport de la géophysique :

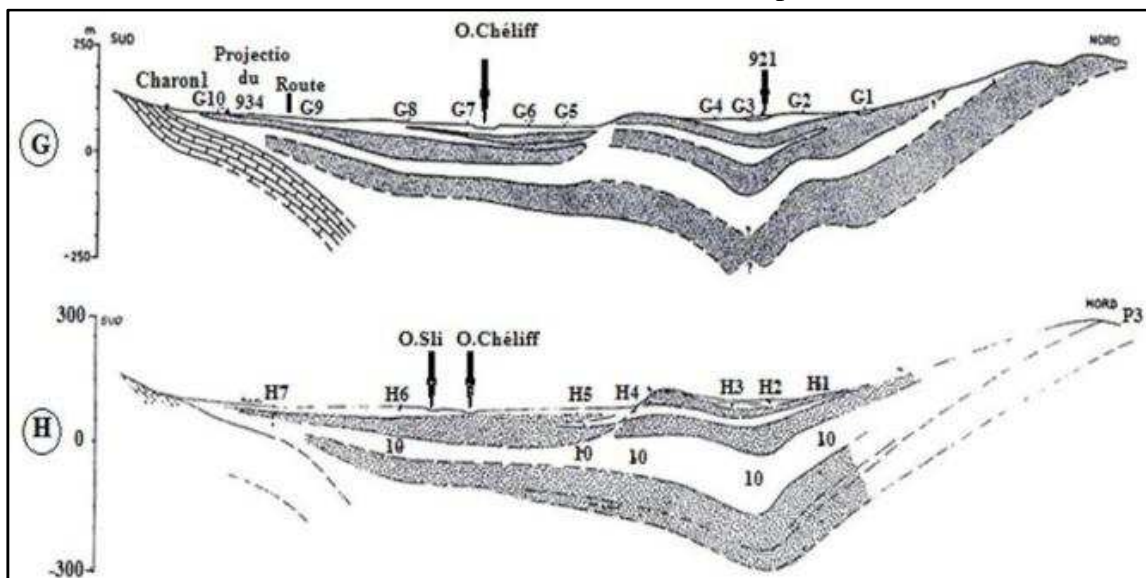
L'étude géophysique a été effectuée dans la plaine du Chéiff par la Compagnie Générale de Géophysique (C.G.G) en 1972 a comporté 237 sondages électriques en longueur de lignes variables. Le rapport de la géophysique (C.G.G) contient plusieurs résultats illustrés par des cartes et des coupes géoélectrique. Pour les besoins de cette étude, nous présenterons dans ce qui suit les résultats suivant :

#### 4.5.1.1 Les coupes géo électriques

Des coupes géo-électriques ont été établies suivant des profils Nord-Sud dans la région d'étude (figure 10). Leur observation permet de constater ce qui suit :

- ▶ Dans les terrains de remplissage, les éléments résistants (plus grossiers) sont plus importants par rapport aux limons qui ne dépassent pas une dizaine des mètres.

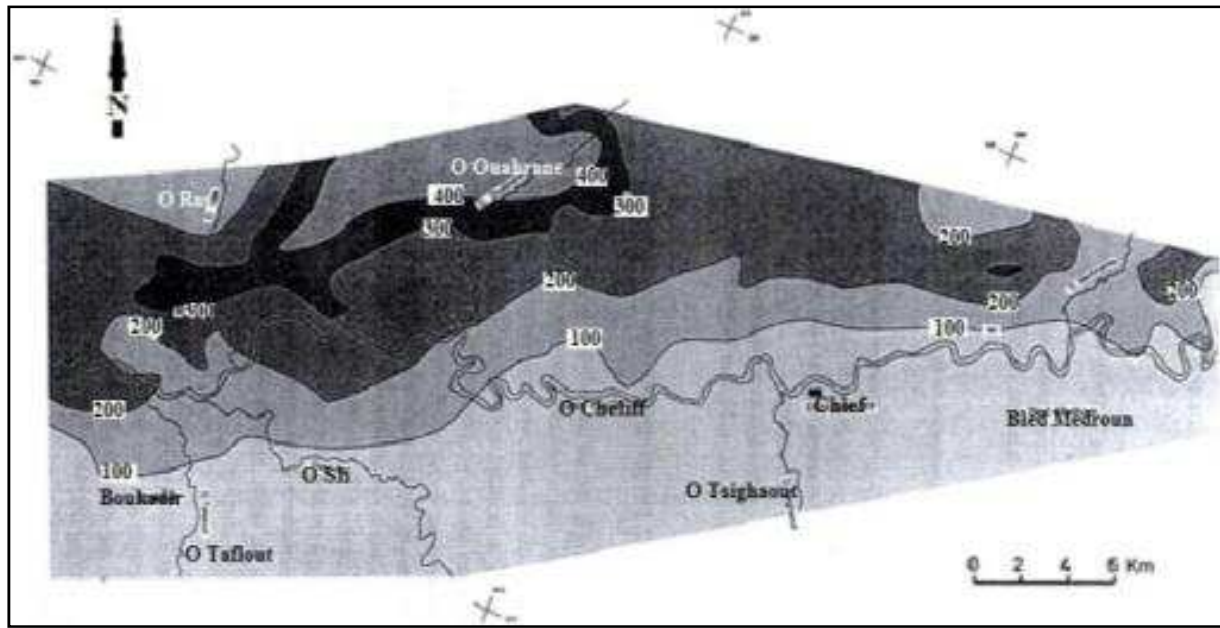
- ▶ Une structure générale de la plaine se présentant en double synclinale. Le synclinal du Nord est plus accentué que celui du Sud, engendrant le passage, dans certaines zones, à une série monoclinale à faible pendage orienté vers le Nord.
- ▶ Les calcaires à Lithothamnium du Miocène supérieur plongent vers le Nord avec un faible pendage suivant une direction W-E (limite Sud du bas du Chélif).
- ▶ Les alluvions grossières villafranchiennes et les grès astiens présentent un maximum d'épaisseur dans le synclinal du Nord (atteignant localement 200 à 300 m).
- ▶ L'étude géophysique par ses outils et ses représentations a mis en évidence les niveaux résistants susceptibles d'être aquifères suivants :
  - Alluvions grossiers du Quaternaire (20 à 100 m).
  - Niveaux sableux et cailloutis du Villafranchien (100 à 200 m).
  - Grès marins de l'Astien (50 à 100 m).
  - Calcaires à lithothamnium du Miocène supérieur (55 à 260 m).



**Figure I.26:** Coupes géoélectriques G et H.

#### A. La carte en isopache de la série plio-quaternaire :

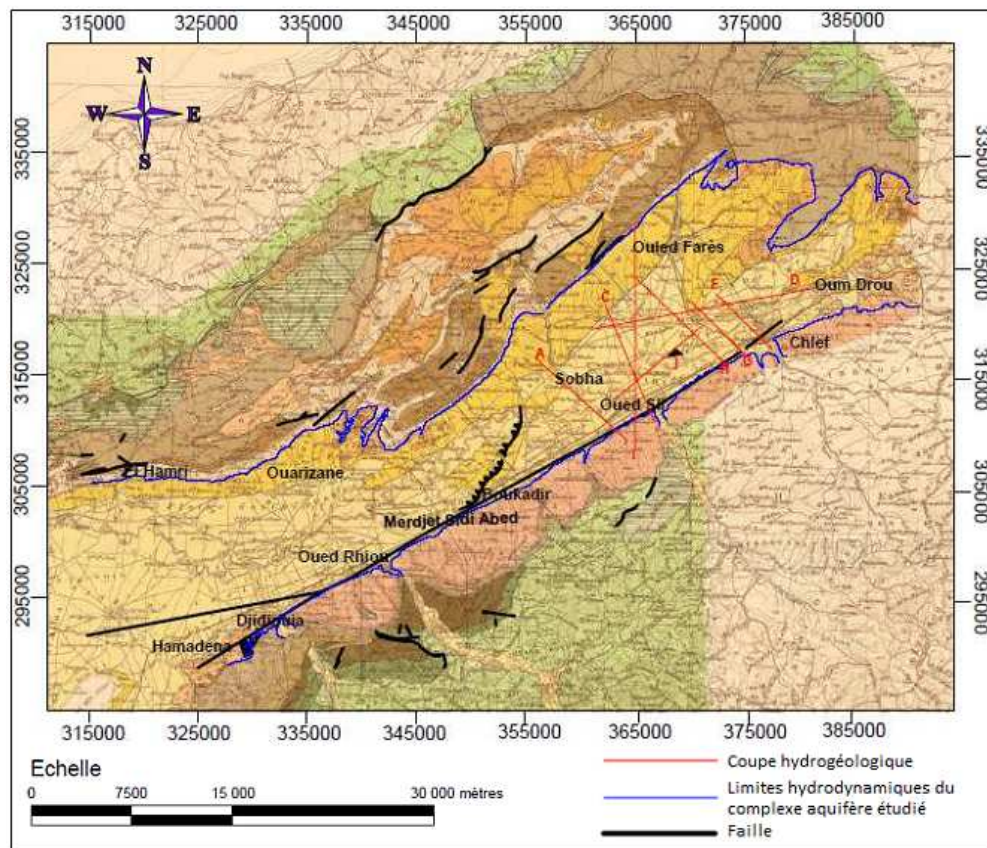
La carte ci-dessous montre que les épaisseurs de la série plio-quaternaire croissent globalement du Sud vers le Nord (de 10 à 450 m). Dans la région de Chlef, l'épaisseur de la série plio-quaternaire est inférieure à 100 m ; ceci est dû au fait que les calcaires à lithothamnium affleurent au Sud avec un faible pendage. La structure en synclinorium du bassin avec un maximum d'épaisseur de 500 m est mise en relief dans la région en allant du Sud vers le Nord et au Nord-Est de Boukadir.



**Figure I.27:** Carte en ésopace des formations plio-quaternaire.

#### 4.5.2 Apport des coupes des forages :

Le système hydrogéologique plio-quaternaire qui fait l'objet de notre étude est représenté par l'alternance de l'ensemble des niveaux perméables (aquifères) et de niveaux semi perméables. Son substratum est représenté par les marnes bleues du Plaisancien.



**Figure I.28 :** Carte de positionnement des coupes hydrogéologiques

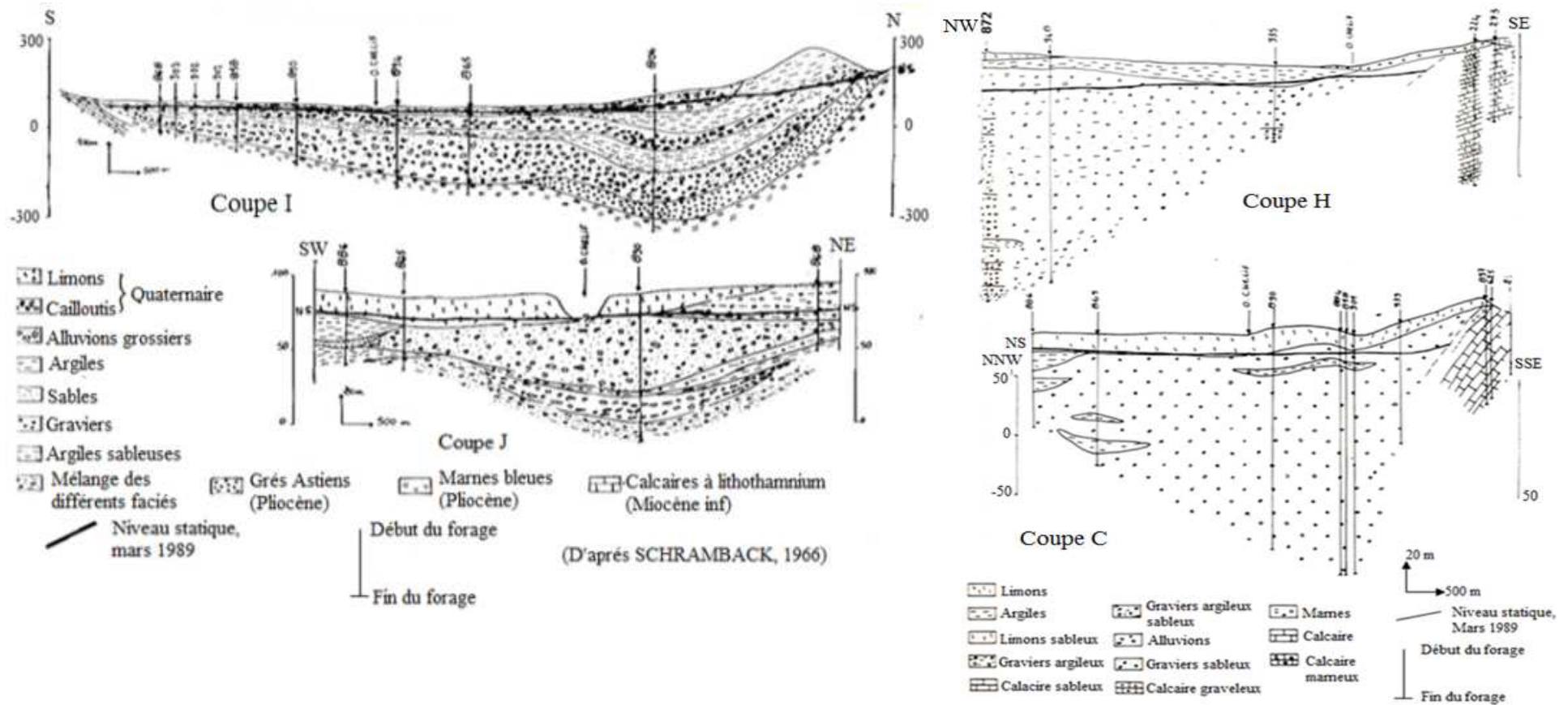


Figure I.29 : Coupes hydrogéologiques schématiques d'après Schrambach (1966) in Achour, F. (1997), modifiées (in Saim.S, 2013).

