

*République Algérienne Démocratique et Populaire*  
*Ministère de L'Enseignement Supérieur*  
*et de la Recherche Scientifique*  
**Université Mentouri Constantine**  
**Faculté des Sciences de la Terre,**  
**de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire**  
**Département des Sciences de la Terre**

*Mémoire présenté pour l'obtention du diplôme*  
*de Doctorat d'Etat en géologie*

## *Thème*

*Hydrogéologie des domaines de transition*  
*entre l'Atlas saharien et la plateforme*  
*saharienne à l'Est de l'Algerie*

*Présenté par*  
**Chabour Nabil**

Année universitaire : 2006

# Sommaire

	Page
I. Introduction	9
II. Situation et caractéristiques physiques	11
1. Situation géographique	11
2. Aperçu géomorphologique	11
2.1. Région d'El Outaya	12
2.2. Bordure Nord du Plateau saharien. Limite entre la plate-forme saharienne et l'Atlas saharien	12
2.3. Piémont et plate-forme saharienne	14
III. Eau de surface	
1. Introduction	15
2. Réseau hydrographique	15
2.1. Bassin versant de l'Oued Djedi	15
2.2. Bassin versant des Aurès	17
3. Les écoulements	19
4. Etude quantitative	19
IV. Climatologie	
1. Introduction	21
2. Les conditions climatiques de la région	22
3. Les précipitations	24
4. Les températures	27
5. Les régimes thermiques	29
6. Evaporation ou déficit d'écoulement	30
7. Infiltration	31
8. Conclusion	32
V. Géologie	
1. Généralités	33
2. Principales unités structurales	33
2.1. Le Nord de l'Algérie	33

2.2. La plate-forme saharienne	35
3. Aperçu tectonique	35
3.1. Atlas saharien	35
3.2. La plateforme- saharienne septentrionale	36
3.3. Notion d'accident sud atlasique	40
4. Descriptions lithostratigraphiques	41
4.1. Trias	41
4.2. Jurassique	42
4.3. Crétacé	42
4.3.1. Crétacé inférieur	42
4.3.2. Crétacé supérieur	45
4.4. Tertiaire	47
4.5. Quaternaire	49
5. Evolution paléogéographique	49
VI. Géophysique	
1. Introduction	50
2. Principe de la prospection par sondage électrique	51
3. Résultats et interprétations	52
3.1. Zone Sud-Est du Chott El Hodna (Sud de Barika)	54
3.2. Plaine d'El Outaya	54
3.3. Région de Tolga, Ouled Djella et Sidi Khaled	58
VII. Hydrogéologie	
1. Introduction	61
2. Aperçu sur l'hydrogéologie générale de l'Atlas saharien méridionale et la partie Sud-Ouest des Aurès	62
2.1. Région Sud-Est du Hodna	63
2.2. Région Sud-Ouest des Aurès	63
3. Aperçu sur l'hydrogéologie générale de la plate-forme saharienne	65
4. La nappe du Continental Intercalaire	66
4.1. Structure et géométrie du réservoir	66
4.2. Piézométrie	70
4.3. Alimentation	70
4.4. Caractéristiques hydrauliques	72
4.5. Exploitation	73

5. Le Complexe Terminal	73
5.1. Introduction	73
5.2. Structure et géométrie du Complexe Terminal	74
5.3. Piézométrie du Complexe Terminal au sens large	76
5.4. Nappes phréatiques	76
5.5. Nappe Mio-Pliocène	79
5.6. La nappe de l'Eocène moyen	80
5.7. Nappe des formations carbonatées du CT; nappes sénono-éocènes	84
5.7.1. introduction	84
5.7.2. Méthodes d'étude du système karstique	85
5.7.3. Le système karstique de la nappe sénono-éocène	92
5.7.3.1. Structure et géométrie du réservoir	92
5.7.3.2. Alimentation et recharge	94
5.7.3.3. Piézométrie	95
5.7.3.4. Les exutoires	98
5.7.3.5. caractéristiques hydrauliques	99
5.7.3.6. Répartition des zones productives	101
5.7.3.7. Relation fracturation- hydrologie (indication des plans de drainage à partir de la fracturation)	103
VIII. Géochimie	
1. Introduction	109
2. Origine et signification géochimique des éléments chimiques	109
3. Caractéristiques Physico-chimiques	110
4. Aperçu général des caractéristiques hydrochimiques	112
5. Analyse en composante principale des eaux des différentes nappes	115
6. Chimisme des aquifères profonds et hydrothermalisme	118
7. Nappe du CI	119
7.1. Les faciès chimiques et leurs évolutions	120
7.2. Indice de saturation	122
8. Nappe du CT	123
8.1. Evolution régionale de la minéralisation	123
8.2. Nappe alluvionnaire de l'inféro-flux	123
8.3. Nappe des calcaires	125
8.3.1. Minéralisation totale	125