## 5 CONCLUSION :

Le climat de la région est de type semi-aride. Les régimes pluviométriques et thermiques sont très irréguliers et marquent l'année par deux saisons bien distinctes.

Une saison froide (d'octobre à avril) où les précipitations se caractérisent par une irrégularité interannuelle et essentiellement sous forme de neige sur les altitudes supérieures à 1100m et des précipitations intenses, irrégulières et violentes sur la plaine (160 à 360 mm/an).

Une saison chaude (d'avril à septembre), très sèche qui peut cependant connaître de brusques et violents épisodes orageux. La température moyenne est de 19°C pour un écart de l'ordre de 20°C entre la période froide et la période chaude. On remarque une évaporation importante en été. Elle atteint son maximum au mois de juillet.

La hauteur d'eau ruisselée est de 15.73 mm (O. Ras et Ouahrane) et 20.86 mm (Ouarizane-Cheliff). En fait, ce ne sont que des valeurs moyennes car le ruissellement dépendra beaucoup plus de l'intensité des averses particulièrement dans ces régions semi arides et la nature lithologique des formations. L'infiltration déduite à partir du bilan hydrologique au niveau des bassins est 83,82 mm.

D'un point de vue géologique le bassin du bas Cheliff correspond à un large synclinorium contenant des formations néogènes et quaternaires. Le plissement à grand rayon de courbure des formations miocènes est dû à une phase de distension qui aurait débuté à la fin du Miocène inférieur. Au nord, on retrouve généralement le Villafranchien du Pliocène continental et l'Astien (grès astien, grès à hélix) qui affleurent largement sur les plateaux des Medjadjas (Sud-Est du Dahra). Au sud, les faciès dominants sont les calcaires à lithothamnium du Miocène supérieur. D'autres formations moins étendues à l'affleurement, notamment les formations gypsifères, affleurent principalement au Nord du synclinal d'Ouled - Farés. Le remplissage quaternaire est assuré par des épandages alluviaux caillouteux, grossières essentiellement conglomératiques, limoneux ou sableux.

Du point de vue hydrogéologique et nous basant sur les caractéristiques lithostratigraphiques et structurales des formations, nous pouvons distinguer les formations susceptibles d'être aquifères, représentées par :

Les calcaires à lithothamnium du Miocène

Les grès marins du Pliocène marin (Astien) :

Grès, conglomérats et sables du villafranchien (couche rouges).

Les dépôts détritiques du Quaternaire-Pliocène continental

Les formations qui jouent le rôle de substratum imperméable correspondent aux marnes bleues du miocène supérieur et du pliocène qui affleurent sur les bordures Nord de la plaine. Ces conclusions sont confortées par l'étude géophysique qui a bien mis en évidence les niveaux électriquement résistants susceptibles d'être aquifères et a précisé leurs répartitions spatiales et souvent leurs relations avec les eaux superficielles. Les résultats de cette étude



géophysique ont également montré que les formations grossières du Villafranchien étaient particulièrement développées dans les zones synclinales du Nord, dans les régions du Sud – Ouest d'Ouled Farés et de Mouafkia.

Grâce à leurs structures, les plaines centrales à valeur synclinal, constituent les aires les plus propices à l'accumulation des eaux souterraines, donc les plus favorables et les plus économiquement exploitables. C'est ainsi que la présente étude s'intéresse particulièrement à cet aquifère, dont la seconde partie, traitant des caractéristiques hydrodynamiques, lui est entièrement consacrée.

Les écoulements souterrains de la nappe alluviale s'effectuent des bordures (essentiellement Sud) vers l'axe central de la vallée puis prennent une direction Est-Ouest à SE -NW parallèlement à l'axe principal de l'oued Cheliff. Ces écoulements sont conditionnés par la structure géologique du bassin et par les variations de faciès. En plus d'une alimentation directe par les eaux de pluie, il existe une alimentation indirecte de la nappe par la bordure Sud (à partir des calcaires à lithothamnium) qui est plus importante que celle provenant de la bordure Nord et Nord Est à partir des aquifères du Pliocène.

## **1. INTRODUCTION**

Nous avons assisté à l'implantation de zones urbaines de plus en plus importantes accompagnées de zones industrielles et un développement accru de l'activité agricole. Ceci a été à la base d'une dégradation de la ressource en eau tant sur le plan quantitatif que sur celui de la qualité.

Face à cette situation, établir une évaluation et asseoir une gestion optimale des ressources en eaux est devenu indispensable et afin d'y parvenir, les gestionnaires de l'eau ont besoin d'informations très précises sur les conditions de réalimentation et d'exploitation au niveau de chaque bassin hydrogéologique.

Le taux d'infiltration de l'eau vers les nappes aquifères est d'un intérêt particulier dans toute étude de quantification et de gestion. Comprendre la nature du mouvement de l'eau vers et dans les aquifères et sa quantification est essentielle pour résoudre une variété de problèmes (recharge des nappes aquifères, contrôle de l'érosion et du transport de sédiment, prévision des inondations; estimation de la disponibilité de l'eau pour les plantes; etc....)

Dans cette seconde partie du travail, il est proposé une réflexion sur cette thématique. Les principales méthodes d'estimation de la recharge et les difficultés qu'elles sont susceptibles de rencontrer sont énumérées. Nous exposerons ensuite les grandes lignes de l'approche proposée. Cette méthodologie sera ensuite appliquée à l'aquifère de la plaine alluviale du bas Cheliff.

### ***1.1 Description physique de la recharge***

La recharge (ou bien l'infiltration sensu lato) se décompose en deux processus successifs : l'eau d'infiltration remplit en premier lieu les interstices du sol en surface et pénètre par la suite dans le sol sous l'action de la gravité et des forces de succion pour arriver à la nappe.

#### ***1.1.1 Infiltration***

L'infiltration sensu stricto qualifie le transfert de l'eau à travers les couches superficielles du sol, lorsque celui-ci reçoit une averse ou s'il est exposé à une submersion. Afin d'appréhender le processus d'infiltration, on peut définir :

- Le régime d'infiltration  $i(t)$ , nommé aussi taux d'infiltration, qui désigne le flux d'eau pénétrant dans le sol en surface. Il est généralement exprimé en mm/h. Le régime d'infiltration dépend avant tout du régime d'alimentation (pluie, irrigation), de l'état d'humidité et des propriétés du sol.
- L'infiltration cumulative, notée  $I(t)$ , est le volume total d'eau infiltrée pendant une période donnée. Elle est égale à l'intégrale dans le temps du régime d'infiltration
- Le paramètre essentiel de l'infiltration est la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$ . Il représente la valeur limite du taux d'infiltration si le sol est saturé et homogène. Ce paramètre intervient dans de nombreuses équations pour le calcul de l'infiltration.
- La capacité d'absorption (ou encore infiltrabilité) représente le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber à travers sa surface, lorsqu'il reçoit une pluie efficace ou s'il est recouvert d'eau. Elle dépend, par le biais de la conductivité hydraulique, de la texture et de la structure du sol, mais également des conditions aux limites, c'est à dire, la teneur en eau initiale du profil et la teneur en eau imposée en surface.
- La quantité de pluie qui ruisselle strictement sur la surface du terrain lors d'une averse représente la pluie nette. La pluie nette est déduite de la pluie totale, diminuée des fractions interceptées par la végétation et stockée dans les dépressions du terrain. La séparation entre la pluie infiltrée et la pluie écoulee en surface s'appelle fonction de production

#### ***1.1.2 Percolation***

Ce processus suit l'infiltration et conditionne directement l'alimentation en eau des nappes souterraines. Il correspond à un écoulement plutôt vertical de l'eau dans le sol (milieu poreux non saturé) en direction de la nappe, sous la seule influence de la gravité et des forces de succion.

### ***1.2 Méthodes d'évaluation de la recharge***

L'évaluation de la recharge des nappes d'eau souterraine est sans aucun doute l'un des paramètres les plus pertinents mais aussi le plus difficile à estimer et diverses approches ont

été envisagées (Sophocleous, 2004). Celles-ci peuvent être classées en :

### **1.2.1 Méthodes hydro-climatiques et hydrodynamiques**

#### **1.2.1.1 Méthode du bilan hydrologique**

Cette méthode évalue la recharge par simple différence entre termes du bilan hydrique (Rodier e Ribstein, 1988 ; FAO, 1996). Il s'agit de la méthode la plus utilisée, elle consiste à mesurer précisément l'évapotranspiration réelle et la précipitation sur des stations hydrométriques ; la recharge est calculée à partir de l'équation de bilan hydrologique. Soit :

$$P = ETR + R + I \mp \Delta S$$

Avec :

P = pluviométrie de la période considérée,

R = ruissellement,

I = infiltration,

ETR = évapotranspiration réelle

$\Delta S$  = variation des réserves

Dans le fonctionnement de ce système, la pluie P satisfait préférentiellement les besoins suivants :

- L'évapotranspiration ;
- La reconstitution de l'humidité de la zone d'échange jusqu'à la capacité au champ.

Le volume d'eau correspondant appelé réserve utile du sol (RU) doit satisfaire l'évaporation en période de non apport.

Après satisfaction de ces deux premiers besoins, l'excédent éventuel d'apport constitue :

- L'infiltration qui traverse la zone de transfert pour atteindre la nappe ;
- Le ruissellement de surface.

Lorsqu'il existe des mesures de ruissellement, l'infiltration peut se déterminer directement, sinon la pluie efficace ( $P_{eff} = I + R$ ) est prise comme étant un indicateur significatif de la recharge. L'infiltration est alors égale à un pourcentage de la pluie efficace. Ce pourcentage est variable et fonction de la lithologie, de la morphologie de bassin, de la profondeur de la surface piézométrique, de la couverture végétale...

Cette approche peut donner une estimation de la recharge, mais elle pose un certain nombre de problèmes, en particulier la prise en compte de l'évaporation. En effet, le principal problème est le calcul de l'ETR. Celle-ci, demeure souvent inconnue, et reste souvent la valeur à déduire par soustraction à partir de l'équation de bilan. Le problème est que, il y a à la fois des erreurs de mesure sur la pluie et les débits, des incertitudes sur la surface du bassin versant et des difficultés d'estimation des réserves.

Si cette méthode des bilans hydrologiques demeure en tout état de cause la seule méthode de

référence possible, à l'échelle du bassin, pour connaître l'évapotranspiration réelle, il ne faut pas pour autant en sous-estimer les faiblesses. Celles-ci sont particulièrement importantes en cas de comparaison du fonctionnement hydrologique de bassins versants différents ou de même bassin versant en période sèche et le choix de la réserve en eau du sol. Ces valeurs dépendent de la nature du sol et de l'épaisseur de la zone d'échange considérée.

### **1.2.1.2 Fluctuation du niveau piézométrique**

Lorsque les paramètres hydrodynamiques de la nappe, en particulier le coefficient d'emmagasinement, sont bien connus, la valeur la plus vraisemblable de la recharge est celle qui permet de restituer avec une bonne fiabilité les variations consécutives du niveau de la nappe. Cette restitution se fait avec des modèles simples : pluie – infiltration - niveau piézométrique.

A priori, une telle approche devrait aboutir à des résultats satisfaisants. Malheureusement, le coefficient d'emmagasinement est connu avec peu de précision. En effet, ce coefficient est mesuré par des essais de pompage. La nappe est alors sollicitée en un temps limité (quelques heures). Au contraire, l'alimentation d'une nappe par infiltration est un phénomène diffus de longue durée (quelques mois).

Ainsi, le calage de la recharge devient en même temps un calage des coefficients d'emmagasinement, ce qui se traduit par une non-unicité de la solution. La valeur de la recharge trouvée peut être alors sujette à discussion. Il faut aussi ajouter que des variations de niveau peuvent résulter de phénomènes autres que la recharge.

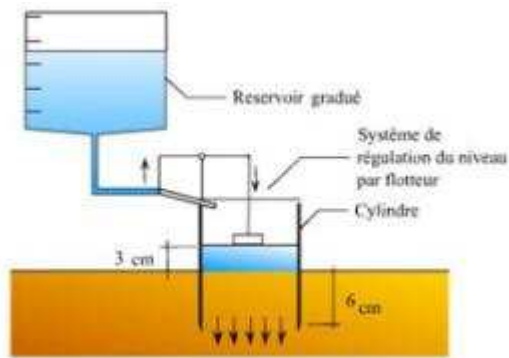
## **1.2.2 Les méthodes expérimentales**

### **1.2.2.1 Méthodes directes**

Ces méthodes consistent à estimer l'infiltration en utilisant des appareils de mesure in situ sous charge constante. Ces appareils sont des infiltromètres utilisés pour mesurer le coefficient de perméabilité à saturation du sol (détermination ponctuelle, in situ, de la perméabilité verticale du sol).

- Infiltromètres de Müntz:

L'appareil est enfoncé de quelques centimètres dans le sol et soumis à une charge constante (variable dans certains cas). Nous distinguons deux types : infiltromètre à simple anneau et infiltromètre à double anneaux (Fig.1). Dans les deux cas, le principe est de suivre l'évolution du niveau d'eau en fonction du temps. Nous pouvons alors supposer l'infiltration verticale. Au bout d'un certain temps un régime permanent s'installe et la vitesse d'infiltration devient constante. C'est de la valeur de cette vitesse que l'on déduit la valeur du coefficient de perméabilité en utilisant la loi de Darcy.



a- Infiltromètre simple



b- Infiltromètre à double anneaux

Figure 2-1: Infiltromètres de Müntz

- **Infiltromètre sous tension à disque:**

Le contact avec le sol est assuré par une plaque poreuse ; la charge d'eau appliquée est négative et le mode de fonctionnement est le même que celui de Müntz. La mesure porte sur le débit stabilisé à différentes valeurs de la charge ou pour différents diamètres d'infiltromètres (Fig.2).

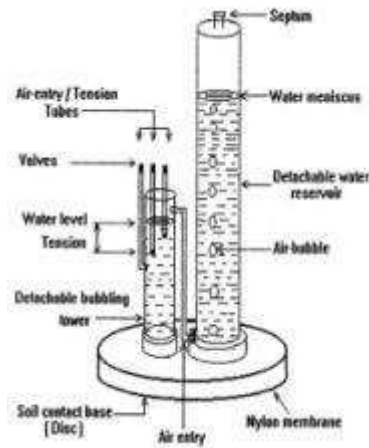


Figure 2-2: Infiltromètre sous tension à disque

- **Infiltromètre sous pression:**

L'appareil représenté sur la figure suivante est enfoncé de quelques centimètres dans le sol, la charge appliquée étant positive.

La mesure porte sur le débit stabilisé à différentes valeurs de la charge ou pour différents diamètres d'infiltromètres pour identifier les deux paramètres  $K_s$  et  $\phi_m$ .

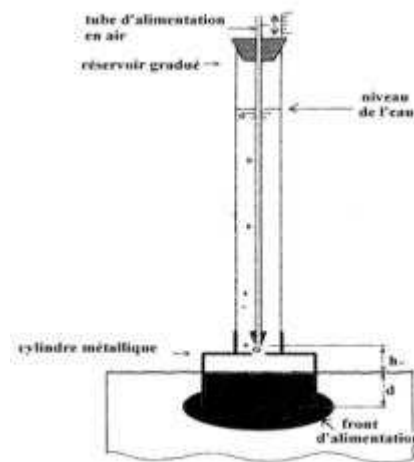


Figure 2- 3: Infiltromètre sous pression

Les mesures in situ par infiltromètres ne reflètent pas l'infiltration réelle du terrain car elles correspondent à des valeurs ponctuelles, interpolées sur l'ensemble de la surface. En outre, la mesure ne porte que sur les sols superficiels ; et, dans le protocole de mesure, l'appareil est enfoncé de quelques centimètres dans le sol et le terrain est défriché, de ce fait on élimine l'impact des facteurs pouvant influencer l'infiltration, tels que la surface du sol et celle de la couverture végétale.

### **1.2.3 Méthodes et modèles à base physique**

Les méthodes physiques consistent à suivre, en continu, l'état d'humidité et de pression dans le sol. Elles permettent de quantifier les flux d'infiltration effectifs des premiers mètres du sol vers la nappe, dans la zone non saturée située au-dessus de la nappe. De telles méthodes présentent l'inconvénient d'être d'application très locale (à l'échelle du  $m^2$ ) et de nécessiter, aussi, une instrumentation et un suivi très lourds (profils fréquents à la sonde à neutrons, relevés et entretien d'une batterie de tensiomètres). Elles ne se prêtent pas non plus à une analyse sur des sites multiples éloignés les uns des autres (Filippi, Milville & Thiery, 1990).

Les modèles physiques décrivent d'une manière simplifiée le mouvement de l'eau dans le sol, en particulier au niveau du front d'humidification et en fonction de certains paramètres physiques. Parmi les modèles physiques, les deux suivants sont les plus connus :

- **Le modèle de Philip :**

L'équation de Philip (1957) est basée sur la dérivée de l'équation du profil d'humidification qui est une série de fonctions puissances. Cette solution montre que pour les premiers temps d'infiltration, la propagation de la teneur en eau est proportionnelle à la racine carrée du temps alors que pour des temps élevés, la propagation se fait à régime constant.

L'approximation de Philip pour des temps d'infiltration importants est la suivante :

$$I = S\sqrt{t} + At$$

La formule dérivée par rapport au temps est  $v = \frac{dl}{dt} = \frac{1}{2} \frac{S}{\sqrt{t}} + A$

où : A est un paramètre ayant les dimensions d'une vitesse et I l'infiltration cumulée. S est défini comme étant la sorptivité. S décrit l'influence de la succion et de la conductivité dans le processus d'écoulement.

Ce modèle est utilisé pour un sol homogène et pour des conditions de faible accumulation d'eau en surface

- **Le modèle de Green et Ampt**

Le modèle de Green et Ampt (1911) est basé sur la présence d'un front d'humidification où règne à tout instant une succion donnée. Le sol est supposé homogène et de perméabilité constante. Cette hypothèse où le sol est séparé en deux zones distinctes implique une discontinuité dans la relation entre la teneur en eau et la perméabilité.

L'application de la loi de Darcy permet d'écrire :

$$v = \frac{dl}{dt} = +K \frac{h_0 - hf + Zf}{Zf}$$

où :

v est la vitesse d'infiltration dans le sol à travers la zone de transmission

I le taux d'infiltration cumulé

K la perméabilité de la zone de transmission

$h_0$  la charge hydraulique appliquée à la surface d'entrée

$hf$  la charge hydraulique au niveau du front d'infiltration

$Zf$  l'épaisseur de la zone de transmission ;

Puisque la zone uniformément mouillée est supposée s'étendre jusqu'au front d'humidification, il s'ensuit que l'infiltration cumulée I sera :

$$I = Zf(\theta_s - \theta_i) = Zf\Delta\theta$$

$\theta_s$  et  $\theta_i$  étant respectivement la teneur en eau volumique initiale et la teneur en eau volumique à saturation du milieu. Nous aurons donc :

$$K = \frac{h_0 - hf + Zf}{Zf} = \Delta\theta \frac{dZf}{dt}$$

Les relations de Green et Ampt sont essentiellement empiriques et nécessitent la connaissance de la succion  $hf$ . Pour l'infiltration dans un sol initialement sec, la succion au niveau du front d'humidification est de l'ordre de 1 mètre (Hillel, 1984). En revanche, dans des terrains naturels non homogènes. Il est pratiquement impossible de donner une valeur de succion réaliste. D'autre part, l'hypothèse de transmission de la teneur en eau par un mode piston est



peu cohérente dans la pratique en raison de l'air qui reste piégé durant l'infiltration. Cette méthode peut néanmoins constituer une première approximation mais doit être utilisée avec réserve.

- **Formules analytiques**

Les relations empiriques expriment une décroissance de l'infiltration en fonction du temps à partir d'une valeur initiale (soit exponentiellement, soit comme une fonction quadratique du temps) qui tend vers une valeur limite, en général  $K_s$  mais pouvant être proche de zéro. Citons à titre d'exemple:

- **La formule de Horton :**

Le modèle de Horton présente la situation lorsque l'intensité des précipitations est supérieure à la conductivité hydraulique saturée. Ceci provoque, dès le début des précipitations, une saturation du sol en eau, une accumulation d'eau à la surface et du ruissellement.

Selon Horton, la variation du taux d'infiltration en fonction de temps peut être représentée par une équation de la forme :

$$I(t) = i_f + (i_0 - i_f) * e^{-\gamma t}$$

avec :

$I(t)$  = capacité d'infiltration au temps  $t$  [mm/h],

$i_0$  = capacité d'infiltration initiale dépendant surtout du type de sol [mm/h],

$i_f$  = capacité d'infiltration finale [mm/h],

$t$  = temps écoulé depuis le début de l'averse [h],

$\gamma$  = constante empirique, fonction de la nature du sol [ $\text{min}^{-1}$ ].

L'utilisation de ce type d'équation, quoique répandue, reste limitée, car la détermination des paramètres  $i_0$ ,  $i_f$ , et  $\gamma$  présente certaines difficultés pratiques.

La courbe d'infiltration commence avec une valeur maximale  $i_0$  au début de l'averse, elle décroît ensuite exponentiellement, pour atteindre une valeur constante  $i_f$ ,  $\gamma$  est une constante positive.

Ce comportement résulte du fait que la capacité d'infiltration en eau est plus grande lorsque l'intervalle saturé en eau est moins épais. Ce comportement reflète une diminution de la charge hydraulique avec la profondeur du front d'infiltration, et donc avec le temps. En effet, la charge de pression en surface  $h_{ps}$  dépend de l'épaisseur de l'accumulation d'eau, tandis qu'au front d'infiltration  $h_{pf}$  est à peu près nulle puisque l'eau est près de la pression atmosphérique (un certain ruissellement de surface existait déjà comme écoulement souterrain qui fait résurgence).

Ces relations montrent que lorsque la profondeur du front augmente, le gradient hydraulique diminue aussi en réduisant donc la capacité d'infiltration.

Kirkby (1969) a montré que le ruissellement de surface hortonien apparaît instantanément sur un petit bassin et dont l'humidité du sol, l'interception, le stockage dans les dépressions et les conditions d'infiltration sont homogènes. Bien que le modèle de Horton s'adapte bien aux conditions de sol mince où la végétation est éparpillée (zones aride et semi-aride), il n'est pas valable dans les zones humides en présence de couvert végétal plus ou moins uniforme. Cependant, le calcul du ruissellement de surface à partir de l'intensité de la pluie et du taux d'infiltration par le biais de ce modèle n'est valable que pour les petits bassins où le temps de transit peut être ignoré virtuellement.

#### **1.2.4 Méthode géochimique et isotopique**

La méthode géochimique basée sur l'utilisation du bilan des chlorures ( $\text{Cl}^-$ ) et la méthode isotopique qui exploite les rapports des teneurs en tritium ( $^3\text{H}$ ) des eaux des nappes, comparés à ceux des précipitations, fournissent des résultats intéressants quant à l'estimation de l'infiltration efficace. Toutefois, de nombreux travaux indiquent que ces approches ne sont pas sans biais, parce que dans certains cas des écoulements préférentiels contribuent pour plus de 90% au total de la recharge estimée. Les résultats fournis par les traceurs ( $\text{Cl}^-$ ,  $^3\text{H}$ ) doivent par conséquent être interprétés avec précaution dans les régions où existe un écoulement multimodal dans la zone d'infiltration. De plus, l'estimation précise de l'apport total en chlorure est essentielle et le tritium peut être influencé par le transport de vapeur pour des flux faibles. En outre, les conditions paléo-climatiques et paléo-hydrologiques peuvent introduire des désaccords entre les processus actuels mesurés et les moyennes calculées sur le long terme (De Vries & Simmers, 2002).