	8.3.2. Etude statistique	125
	8.3.3. Les faciès chimiques	126
	8.3.4. Relation entre les paramètres chimiques et les sulfates	129
	8.3.5..Indice de saturation	130
	8.3.6. Apport de l'élément chimique Sr dans la définition de l'origine de la minéralisation	133
	8.3.7. Evolution des teneurs en éléments chimiques suivant une radiale	134
	8.3.8..Analyse en composantes principales de la nappe des Zibans	136
	8.3.9. ACP des eaux de la nappe des calcaires des Zibans et celles de la nappe des Aurès	140
IX	L'apport de la géochimie isotopique	143
	1. Introduction	143
	2. La nappe du Continental Intercalaire	145
	3. le Complexe Terminal et les nappes des Aurès et de l'Atlas saharien	147
X	Gestion et modélisation	149
	1.Gestion	149
	1.1. Introduction	149
	1.2. Evaluation des ressources	149
	1.3. Ressources renouvelables et non renouvelables	150
	2.Modèle	
	2.1. Introduction	154
	2.2. Objectif	155
	2.3. Description du modèle	155
	2.4. Dimension et extension du modèle	156
	2.5. Les conditions aux limites	157
	2.6. Les paramètres hydrauliques	158
	2.7. Exploitation	160
	2.8. Calage du modèle en régime permanent	161
	2.9. Interprétation des résultats du calage	162
	2.10. Sensibilité du modèle	164
	2.11. Bilan hydrique	164
	2.12. Simulations	165
	2.13. Conclusion	167

XI	Conclusion générale	168
	Bibliographie	171

## Liste des figures

II.1. Carte de situation de l'étude	13
III.1. Carte des sous bassins du Chott melghir	16
III.2. Carte du réseau hydrographique	18
III.3. Profil de l'oued Djedi	18
IV.1. Carte de répartition de la pluviométrie	23
IV.2. Variation interannuelle	28
IV.3. Moyenne mensuelle des pluies	28
IV.4. Températures mensuelles moyennes interannuelles	29
V.1. Carte géologique de l'Algérie	34
V.2. Esquisse géologique et tectonique	37
V.3. Coupe géologique du domaine atlasique et plateforme saharienne	39
V.4. Tracé de l'accident sud-atlasique	41
V.5. Stratigraphie post-jurassique des Chotts et des Aurès	43
V.6. Logs stratigraphiques des Aurès et de la plateforme saharienne	44
V.7. Schéma paléogéographique du Crétacé inférieur	46
V.8. Schéma paléogéographique du Cénomaniens et du Turonien	46
V.9. Schéma paléogéographique du Sénonien	48
V.10. Schéma paléogéographique de l'Eocène	48
VI. Coupes géoélectriques dans la plaine d'El Outaya	56
VI. Carte du substratum	57
VI. Coupes géoélectriques dans la région de Tolga	59
VII.1. Coupe hydrogéologique schématiques des différents domaines	64
VII.2. Situation générale des aquifères du Sahara septentrional	67
VII.3. Tableau récapitulatif des unités géologiques et hydrogéologiques	68
VII.4. Carte géologique du CI et du CT	69
VII.5. Carte piézométrique du CI	71
VII.6. Carte des épaisseurs du CI	75
VII.7. Carte du toit du CT	75
VII.8. Carte piézométrique de référence du CT	77
VII.9. Carte piézométrique de la nappe du Mio-Pliocène	81
VII.9b. Structure pseudokarstique dans les évaporites	84

VII.10. Schéma et fonctionnement général du karst	88
VII.11. l'aquifère karstique	89
VII.12. Types de système karstique d'après leur impluvium	90
VII.13. Représentation schématique du fonctionnement de l'épikarst	91
VII.14. Différentes configuration du système de drainage	92
VII. 15. Carte hydrogéologique de Biskra	96
VII.16. Carte piézométrique de la nappe des calcaires	98
VII.17. Schéma de circulation karstique et répartition des zones de production	102
VII.18. Diagramme de direction des fractures	106
VIII.1a. Carte de situation	113
VIII.1b. Evolution spatiale des résidus secs	114
VIII.2a. Espace des variables	116
VIII.2b. Espace des individus	117
VIII.3. Carte de salinité des eaux du CI	119
VIII.4. Diagramme de Piper	121
VIII.5. Diagramme Shoeller –Berkaloff	121
VIII.6. Diagramme de Piper de la nappe des calcaires	127
VIII.7. Diagramme Shoeller-Berkaloff	128
VIII.8. Relation éléments chimiques – SO <sub>4</sub>	131
VIII.9. Evolution des teneurs suivant une radiale	135
VIII.10. Plan F1-F2 des variables	139
VIII.11. Plan F1-F2 des individus	139
IX.1. Relation O18/Deutérium dans les eaux naturelles	144
IX.2. Corrélation entre les teneurs en O18 et Deutérium des précipitations	146
IX.3. Age des eaux du CI	147
X.1. Limite du modèle et carte du toit et du substratum	158
X.2. Carte de répartition des perméabilités	159
X.3. Carte de situation des forages d'exploitation et d'observation	161
X.4. Carte piézométrique calculée et mesurée	163
X.5. Courbes de rabattement (scénario 1)	166
X.6. Courbes de rabattement (scénario 3)	166