### **1.3 CONCLUSION ET CRITIQUES**

Les mesures in situ par infiltromètres ne reflètent pas l'infiltration réelle du terrain car elles correspondent à des valeurs ponctuelles, interpolées sur l'ensemble de la surface. En outre, la mesure ne porte que sur les sols agricoles superficiels ; et, dans le protocole de mesure, l'appareil est enfoncé de quelques centimètres dans le sol et le terrain est défriché, de ce fait on élimine l'impact des facteurs pouvant influencer l'infiltration, tels que la surface du sol et celle de la couverture végétale...

Les méthodes expérimentales décrites précédemment sont habituellement sous forme d'équations simples, mais ces dernières fournissent seulement des évaluations d'infiltration cumulative et un taux d'infiltration, et ne fournissent pas d'informations concernant la distribution des eaux en surface (puisque la plupart sont dérivées d'après une eau constante répartie en surface). D'autre part la réalisation de ces modèles nécessite l'exécution d'un certain nombre d'expériences en laboratoire ce qui va engendrer des lacunes dans l'appréciation du paramètre infiltration sur le terrain, car plusieurs paramètres sont ignorés et cela pour toutes les formules vues antérieurement. Sans oublier la difficulté de déterminer les

différents paramètres constituant ces équations sur le terrain.

L'approche analytique adoptée n'est pas toujours applicable à la modélisation dans un milieu naturel où la variation spatio-temporelle des propriétés physiques est importante. Il reste que même si le phénomène de recharge naturelle des eaux souterraines a fait l'objet de plusieurs travaux de recherche, les objectifs étaient plutôt orientés sur la compréhension des mécanismes d'échange de masse entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Une valeur constante de la recharge était imposée sans tenir compte de la variation spatio-temporelle du taux d'infiltration qui dépend de plusieurs phénomènes, et paramètres physiques, plus ou moins difficile à mesurer ou à calculer, tel que : la conductivité hydraulique saturée, l'humidité initiale du sol, la nature de la surface du sol, l'intensité des précipitations, le phénomène de ruissellement, la compaction de la surface du sol, la topographie et la morphologie, le débit d'alimentation, ainsi que la couverture du sol.

## **2. METHODOLOGIE D'ANALYSE**

Dans le cadre de ce travail, nous allons tenter par une analyse spatiale des paramètres régissant l'infiltration pour améliorer l'estimation et fournir des évaluations de la recharge potentielle. Elle repose sur la définition des paramètres régissant l'infiltration, leurs degrés d'influence et les relations éventuelles qui existent entre eux. Chaque facteur étant étudié indépendamment, et au final, tous les paramètres seront intégrés et compilés pour aboutir à une carte-synthèse de la recharge potentielle ; ceci, à partir du traitement des cartes topographiques, géologiques, pédologiques et l'analyse des données brutes sur les ressources en eau et en sol dans la région d'étude (A Haouchine, 2013).

En plus de leurs diverses caractéristiques (nature, valeur, aspect), tous les paramètres étudiés présentent une composante spatiale, de ce fait, l'information véhiculée par ces paramètres peut être stockée, analysée et visualisée à l'aide d'un Système d'Information Géographique que nous avons utilisé à cet effet.

### **2.1 LES PRINCIPAUX FACTEURS INFLUENÇANT LA RECHARGE**

#### **2.1.1 *Le couvert végétal et l'occupation du sol***

En ralentissant l'écoulement à la surface du sol, la végétation permet à l'eau de s'infiltrer. Enfin, le feuillage protège le sol de l'impact de la pluie et diminue par conséquent le phénomène de battance. La couverture végétale permet aussi le confinement de l'eau au dessous de la zone couverte, diminuant ainsi le taux d'évaporation directe, en plus de l'augmentation de la capacité de fixation des terrains en place, diminuant par voie de conséquence d'éventuelles érosions.

#### **2.1.2 *La lithologie***

Le caractère lithologique des roches exposées et des terrains superficiels est déterminant car il gouverne le processus d'infiltration et celui de l'évaporation, donc celui de la recharge des aquifères. En effet, le cheminement des eaux de la surface vers les profondeurs découle de la

porosité, de la perméabilité, de la compaction et de la nature du ciment entre les grains des roches en surface, donc de la connaissance du caractère lithologique.

Il est à noter que la fracturation constitue l'élément principal qui gouverne la recharge dans les milieux discontinus.

Le tableau n° 2-1 qui suit expose la relation étroite entre la lithologie et l'infiltration en fonction du temps (d'après des études expérimentales).

**Tableau 2- 1: Valeurs indicatives des capacités initiales et finales d'infiltration en fonction du type de sol. (MUSGRAVE,1955).**

LITHOLOGIE	INFILTRATION INITIALE $li$ (mm)	INFILTRATION FINALE $lf$ (mm)
Calcaire,Sable	250	12-8
Graviers,limon	200	8-4
Argilo-Sableuse	130	4-1
Argile	75	1-0

### **2.1.3 Réseau hydrographique**

La forme ainsi que la densité du réseau hydrographique permettent de tirer des conclusions importantes quant au ruissellement et à l'infiltration des eaux. Néanmoins, il faudrait être prudent dans l'interprétation car si une faible infiltration implique généralement un réseau hydrographique complexe et développé, l'inverse n'est pas toujours vérifié.

### **2.1.4 Le type de sol (structure, texture, porosité)**

Les caractéristiques de la matrice du sol influencent les forces de capillarité et d'adsorption dont résultent les forces de succion, qui elles-mêmes, régissent en partie l'infiltration. De plus, la compaction de la surface du sol due à l'impact des gouttes de pluie (battance) ou à d'autres effets (thermiques et anthropiques) peut avoir pour conséquence la dégradation de la structure de la couche de surface du sol et la formation d'une croûte dense et imperméable à une certaine profondeur

### **2.1.5 Topographie et morphologie (Pente)**

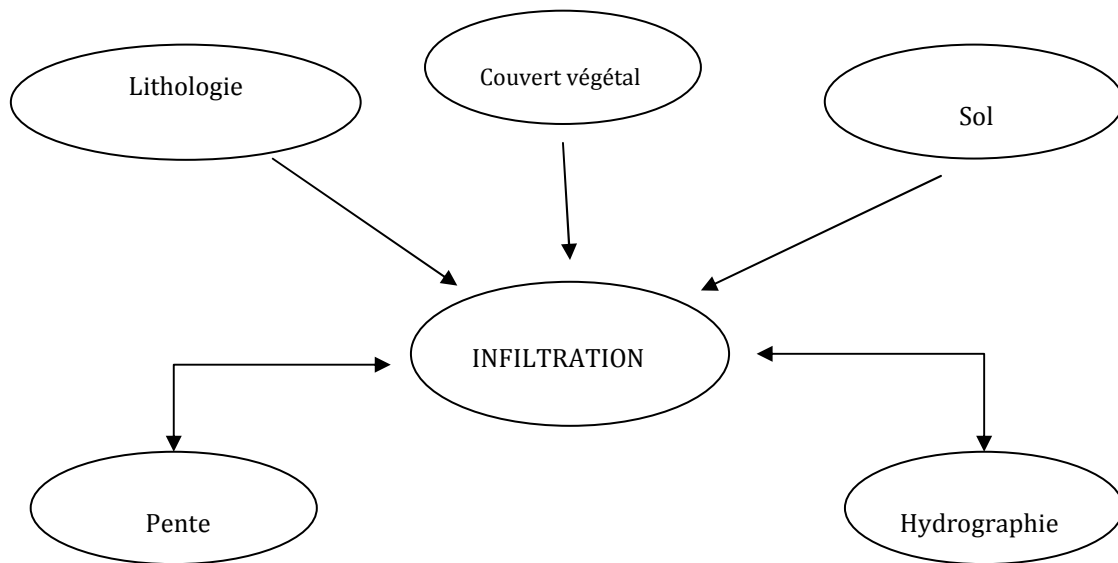
La pente agit à l'opposé de la végétation. En effet, une forte pente favorise les écoulements au dépend de l'infiltration. L'analyse des expériences, faite par quelques chercheurs au cours des dernières années (Hamdi.Y, 2001), nous permet de retenir les remarques suivantes :

- Le taux d'infiltration diminue si la pente de la surface du sol augmente.
- Le taux d'infiltration augmente si la rugosité de la surface du sol augmente.

Le facteur longueur de pente intervient également sur le volume ruisselé et l'infiltration (même si théoriquement, ces volumes en pourcentage restent constants le long de la pente).

D'autres facteurs, non moins importants influencent la recharge, il s'agit du débit d'alimentation (intensité des précipitations) et la teneur en eau initiale du sol.

Le schéma suivant (Fig 2.4) résume les principaux facteurs ainsi que leur type d'effet sur l'infiltration



**Figure 2- 4 : Principaux facteurs et leur relation avec l'infiltration**

## **2.2 MÉTHODE ADOPTÉE**

La méthode consiste à croiser les informations spatiales relatives aux différents facteurs régissant la recharge des aquifères. Ceux-ci sont d'abord étudiés séparément et relativement appréciés. Une classification est ainsi définie pour chacun d'eux et une cote (allant de 1 à 10) sera affectée à chaque classe. Une carte thématique est alors établie pour chaque paramètre.

Par la suite, le rôle de chacun de ces paramètres dans l'infiltration est pondéré, évalué et exprimé sous le terme d' «indice d'infiltration» ainsi que son taux de contribution.

«L'indice d'infiltration» est une valeur numérique égale à la cote affectée d'un coefficient de pondération (poids) exprimant l'importance de l'effet exercé par rapport aux autres paramètres. La détermination des poids repose sur l'analyse des effets relationnels inter-paramètres : un point (1pt) est attribué pour chaque effet majeur, et un demi-point (0.5 pt) pour chaque effet mineur. Le poids de chaque facteur sera alors égal à la somme des effets qu'il exerce sur les autres (Shaban et al, 2001).

Le taux de contribution de chaque facteur dans la recharge potentielle correspondra alors au rapport (en%) de son indice d'infiltration sur la somme des indices de tous les facteurs.

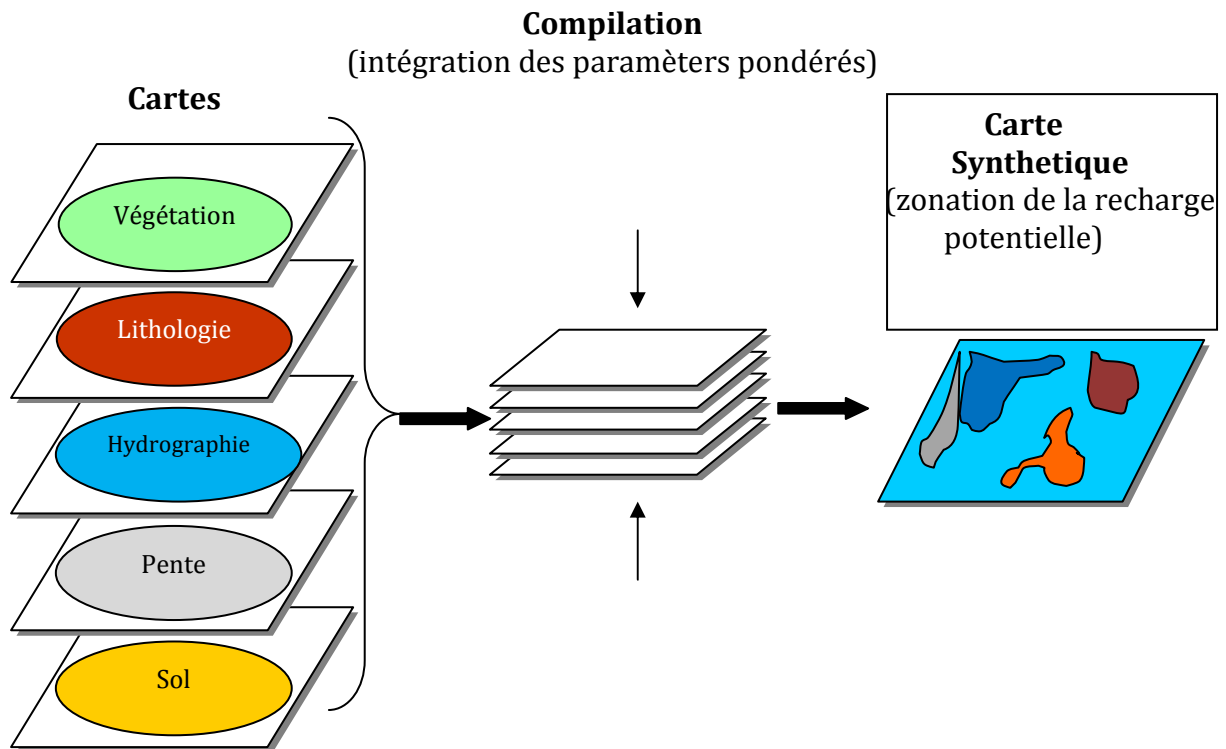
Enfin, en procédant à la sommation de tous les indices pour une zone donnée, on obtient une valeur qui traduit l'importance relative de la recharge dans la dite zone. Le «potentiel de recharge» dans une zone donnée correspond donc à la résultante des indices de tous les paramètres pris en compte. L'implémentation sur un SIG (superposition des cartes thématiques des paramètres) permettra alors d'établir une carte synthèse sur laquelle seront circonscrites les zones de recharge potentielle.

Nous présenterons dans ce qui suit l'application de cette méthodologie aux données de la

plaine alluviale de cheliff et reprendrons dans le détail les différentes étapes citées.

### **3. CARTOGRAPHIE DES PARAMETRES REGISSANT LA RECHARGE**

Tel que cité précédemment, les facteurs influençant la recharge seront étudiés indépendamment les uns des autres et par la suite, intégrés et compilés selon la méthodologie définie pour obtenir la carte des zones de recharge potentielle (2-5).



**Figure 2- 5 : Schéma explicative de la procédure d'établissement de la carte synthèse**

#### **3.1 Le couvert vegetal et l'occupation du sol (CV & OS)**

L'objectif principal de cette cartographie est d'établir une classification en fonction du type et de l'intensité du couvert végétal. Pour ce faire, nous avons utilisé la carte topographique au 1/100000 de la région de Cheliff et les Images satellitaires (2014) extraites du site Google earth.

La consultation de la carte, montre que le secteur étudié est caractérisé par l'abondance de végétation de type agricole. En effet, du point de vue agricole, la plaine de Chlef renferme quelques terrains cultivables, où on retrouve des basses cultures (314 km<sup>2</sup> de superficie), des terrains au repos (342 km<sup>2</sup> de superficie) et des arboricultures (225 km<sup>2</sup> de superficie).

D'après l'analyse de notre carte on peut dire que la zone d'étude est occupée majoritairement par des terrains agricoles laissés au repos, représentant 34% de la superficie totale de la région cartographiée.

Les agglomérations et les localités, sont représentées par les terrains urbans (domaine public et privé) avec (120 km<sup>2</sup> de superficie). Cette catégorie a une infiltration nulle en raison de la compaction très élevée.

Le tableau n° 2-2 suivant résume la répartition des sols dans la plaine, selon les domaines d'utilisation.

**Tableau 2- 2: Répartition des sols dans la plaine du bas Cheliff selon les domaines d'utilisations.**

Domaines	Subdivisions des domaines	Superficie en (km <sup>2</sup> )	% des surfaces
Agglomérations et localités	Terrain urbain et domaine public	120	12%
Terres agricoles	Basse culture	314	31%
	Terrain au repos	342	34%
	Arboriculture	225	22%
Total	–	1001	

Ainsi, quatre (04) grandes classes sont déterminées (tableau 2-3), ce qui nous a permis d'établir la carte du paramètre « couvert végétal et occupation du sol » (fig.2-6):

- Classe des surfaces de sol où le CV & OS est par les constructions et localités ainsi que les zones montagneuses. Dans cette classe le couvert végétal est pratiquement absent en raison de la dégradation des terrains et de l'abondance des affleurements rocheux sur les reliefs.
- Classe des surfaces de sol où le CV & OS où les terrains sont moins évolués et dégradés, avec une salinité élevée. Cette catégorie renferme une végétation de type buissonnière épineuse (zone de parcours saharien et érosion).
  - Classe des zones présentant une moyenne densité, cette classe regroupe les lits d'oueds, et quelques jardins arboricoles.
  - Classe des zones présentant les zones à cultures permanentes et arboriculture intense. Ces zones sont caractérisées par une meilleure qualité des terres et par l'abondance d'une ressource hydrique plus ou moins douce.

**Tableau 2- 3: Récapitulation des différentes classes de couvert végétal et occupation du sol.**

N° classe	Qualité	Types de CV&OS	% / à la surface total
<b>01</b>	<b>Très faible</b>	Terrain urbain	12%
<b>02</b>	<b>Faible</b>	Terrain au repos	34%
<b>03</b>	<b>Faible à moyen</b>	Basse culture	31%
<b>04</b>	<b>Moyen</b>	Arboriculture	22%

### **3.2 La lithologie**

La nature lithologique du sol a pour effet la filtration des eaux dans la sub-surface et le contrôle de la capacité de rétention de l'eau. Elle est en relation directe avec l'inclinaison des terrains, et leur distribution dans la zone d'étude ainsi que la nature et l'épaisseur du couvert végétal.

Pour l'élaboration de la carte de ce paramètre (fig. 2-7), nous avons tenté, à partir des cartes géologique, hydrogéologique et une base descriptive d'une centaine de coupes de forages qui captent cet aquifère, de regrouper les différentes formations rencontrées dans la zone d'étude en classes ayant les mêmes caractéristiques hydrogéologiques, d'abord qualitativement, en fonction de leur lithologie, ensuite quantitativement, en connaissant leurs valeurs approximatives de l'infiltration initiale et finale telles que proposées par Musgrave, 1955.

Trois grandes zones, relatif au paramètre « lithologie » sont distinguées.

- La région nord et sud de la plaine est caractérisée par une couverture Argilo – sableuse.
- La région centrale est caractérisée par un aquifère avec un matériel plus grossier de type Galets et Gravier surmonté d'une couverture purement argileuse.
- Plusieurs petites Intercalations détritiques plus grossiers. On est en présence du même aquifère dont la nature lithologique s'est modifiée légèrement (graveleuse), mais avec une couverture plus sableuse donc plus perméable.

Ainsi définies, et en comparaison avec celles du tableau de MUSGRAVE, ces lithologies ont été regroupées (tableau n°2-4) en trois (3) grandes classes suivant la capacité d'infiltration finale.

**Tableau 2- 4: Différentes classes de lithologies en fonction de leur pouvoir infiltrant.**

<b>Classes</b>	<b>Lithologie</b>	<b>Infiltration (mm)</b>
<b>I (Faible)</b>	Argilo sableux	0-1
<b>II (Moyenne à faible)</b>	Sables et graviers avec silts	4-1
<b>III (Forte)</b>	Limons et argiles	12-8

Afin de mieux représenter les différentes catégories de lithologie, nous avons considéré les intervalles de capacité d'infiltration finale.

Les ouvrages humains quant à eux, ont été regroupés dans la classe I avec une infiltration finale de l'ordre de zéro.



### **3.3 Le réseau hydrographique**

Le réseau hydrographique de la région d'étude est squelettique. Il comporte un tronc principal (Oued Chelif) qui reçoit :

- Sur sa rive gauche quelques tributaires issus de l'Ouarsenis.
- Sur sa rive droite les affluents descendant du Dahra

Ces Oueds étalent leurs apports sur une largeur de 10 à 250 m entre des berges abruptes de 1 à 3 m de hauteur. La majorité de réseau hydrographique est à sec tout le long de l'année, sauf lors des pluies ( période humide).

L'établissement de la carte thématique de ce paramètre (fig. 2-8) repose sur l'observation, à partir de la carte topographique, de tous les cours d'eau. Une première classification qualitative, a permis de distinguer « visuellement » quatre (04) classes:

- Une classe dense (très forte), concentrée en zone de montagne (Mazouna, Tadjena, Beni zentis, Dahra. L'écoulement et le drainage sont très forts. Cette classe concerne les zones montagneuses
- Une deuxième classe moyennement dense (forte à moyen) se concentre sur les collines et les zones de reliefs de moindre importance où la densité est inférieure par rapport à la précédente. L'écoulement et le drainage sont moyens, cette classe se concentre dans les collines.
- Une classe peu dense (moyenne à faible), regroupant toutes les zones de faible pente. L'écoulement et le drainage commencent à faiblir, la vitesse devient de plus en plus faible et l'infiltration commence à avoir de l'ampleur (dans le cas d'une lithologie ou pédologie favorables). Cette classe se trouve dans les zones de faible pente (plaine)
- Une classe (Très faible) de faible densité, regroupant tout les zones de plaine. L'écoulement et le drainage sont très faible, parfois presque nuls, cette classe concerne les zones de lit mineur et major de l'oued Cheliff.

<i><b>Description de la Classe</b></i>	<i><b>Intensité de la Densité</b></i>	<i><b>Localisation</b></i>
Très forte	Dense	Zone montagneuse
Forte à moyenne	Moyennement dense	Collines
Moyenne à faible	Peu dense	Plaine
Très faible	Faible densité	Lit d'Oued

**Tableau 2-5 : Description de la classe du réseau hydrographique de la plaine**

### 3.4 Le sol

La description du sol constituant la plaine du bas et moyen Cheliff occidental a été réalisée à partir des cartes de sol établies par J.BOULAINÉ en 1955. Ces cartes font ressortir plusieurs classes ou types de sols :

- Classe des sols alluviaux non évolués : ce sont des sols légers à sables fins et limons plus ou moins sableux, riches, profonds, très perméables ; on les trouve au niveau du lit majeur et des bourrelets des oueds.
- Classe des sols engorgés par l'eau (Hydromorphes) : ce sont des sols argileux à très argileux assez humifères.
- Classe des sols calciques : formés sur une carapace calcaire, ils sont peu épais, pauvres, légers à moyens ; ce sont des sols limoneux à limono - sableux.
- Classes des sols alluviaux évolués : sols moyens à lourds, limons et limons argileux en surface et parfois plus sableux en profondeur, ce sont des sols riches et profonds assez perméables.
- Classe des sols colluviaux et sols alluviaux des affluents mineurs : proviennent des massifs calcaires, gréseux ou bien marneux, ce sont des sols légers à moyens, sables grossiers à sables limoneux perméables.
- Classe des sols salés : à horizon de surface à structure micro polyédrique pendant la saison sèche, sols argileux à très argileux et très salés en surface.
- Classe des sols très évolués : ce sont des sols partiellement décalcifiés à accumulation progressive ou brusque de calcaires.
- Classe des sols dunaires : de la bordure nord de l'auréole de la sebkha de ben ziane, ce sont des sols peu évolués formés sur des sables dont l'origine n'est pas connue.

L'utilisation des tables de cotation permet de classer les sols en fonction de leurs nature texturale et d'attribuer à chaque type le poids et la cote correspondante.

Ainsi cinq zones pédologiques ont été identifiées, et on constate alors la diversité des sols qui sont répartis sur toute la plaine étudiée.