## Liste des tableaux

Tab.IV.1.Fréquence des vents à la station de Biskra	24
Tab.IV.2. Vitesse moyenne des eaux	24
Tab. IV.3. Moyenne annuelle des précipitations	26
Tab.IV.4. Valeurs de l'ETP et l'ETR	30
Tab.VII.1. Constante de dissociation	87
Tab.VIII.1. Evolution spatiale des résidus secs	114
Tab.VIII.2. Indices de saturation	122
Tab.VIII.3 Statistiques des données	124
Tab. VIII.4. Variation des concentrations	126
Tab.VIII.5. Indice de saturation et rapports caractéristiques	132
Tab. VIII.6. Matrice des corrélations	137
Tab. VIII.7 Valeurs propres	138
Tab.VIII.8.Corrélations des variables et des facteurs	138
Tab. IX.1 Données isotopiques à la stations d'Ouled Djellal	146
Tab.X.1.Débits d'exploitation	160
Tab. X.2. Bilan hydrique calculé	165

## I. INTRODUCTION

Le développement des ressources en eaux est l'un des problèmes les plus cruciaux à résoudre en zone aride et semi aride. Ces zones qui recèlent, parfois d'immenses réservoirs, sont constituées d'une série d'aquifères d'âge et de nature lithologique différentes. Ces nappes appartiennent à des systèmes aquifères régionaux d'une grande extension (nappes du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal). Cependant les secteurs situés à la limite du bassin sont difficilement abordables par des études classiques, du fait de la complexité structurale et tectonique des formations. Le passage du domaine atlasique au domaine saharien se faisant, brusquement à travers une limite tectonique matérialisée par la flexure sud atlasique, a créé une forte hétérogénéité entre les différents aquifères qui se présentent sous forme d'un système constitué par une succession d'aquifères différents plus ou moins interconnectés. L'écoulement se fait en relais depuis les monts des Aurès et la partie septentrionale de l'Atlas saharien.

L'utilisation des données piézométriques, hydrochimiques et des pompages d'essai est rendu difficile, en raison des données et de la complexité de ces systèmes. Les potentialités en eau d'un aquifère donné sont liées aux caractéristiques hydrogéologiques, hydroclimatologiques et hydrodynamiques qui régissent le mode d'alimentation et le taux de renouvellement des eaux.

A cet effet et essentiellement pour les nappes souterraines en zones arides et semi-arides, la connaissance exacte des potentialités réelles et leur renouvellement est très important pour la planification des quantités à mobiliser pour les besoins socio-économiques.

La région étudiée se situe dans une aire semi aride dépendant exclusivement des ressources en eaux souterraines. Les objectifs consistent à définir la dynamique de l'écoulement régional et de donner les estimations qualitatives et quantitatives des paramètres hydrodynamiques des ressources disponibles en eau souterraines. La méthode adaptée dans ce genre d'étude fait appel, tout d'abord, aux études classiques à savoir :

- les études hydroclimatologiques : influence des cycles pluviométriques, de l'évapotranspiration et des écoulements superficiels.

- les études géologiques et géophysiques : géologie des formations aquifères et leurs caractéristiques structurales, morphologiques et pétrographiques. La géophysique apportera un plus dans les données de la paléostructure et la géométrie des réservoirs.

- Les études hydrogéologiques proprement dites : l'évaluation des paramètres hydrodynamiques et hydrochimiques permettant de dresser le bilan hydrique.

Outre les techniques classiques de prospection hydrogéologique, on utilisera celles de la géochimie isotopique pour, notamment, la connaissance des aires de recharge, datation, circulation, transfert, âge des eaux et le taux de renouvellement.

Dans le chapitre hydrogéologie, les ensembles aquifères sont abordés séparément. Pour le système du Continental Intercalaire nous nous intéresseront spécialement au secteur compris entre Sidi Khaled et Biskra. La plupart des données à partir des forages sont concentrés dans cette région. Les résultats de ces forages nous permettent de connaître : la nature et la géométrie du réservoir, la qualité et l'évolution chimique des eaux. L'autre réservoir important est l'aquifère carbonaté du Complexe Terminal. Dans ce chapitre, une première partie est consacrée au karst. Elle définit les méthodes d'étude du système karstique : définition, genèse, structure et fonctionnement. La deuxième partie est consacrée à l'étude de la nappe sénono-éocène de la région.