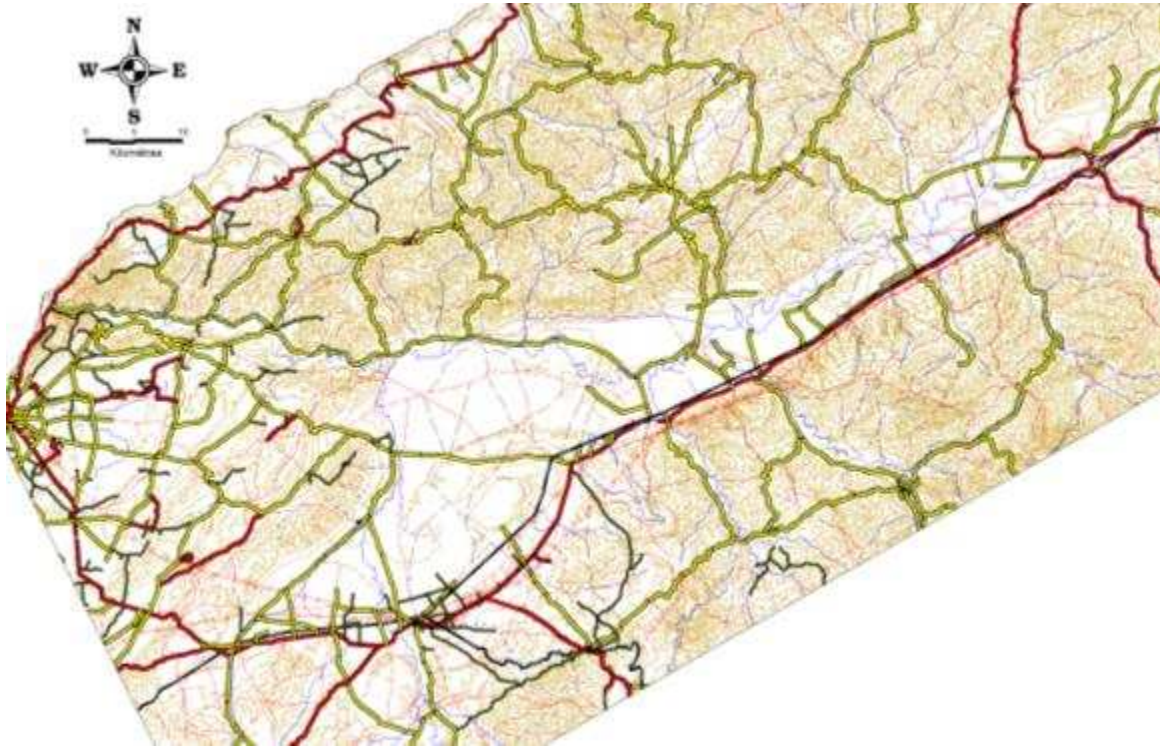
- Dans le lit majeur de l'oued, ce sont les sols sableux qui prédominent avec un indice maximal assigné de 15 à 19
- En s'éloignant de l'oued, il y a une prédominance des sols à texture fine (limons et limons argileux), pour un indice partiel correspondant qui varie de 3 à 6.

**Tableau 2- 6: Différents types de sols de la plaine alluviale du bas Cheliff**

Classe	Superficie (km)	%
<b>Fort à moyen</b>	661	44
<b>Moyen</b>	201	13
<b>Moyen à faible</b>	136	9
<b>Très faible</b>	499	33
<b>TOTAL</b>	<b>1497</b>	

### **3.5 La pente**

Le modèle numérique de terrain que nous avons exploité (fig.2-11) à partir de la digitalisation des courbes de niveau de la carte topographique et après traitement à l'aide du logiciel Vertical Mapper articulé sur Mapinfo, on a pu obtenir une carte des pentes (de toute la plaine du bas Chelif



**Figure 2- 6 : Carte des courbes de niveaux dans la plaine du bas Cheliff illustrant le relief dans la région**

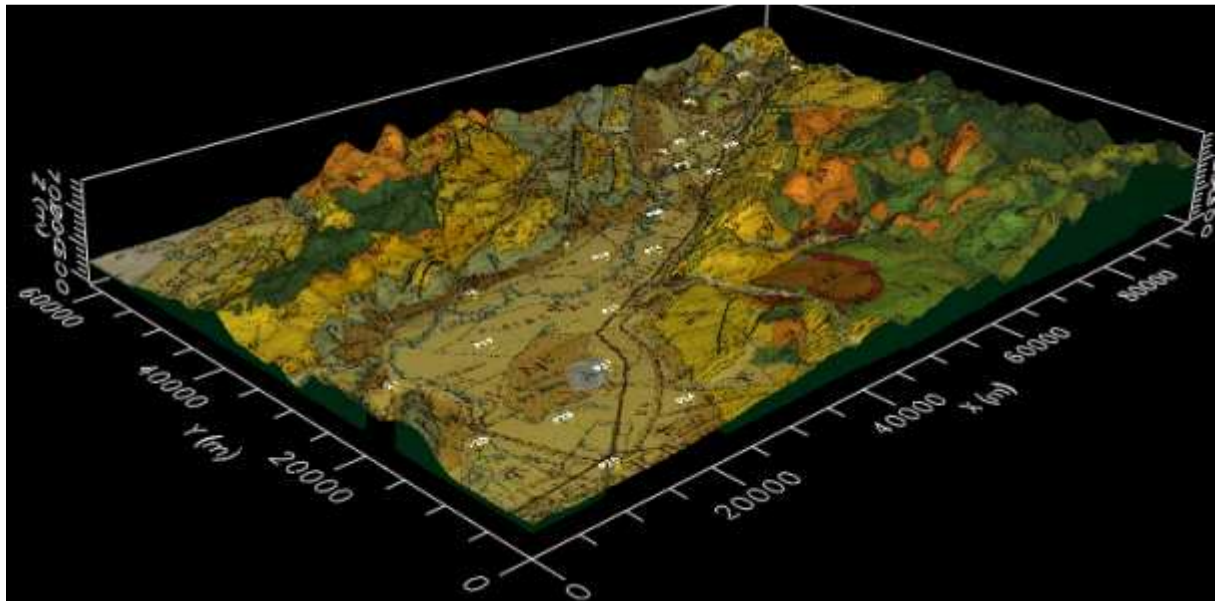


Figure 2- 7 :Carte modèle numérique de terrain

L'examen des valeurs de pentes obtenues nous a permis de déterminer quatre (04) classes :

- ✓ Classe I :  $p \geq 10\%$  (Forte)

Les valeurs de cette classe représentent les zones montagneuses qui entourent toute la plaine du bas Chelif ( Dahra, El Guettar, Mazouna, Tadjena, Beni zentis), où le ruissellement serait très important, impliquant une infiltration minimale.

- ✓ Classe II :  $5 < p < 10\%$  (Moyenne)

Cette classe correspond aux zones de collines. Le ruissellement perdrait de son ampleur et c'est l'infiltration qui commencerait à avoir lieu, bien que le facteur longueur de pente soit réduit.

- ✓ Classe III :  $3 < p < 5\%$  (Moyenne à faible)

C'est la classe des plaines; elle comprend les périmètres qui ont des pentes allant de 1.5 à 5%. Cette zone montre des pentes relativement faibles, où l'infiltration prend de l'importance contrairement au ruissellement qui perd son énergie.

- ✓ Classe IV :  $p < 3\%$  (Faible)

C'est la classe des plaines et vallées. Elle occupe le centre de la plaine du bas Cheliff entre Cheliff et Hamedena pres de l'axe de l'oued Cheliff où les pentes y sont très faibles. Au vu de ces descriptions, nous constatons que la zone d'étude est couverte en majeure partie par la classe IV où les pentes sont faibles, favorisant ainsi l'infiltration (fig.2-12). Nous observons en outre que cette plaine sert de réceptacle aux eaux de ruissellement provenant des montagnes qui l'entourent.

### 3.6. ANALYSE MULTI- CRITERES

#### 3.6.1. Evaluation des cotes

Afin d'estimer les cotes des différents paramètres de façon homogène, une échelle des cotes a été élaborée sur la base des plages de variation des paramètres. Nous obtenons ainsi l'échelle suivante :

**Tableau 2- 7: Échelle des cotes**

Classe	Très forte	Forte	Forte à moyenne	Moyenne	Moyenne à faible	Faible	Très faible
Cote	10	8	6.5	5	3.5	2	1

La catégorisation des paramètres suivant cette échelle nous permet d'obtenir les cotes de chaque classe ; ceci pour tous les paramètres indépendamment les uns des autres. Le tableau n°2-7 qui suit récapitule les valeurs obtenues pour tous les paramètres.

Notons que le réseau hydrographique et la pente présentent des relations inverses avec la recharge, leurs cotes sont par conséquent inversées

Selon l'approche qui est faite à chaque paramètre, le domaine de l'effet est exprimé soit en valeurs numériques, soit par une description qualitative.

**Tableau 2- 8: Catégorisation des paramètres affectant la recharge potentielle dans la plaine**

Paramètre	Description de la classe	Côte de l'effet
<b>Lithologie</b>	Forte	8
	Moyen à faible	3.5
	faible	2
<b>C.V.&amp;.O.S</b>	Moyen	5
	Faible à moyen	3.5
	Faible	2
	Très faible	1
<b>Réseau hydrographique</b>	Fort	1
	Fort à moyen	2
	Moyen à faible	3.5
	Très faible	5
<b>Pente</b>	Très fort	1
	Fort à moyen	2
	Moyen	3.5
	Très faible	5
<b>Sol</b>	Fort à moyen	6.5
	Moyen	5
	Faible	2
	Très faible	1

### 3.6.2. Détermination des poids

Pour déterminer la pertinence de chaque paramètre vis-à-vis de l'infiltration, une analyse des effets relationnels inter-paramètres a été effectuée.

A la lumière de l'analyse des phénomènes induits par les différents paramètres et à partir de la superposition des cartes thématiques, les unes sur les autres, il appert que :

- La lithologie conditionne le type de couvert végétal et d'occupation du sol. En effet, pour chaque type de lithologie, un genre et une densité de couvert végétal se définissent. Par ailleurs, Le couvert végétal a un rôle fixateur des terrains en place (lithologie), il réduit l'ampleur de l'érosion et de glissement. La lithologie aura donc un effet majeur (1) et le couvert végétal un effet mineur (0.5)
- Les terrains évolués sont occupés par une végétation évoluée soit saisonnière ou permanente, soit dense ou dispersée. D'autre part, les plantes avec leurs racines et feuillages jouent un rôle important dans l'amélioration de la terre végétale et la capacité d'infiltration. Il existe donc un effet majeur des deux parts.
- La végétation existante se concentre dans les plaines, les lits d'oueds, aux quels correspondent des pentes faibles à très faibles. La pente joue un rôle important dans le ruissellement et dans l'alimentation, donc elle influe le couvert végétal continuellement.
- Le couvert végétal est en relation directe avec le réseau hydrographique et conditionné par ce dernier. Mais, il faut signaler que le couvert végétal freine le ruissellement, de ce fait un effet mineur est à relever aussi.
- Les cours d'eau présentent une forme « imposée » en grande partie par la lithologie des terrains qu'ils traversent. L'effet majeur est donc assez évident. D'autre part, la lithologie doit beaucoup au réseau hydrographique pour son alimentation en particules fines et son remaniement. En conséquence, un effet majeur existe de part et d'autre.
- En superposant la carte du réseau hydrographique et celle de la pente, nous remarquons que plus la pente est forte plus la densité des cours d'eau est grande et les affluents sont resserrés. Dans les zones de plaines les cours d'eau sont plus espacés et de très faible densité. Il y a donc un effet majeur de la part de la pente.
- La nature pédologique et la texture du sol sont continuellement modifiées et remaniées par le réseau hydrographique soit par le transport ou par les phénomènes d'érosion et de corrosion. Un effet majeur est donc exercé par le réseau hydrographique
- C'est suivant la nature des terrains que la pente se dessine. En effet, les pentes les plus fortes s'aperçoivent dans les terrains durs, comme les montagnes. Par contre les plus faibles se trouvent dans la plaine. Ceci implique un effet majeur de la lithologie sur la pente
- La pédologie a pour origine l'érosion des affleurements en surface, et cette érosion est due à divers facteurs tels que les pluies, les eaux des oueds et d'autres facteurs

mécaniques. La lithologie influe sur les constituants de la pédologie, entraînant donc un effet majeur.

Le poids est déterminé en fonction de nombre d'effets que chaque paramètre exerce sur les autres; à titre d'exemple, le réseau hydrographique affecte tous les facteurs, nous lui attribuons donc un poids de quatre (04).

Le poids d'influence des facteurs est exprimé en points comme suit :

- Réseau hydrographique : 4 majeurs =  $(4 \times 1) = 4\text{pts}$
- Couvert végétal : 1 majeur + 2mineurs =  $(1 \times 1) + (2 \times 0.5) = 2\text{pts}$
- Pente : 3 majeurs =  $3 \times 1 = 3\text{pts}$
- Lithologie : 4 majeurs =  $(4 \times 1) = 4\text{pts}$
- Sol : 2 majeurs + 2 mineurs =  $(2 \times 1) + (2 \times 0.5) = 3\text{pts}$ .

### **3.6.3. Détermination des indices d'infiltration**

Pour évaluer la contribution de chaque facteur dans la recharge potentielle, son poids et sa côte ont été intégrés tels que mentionné dans le suivant :

**DEUXIEME  
PARTIE**

**ESTIMATION DE L'INFILTRATION DANS LA PLAINE DU  
BAS CHELIFF PAR ANALYSE MULTICRITERE**

<b>Facteur</b>	<b>Description des classes</b>	<b>Cote de recharge</b>	<b>Poids (1 à 4)</b>	<b>(Poids * cote)</b>	<b>Description d'indice d'infiltration</b>	<b>Indice d'infiltration</b>	<b>Taux de contribution</b>
<b>Lithologie</b>	Fort	8	4	32		54	27%
	Moyenne à faible	3,5		14			
	Faible	2		8			
<b>C.V.&amp;O.S</b>	Moyen	5	2	10		23	11%
	Faible à moyen	3,5		7			
	Faible	2		4			
	Très faible	1		2			
<b>Reseau hydrographique</b>	Très fort	1	4	4	Très faible	46	23%
	Fort à moyen	2		8	Moyen à faible		
	Moyen à faible	3,5		14	Fort à moyen		
	Très faible	5		20	Très fort		
<b>Pente</b>	Forte	1	3	3	Faible	34.5	17%
	Moyenne	2		6	Faible à moyen		
	Moyenne à faible	3,5		10,5	Moyen à fort		
	Faible	5		15	Forte		
<b>Sol</b>	Fort à moyen	6,5	3	19,5		43,5	22%
	Moyen	5		15			
	Moyen à faible	2		6			
	Très faible	1		3			
<b>Total</b>						<b>201</b>	

Tableau 2-9 :Evaluation des indices d'infiltration et du taux de contribution



Le pourcentage d'effet de chaque facteur par rapport au poids total est :

- ❖ Lithologie =  $54 \times 100 / 201 = 26,86\% \approx 27\%$
- ❖ Réseau hydrographique =  $46 \times 100 / 201 = 22,88\% \approx 23\%$
- ❖ Couvert vegetal =  $23 \times 100 / 201 = 11,44\% \approx 11\%$
- ❖ Pente =  $34,5 \times 100 / 201 = 17,16\% \approx 17\%$
- ❖ Sol =  $43,5 \times 100 / 201 = 21,64\% \approx 22\%$

Les paramètres interviennent donc sur la recharge selon les pourcentages cités ci-dessus. Nous y constatons que le facteur le plus affectant est la lithologie avec plus de 27% ; le moins affectant étant le couvert végétal avec 11%.

### 3.6.4. Etablissement de la carte synthèse

L'établissement de la carte de recharge potentielle a été rendu possible grâce à l'agrégation de l'ensemble des cartes paramétriques élaborées et stockées sous forme de couches dessin et données dans le Système d'Informations Géographiques utilisé.

L'interpolation en mode raster des valeurs des indices a permis l'établissement de la carte potentielle de la recharge (fig.2-13). Celle-ci révèle les zones majeures d'infiltration. Ainsi, quatre (4) niveaux descriptifs ont été mis en évidence. La projection de ces niveaux sur l'échelle proposée par la FAO (1967), montre des classes de recharge à valeurs similaires qui vont de faible à très forte recharge potentielle, regroupées dans le tableau n° 2-9 suivant :

Classe de recharge	Très forte	Forte	Moyenne à forte	Moyenne	Faible	Très faible
FAO (1967)	45-50%	30-35%	-----	10-20%	5-10%	< 5%
Taux déterminé	D	D	ND	D	D	ND
Taux Moyen	<b>47.5%</b>	<b>32.5%</b>	-----	<b>15%</b>	<b>7.5%</b>	-----

**Tableau n° 2-10 : Classification des taux de recharge d'après l'échelle de la FAO**

**D : Déterminé**

**ND : Non déterminé**

Ces classes révèlent des valeurs optimistes quant à la recharge potentielle. La question à laquelle on devrait répondre est : Comment peut-on calculer la quantité globale et zonale de la recharge ?

Pour calculer la quantité d'eau réellement infiltrée, une formulation simplifiée est proposée par la FAO (1967) :

$$W = \text{Volume précipité} * \text{Rapport de la recharge} * \% \text{ de la surface}$$

➤ Calcule de la surface totale :

A partir des valeurs des différentes surfaces lues directement sur la couche dessin (surface du polygone délimitant chaque classe), nous avons la surface totale :

Surface 1 : <b>109 km<sup>2</sup></b> , représentent 7,2%	} →	la surface totale = <b>1.497 km<sup>2</sup></b>
Surface 2 : <b>411 km<sup>2</sup></b> , représentent 27,4%		
Surface 3 : <b>627 km<sup>2</sup></b> , représentent 42%		
Surface 4 : <b>349 km<sup>2</sup></b> , représentent 23,3%		

➤ Calcul du volume précipité :

$$\text{Volume précipité} = \text{Précipitation moyenne annuelle} * \text{surface totale}$$

- $P = 364\text{mm} = 0,364 \text{ m}$  ;
- Surface =  $1497 \cdot 10^6 \text{ m}^2/\text{an}$
- Volume précipité =  $545 \text{ hm}^3/\text{an}$ .

➤ Taux de recharge pour les niveaux définis :

- Classe 1 :  $47.5\% = 0,475$
- Classe 2 :  $32.5\% = 0,325$
- Classe 3 :  $15\% = 0,15$
- Classe 4 :  $0.7\% = 0,075$

➤ Calcule de la recharge :

$$W = 545 \cdot 10^6 (0,072 \cdot 0,475 + 0,274 \cdot 0,325 + 0,42 \cdot 0,15 + 0,233 \cdot 0,075)$$

$$W = 1,1 \text{ hm}^3/\text{an}$$

**La lame infiltrée (*L inf*) annuelle est évaluée alors à 74 mm/ an.**

Ceci veut dire que **20,32%** des précipitations s'infiltrent dans la plaine étudié

Cette infiltration ou quantité de recharge se répartit sur la zone d'étude comme suit :

- **8,90%** dans les oueds
- **6,3%** à travers les sols sableux
- **3,42%** limons et argiles
- **1,7** que s'infiltré dans les terrains argilo-sableuses

Enfin, les principaux résultats obtenus sont consignés dans le tableau n° 2-10 ci-dessous :

Classe de recharge potentielle	Très forte	Forte	Forte à moyenne	Moyenne	Faible	Très faible
Estimation de FAO %	40-50%	30-35%	-----	10-20%	5-10%	<5
Notre estimation %	45-50%	30-35%	-----	10-20%	5-10	-----
Moyenne %	47.5	32..5	-----	15	7.5	-----
Surface (km <sup>2</sup> )	109	411	-----	627	349	-----
% de surface	7,2	27,4	-----	42	23,3	-----
% / précipitation	8,90	6,3	-----	3,42	1,7	-----

**Tableau n ° 2-11 : Récapitulatif des résultats obtenus**

### **3.6.5. Analyse et conclusion**

La carte obtenue montre :

Les terrains à très forte infiltration (8,90 % des précipitations annueles) représentent 7,2% de la zone d'étude et se concentrent dans les oueds proprement dite, entre Oued Sly et Chliff dans la partie centrale cernée par les affleurentes Oued au Nord et au Sud se prolonge parallèlement au cours de l'Oued Cheliff jusqu'au niveau de l'Oued Rihou. Ceci est probablement du à la réunion des toutes les conditions favorables, telles que :

- Une lithologie à sédiment quaternaire, généralement constituée de sables et graviers,
- Une végétation à concentration moyenne et de natures différentes joue un rôle de ralentisseur d'écoulement,
- Une morphologie plus ou moins plane avec des pentes faibles à très faibles,
- Un bon drainage des sols, couplé à un écoulement superficiel très faible du à la faible densité de réseau hydrographique.

L'infiltration la plus faible se rencontre les terrains du Villafranchien. La nature lithologique est argilo-sableux peu perméable avec une infiltration totale de 1,7% des précipitations moyennes annuelles.

Les terrains de moyenne infiltration occupent la majeure partie de la zone d'étude avec une nature lithologique constituée de limons et argiles et une pente faible.

#### **4. CONCLUSION GÉNÉRALE**

La plaine du bas Cheliff correspond à une cuvette intra-montagneuse située au sud – ouest d'Alger. Circonscrite à l'intérieur des chaînes de l'Atlas tellien, cette plaine parallèle au littoral méditerranéen, est limitée : Au Nord, par le versant sud de la chaîne de Dahra, au Sud, par les monts de l'Ouarsenis, à l'Est, par le sous bassin d'Oued Fodda, à l'Ouest, par la plaine de Relizane. Le climat de la région est de type semi-aride. Les régimes pluviométriques et thermiques sont très irréguliers et marquent l'année par deux saisons bien distinctes.

Cette méthode à permet une aproche plus realiste notamment en ce qui concerne la répartition de la lame infiltrée dans la plaine

Les eaux souterraines du complexe aquifère plio-quadernaire au niveau de la basse vallée du Cheliff sont très sollicitées pour l'alimentation en eau destinée à la consommation humaine et pour les usages des activités industrielles et agricoles. Une synthèse hydrogéologique de l'aquifère étudié a permis de donner des informations représentant l'estimation empirique des paramètres hydroclimatologiques conduisant à l'estimation du taux de la recharge. Cette dernière représente 23,02% des précipitations qui sont de l'ordre de 364 mm dans la région.

D'un point de vue géologique le bassin du bas Cheliff correspond a un large synclinorium contenant des formations néogènes et quadernaires, au nord, on retrouve généralement le Villafranchien du Pliocène continental et l'Astien (grés astien, et grés à hélix) qui affleurent largement sur le Dahra). Au sud, les faciès dominants sont les calcaires à Lithothamnium du Miocène supérieur.

Du point de vue hydrogéologique et nous basant sur les caractéristiques lithostratigraphiques et structurales des formations, nous pouvons distinguer les formations susceptibles d'être aquifères suivants :

- Les calcaires à lithothamnium du Miocène localisée au Sud de la paline
- Les grés marins du Pliocène marin (Astien) et les grés, conglomérats et sables du villafranchien (couche rouges) localisée au Nord de la plaine
- Les dépôts détritiques du Quadernaire-Pliocène continental formant le remplissage de la plaine.

L'évaluation de la nature dans la plaine est l'aspect particulier abordée dans ce travail. En effet, le taux d'infiltration de l'eau vers les nappes aquifères est d'un intérêt particulier dans toute étude de quantification et de gestion. Comprendre la nature du mouvement de l'eau vers et dan les aquifères et sa quatification est essentielle pour résoudre une variété de problèmes. Pour se faire, nous avons adopté une demarche cartographique qui a permis d'établir une cartographie de l'infiltration évaluée, par une analyse multicritère faisant intervenir tout les facteurs qui conditionnent l'infiltration.

Les résultats obtenu montrent à travers la carte du potentielle de recharge (fig2-13) quatre (4) zones ou niveaux descriptifs avec un taux de recharge de 20,23%, soit 70 mm/an :

**Unité I :** L'infiltration y est faible car les terrains sont peu perméables Cette unité est localisée principalement au O. Djilali et El Hamri.

**Unité II :** Cette unité représente les bandes montagneuses, où le couvert végétal est presque absent ; la pente et le réseau hydrographique sont importantes, et elle occupe la majeure partie de la zone d'étude.

**Unité III :** Dans cette unité la recharge commence à prendre de l'ampleur, ceci est du à la diminution de la pente et la densité de drainage.

**Unité IV :** Cette unité a nature nature lithologique constituée de sable et gravier, ainsi que la pente est très faible ce qui favorise une bonne infiltration.

Afin d'améliorer les méthodes d'estimation de recharge, certaines recommandations devraient être prises en considération :

- Il faut plus des données concernent les informations (lithologiques, pente, végétation, sol) de la plaine pour des prochaines traveaux,
- La réalisation des nouvelles forages est aussi importante,
- Une proposition de différents méthodes d'estimation de la recharge.

## *Références bibliographiques*

- Pinneker, E.V.(1983).General hydrogeology, Cambridge earth science series,*
- Chapelle, F.H.(2001).Geochemistry of groundwater : United States geological survey, Columbia, SC, United States American (USA), Debieche, Taha Hocine.(2002).*
- Rodier, J., Legube, B., Merlet, N., Coll.,(2009).L'analyse de l'eau, Paris, édition Dunod, 8<sup>ème</sup> édition*
- Bouroubi Ouadfel, Y.(4 et 5 juin 2012).*
- Kramer, K.(06/11/2012). Université aix marseille, éditions techniques de l'ingénieur (249, rue de Crimée 75019 Paris-France)*
- Braham, Massinissa.(2011). Université des sciences et de la technologie Houari Boumediane*
- (ABH-cz) Agence du Bassin Hydrographique Cheliff-Zahrez.(2009).Rapport de synthèse : Plan Directeur d'Aménagement des Ressources en Eau (PDARE)*
- Bettahar, NI., Benamara, AEK1., Kettab, A2., Douaoui, AEK1. (2008).*
- Achour, F.(1997).Uuniversité de Franche comte, France*
- Schrambach-Mariani, Mostefa-Lefort (1966).*
- ABH-cz (Agence du Bassin Hydrographique « Chélif-Zahrez »).(2002).La nappe alluviale du bas Cheliff*
- Etude des propriétés physico-chimique des eaux souterraines de l'aquifère alluvial du bas Cheliff (SEUIL DE PONTÉBA-OUEST DE DJDIOUIA) : présenté par M elle : SAIM Souad (2014)*
- FILIP, C. ; MILVILLE, F. ; THIERRY, D. (1990) : Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale : Application a dix sites au Burkina Faso. Hydrological science – Journal des Sciences Hydrologiques, 35,1,2/1990*
- FREEZE, R.A. ; CHERRY, J.A. (1979) : Groundwater. Prentice-Hall, inc., Englewood Cliffs, NJ, 604pp*
- Guendouz, A. ; MOULLA, A.S. (2006) : Utilisation des techniques isotopiques à la détermination de la recharge et de l'évaporation à travers la zone non-saturée en zone aride. Pro. International Congress on : « Integrated Water Ressources Management and Challenge of the Sustainable Decelopment » (GIRE3D), 23-25/ 05/ 2006, Caddi Ayad Univ., Marrakech, Morocco.*
- Thèse présentée pour l'obtention du grade de DOCTEUR D'ETAT, en Science de la Terre « Hydrogéologie en zone semi aride et aride : Région de Biskra» par Abdelhamid HAOUCHINE 20/12/2010*



# ***ANNEXES***

## ANNEXES

*Les postes pluviométriques localisés au niveau des sous bassins versants intéressant la plaine du bas Chelif (in Boucefiane, AEK., 2006)*

N°	Code	Station	X	Y	Z
1	012201	LARBAT OULED FARÈS	368100	326650	140
2	012203	PONTÈBA BGE	393900	327400	320
3	012205	BÉNAIRIA	378150	338400	400
4	012209	CHETTIA CHAMBRE	372150	320400	84
5	012218	ES SOUALA ST .EXP	362150	318400	110
6	012219	CHLEF DDA	378650	320500	430
7	012221	MEDJADJA	379300	329550	310
8	012222	SENDJAS	385650	307800	310
9	012224	BOUZGHAIA	369200	338850	217
10	012225	OUM DROU (ROUADI)	383550	325700	550
11	012304	SOUK EL HAD	395850	272700	550
12	012306	BOURDJK BOUNAAMA	402600	284100	900
13	012307	AIN LELLOU MF	397400	293600	240
14	012308	OULED BEN AEK	373400	302850	95
15	012309	OUED SLY	365200	312700	882
16	012316	SAAIDIA	377200	289650	1000
17	012403	MERDJA	352600	305000	61
18	012409	OUARIZANE VILLAGE	338000	306500	60
19	012411	MERDJA EL AMEL	342000	301560	62
20	012605	AMMI MOUSSA	357400	286150	140
21	012610	GUERGAR	343350	297000	90
22	012803	EL HAMADNA IRNA	324900	292950	491
23	012804	DOMAINE SIDI LAKHDAR	318100	300200	55
24	012806	DJIDIOUIA CHELIFF	329600	298200	51
25	012809	HASSASNA	324420	293570	50

*Les données de la pluviométrie moyenne annuelle sur une période d'observation de 33 ans et les autres paramètres hydroclimatologiques estimés selon les études citées dans la bibliographie.*

Station	code	X (m)	Y(m)	altitude (m)	P (mm)	Période d'observation
Fodda bge	12108	401950	305900	1180	352.9	1973-2006
Oued Sly	12309	365200	312700	882	271.2	1973-2006
Bj Bounaama	12306	402600	284100	1050	452.8	1973-2006
O B AEK	12308	371700	303900	95	315	1973-2006
Souk El Had	12304	395750	272700	550	340.7	1973-2006
O Farés	12201	368100	326650	116	348.2	1973-2006
Sidi Akkacha	20211	373550	351200	120	515.7	1973-2006
Benaria	12205	381300	340100	400	461.4	1973-2006
Ponteba Bge	12203	393900	327400	320	394.3	1973-2006
D. SI Tayeb	12218	362150	318400	110	299	1973-2006
Merdja Amel	12404	342000	301560	62	269.5	1968-2001
Ferme DENA	1224	348950	302820	65	316.18	1968-2001
Merdja	12411	352600	305000	61	286.3	1968-2001

Méthode	Ras et Ouahrane	O.sly	Ouarizane-chlef
<b>Isohyètes</b>	357	352	394
<b>Thiessen</b>	341	352	390
<b>Arithmétique</b>	376	345	291
<b>P moy (mm)</b>	358	350	292

Sous bassin	T(c°)	P (mm)	ETP (mm)	ETR (mm)	DA (mm)	Ect (mm)
O.Ras, O.Ouahrane	19	358	949	258	691	100
O.Sly	19	350	967	248.1	682.5	65.9
O.Ouarizane	19	292	981	283.3	697.4	8.66

Tableau montrant les différentes formations géologiques manquantes dans la carte géologique du bassin du bas Chelif (Anderson, R. V., 1936), et qui sont déduites par l'utilisation de la carte des ressources en eau du Nord de l'Algérie (établie par l'ANRH)

Selon R. V. Anderson (1936)	Selon les travaux de l'ANRH	Lithologie des formations géologiques
<b>Q</b> ( <i>Pleistocene and recent</i> ) : Pléistocène et récent.	<b>A, Q<sub>a</sub>, Q<sub>b</sub> et Q<sub>c</sub></b> (depuis le Quaternaire récent jusqu'à le Quaternaire moyen) ; dont :  <b>A</b> Quaternaire (Holoçène) ; <b>Q<sub>a</sub></b> Quaternaire (Holoçène) ; <b>Q<sub>b</sub></b> Quaternaire (Holoçène) ; <b>Q<sub>c</sub></b> Quaternaire.	<b>A</b> : alluvions actuelles ; dont elles présentent le mélange des sables, graviers, limons et des argiles. <b>Q<sub>a</sub></b> : alluvions actuelles et récentes, par endroit éboulis des pentes et accumulation de piemont-sables, graviers et argiles. <b>Q<sub>b</sub></b> : formations dunaires consolidées, quelques lumachelles, poudings et grès. <b>Q<sub>c</sub></b> : croûte calcaire - dépôts quaternaires anciens avec surface encroûtée.
<b>Phc</b> ( <i>Hamri and Chylimath stages</i> ): l'alternance entre <i>Hamri stage</i> « <b>Ph</b> » (Pliocène supérieur) et <i>Chylimath stage</i> (Pléistocène inférieur).	<b>Pl<sub>1</sub>Q</b> et <b>Q<sub>i</sub></b> (les étages du Plio-Quaternaire et du Quaternaire ancien « Pléistocène inférieur-Villafranchien »).	<b>Q<sub>i</sub></b> : terrasses (argiles et cailloutis). <b>Pl<sub>1</sub>Q</b> : cailloutis (grès et conglomérats) et marnes.
<b>Ph</b> ( <i>Hamri stage</i> ) : le Pliocène supérieur.	<b>Pl<sub>1</sub>Q</b> (Plio-Quaternaire = alternance entre le Pliocène supérieur continental et le Quaternaire ancien).	<b>Pl<sub>1</sub>Q</b> : cailloutis (grès et conglomérats) et marnes.
<b>Psh</b> ( <i>Slama stage, covered locally by Hamri beds</i> ): le Pliocène moyen « <b>Ps</b> » couvré par Le Pliocène supérieur « <b>Ph</b> »	<sup>2</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> (Pliocène supérieur marin ou Astien) couvré par <b>Pl<sub>1</sub>Q</b> (Plio-Quaternaire).	les grès marins du faciès Astien « <sup>2</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> » couvré par les alluvions grossières du Plio-Quaternaire « <b>Pl<sub>1</sub>Q</b> ».
<b>Ps</b> ( <i>Slama stage</i> ) : le Pliocène moyen.	<sup>2</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> Pliocène supérieur marin (Astien-Plaisancien supérieur).	<sup>2</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> : les grès marins du faciès Astien.
<b>Pt</b> ( <i>Tarhia stage</i> ) : le Pliocène marin inférieur.	<sup>1</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> Pliocène supérieur (Plaisancien-Plaisancien supérieur).	<sup>1</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> : les marnes et les argiles
<b>Ptc</b> ( <i>Tarhia basal member</i> ) : les dépôts grossiers de base du Pliocène marin inférieur.	<sup>1</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> Pliocène supérieur (Plaisancien-Plaisancien supérieur).	<sup>1</sup> <b>Pl<sub>2</sub>Q</b> : grès de base et calcaire lacustre
<b>Mm</b> ( <i>Mellah stage</i> ) : Miocène supérieur.	<b>M<sub>3</sub><sup>2</sup></b> Miocène supérieur (Messinien supérieur).	<b>M<sub>3</sub><sup>2</sup></b> : Gypse, argiles et marnes gypseuses
<b>Mb</b> ( <i>Beida stage</i> ) : Miocène supérieur.	<b>M<sub>3</sub><sup>2</sup></b> Miocène supérieur (Messinien).	<b>M<sub>3</sub><sup>2</sup></b> : Argiles sableuses et argiles à tripolis.
<b>PMK</b> (Kef formation)	<sup>1</sup> <b>M<sub>3</sub><sup>1</sup></b> Miocène supérieur (Tortonien).	<sup>1</sup> <b>M<sub>3</sub><sup>1</sup></b> : Calcaires à lithothamnium et grès à clypéastres.
<b>Mme</b> ( <i>Meroui stage</i> ) : Miocène moyen.	<sup>2</sup> <b>M<sub>3</sub><sup>1</sup></b> Miocène supérieur (Tortonien).	<sup>2</sup> <b>M<sub>3</sub><sup>1</sup></b> : Marnes bleues.
<b>Mr</b> ( <i>Ramla, basal member of Meroui</i> ) : Miocène inférieur.	<b>M<sub>2,3</sub></b> Miocène moyen (Helvétien).	<b>M<sub>2,3</sub></b> : argiles, marnes et grès.
<b>Mc</b> ( <i>cartennian undifferentiated</i> ) : Miocène inférieur	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> Miocène inférieur (Burdigalien).	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> : Alternance : Marnes-grès et conglomérats.
<b>Mca</b> ( <i>cartennian, Anasseur memeber</i> ) : Miocène inférieur	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> Miocène inférieur (Burdigalien).	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> : Marnes

Suite :

Selon R .V. Anderson (1936)	Selon les travaux de l'ANRH	Lithologie des formations géologiques
<b>Mes</b> ( <i>cartennian, sarhli memeber</i> ) : Miocène inférieur	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> Miocène inférieur (Burdigalien).	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> : Grès et poudingues
<b>Mcu</b> ( <i>cartennian, middle and upper</i> ): Miocène inférieur	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> Miocène inférieur (Burdigalien).	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> : Marnes
<b>Mcl</b> ( <i>Cartennian, lower division</i> ) : Miocène inférieur	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> Miocène inférieur (Burdigalien).	<b>M<sub>1</sub><sup>2</sup></b> : Grès et conglomérats.
<b>KE</b> ( <i>Mainly Cretaceous and Eocene</i> ): Pré Miocène	<b>OI</b> Oligocène  <b>K<sub>2</sub><sup>3-6</sup></b> Crétacé supérieur (Coniacien-Maestrichtien) <b>K<sub>1</sub><sup>6</sup></b> Crétacé inférieur (Albien) <b>K<sub>1</sub><sup>5</sup></b> Crétacé inférieur (Aptien)	<b>OI</b> : Série des argiles à la base et grès au sommet. <b>K<sub>2</sub><sup>3-6</sup></b> : Marnes grises et calcaires lites au sommet. <b>K<sub>1</sub><sup>6</sup></b> : Schistes et quartzites. <b>K<sub>1</sub><sup>5</sup></b> : Marnes, schistes et calcaires.

Identification hydrogéologique des formations géologiques en termes de lit de confinement.

Aquifère	Aquitard	Aquiclude	Aquifuge
Sable+gravies Grès Calcaire Dolomies Flux de basalte Roches plutonique	Silt Argiles sableuse Sable argileuse Silts fluviatiles et fluvioglaciaire Les rocher sédimentaire avec peu de fractures Roches cristallines peu fracturée	Argiles Schistes argileuse	Roche dures non fracturée Roches massive intact