Un dernier chapitre sera consacré à la gestion et modélisation de la nappe karstique du secteur Tolga- Doucen afin de vérifier les caractéristiques de l'aquifère, d'évaluer les apports et de prévoir l'évolution des réserves en fonction de l'exploitation.

## II. Situation et Caractéristiques physiques

### II.1. Situation géographique :

Le bassin hydrologique du chott Melghir s'étend sur une superficie de 68750 km<sup>2</sup> et est situé à environ 300 km de la mer. Ce bassin qui se trouve aux confins septentrionaux du plateau saharien se situe dans la zone de transition entre le domaine atlasique et le domaine saharien (Fig. II.1)

La zone d'étude couvre au Nord, la limite Sud des Aurès, une partie de l'atlas saharien oriental et la région des Zibans. Ceci englobe les sous-bassins 9,10,11,12,13,14 et 15 du bassin hydrologique 06 du chott Melghir (Fig. II.2) . La zone d'étude couvre donc une partie de l'Atlas saharien oriental et une partie de la plate-forme saharienne.

L'Atlas saharien oriental forme une vaste chaîne d'orientation SW- NE qui s'allonge depuis la frontière marocaine à l'Ouest jusqu'au massif des Aurès-Némencha (Benazzouz, 2000). A sa terminaison orientale la chaîne subit un rétrécissement maximal avec une dislocation des massifs et extension des plaines (plaine d'El Outaya). Les monts du Zab représentent la terminaison orientale de l'Atlas saharien

Le secteur situé dans l'Atlas saharien est limité à l'Ouest et au Sud-Ouest par l'alignement des monts Metlili et Ahmar, au Nord par la terminaison des massifs des Aurès et au Sud par les derniers chaînons de l'Atlas saharien qui marquent l'accident Sud atlasique. Le secteur situé au niveau du bas Sahara est limité au Nord par l'accident Sud atlasique, à l'Est par le Chott Melghir, à l'Ouest par la continuité des chaînes atlasiques orientées NE-SW (djebel Hamara) et au Sud par le tracé de l'oued Djedi.

### II.2. Aperçu géomorphologique

L'évolution géologique a imposé le modelé d'ensemble où les reliefs sont constitués de séries crétacées plissées alors que les séries tertiaires moins plissées ont été plus arasées et ennoyées sous les dépôts récents. La limite Atlas saharien – plaine saharienne est matérialisée par les derniers monts qui dominent le plateau saharien.

Du point de vue topographique, on distingue du nord au sud :

- les chaînons atlasiques dont l'altitude varie entre 1500 et 1700 m.

- un piémont présentant un glacis quaternaire et descendant des chaînons atlasiques, en une pente douce, vers la plaine saharienne, laquelle présente à Ouled Djellal des altitudes d'environ 200 m.

### II.2.1. Région d'El Outaya

La plaine d'El Outaya est un glacis en pente douce se situant au pied de l'Aurès à des altitudes qui varient entre 250 et 180 mètres. Des thalwegs sillonnent la plaine en creusant des ravins atteignant jusqu'à 3 mètres de profondeur, mettant à nu la nappe de gravier.

Le réseau hydrographique est constitué essentiellement de l'oued Biskra à l'Est et l'oued Selsou à l'Ouest. L'oued Biskra est alimenté par des pluies exceptionnelles et les affluents issus des massifs des Aurès. En revanche l'oued salsou présente un écoulement du type endoreïque.

### II.2.2. Bordure nord du plateau saharien (limite entre la plate-forme saharienne et l'Atlas saharien)

Les reliefs les plus méridionaux dominent la vaste dépression des Chotts Melghir. Cette bordure est formée par une chaîne continue dans laquelle on peut cependant faire un certain nombre de division. On trouve en effet d'Est en Ouest :

- le dôme de Biskra qui comprend un noyau de Crétacé inférieur (Aptien) recouvert, tant au djebel Bourezal qu'au djebel Delouat par l'Albien et le Cénomaniens. Le Sénonien n'apparaît que dans la partie Ouest. Sur le versant saharien, les couches plongent d'une manière générale au Sud, mais elles sont fortement plissées, redressées souvent à la verticale.
- le dôme du djebel Oum el Heubel, dont le noyau est cénomaniens et dont le Sénonien bien développé occupe tous les chaînons méridionaux, djebel Oum Djenid, djebel Guerne Saida, djebel Gouara et djebel Aroussine.
- Le dôme de Sadouri à noyau crétacé inférieur montrant dans cette zone à la faveur d'une faille, les formations du Barrémien.
- Le dôme du djebel Kahila dont le sommet atteint 796 mètres et dont le noyau est sénonien.

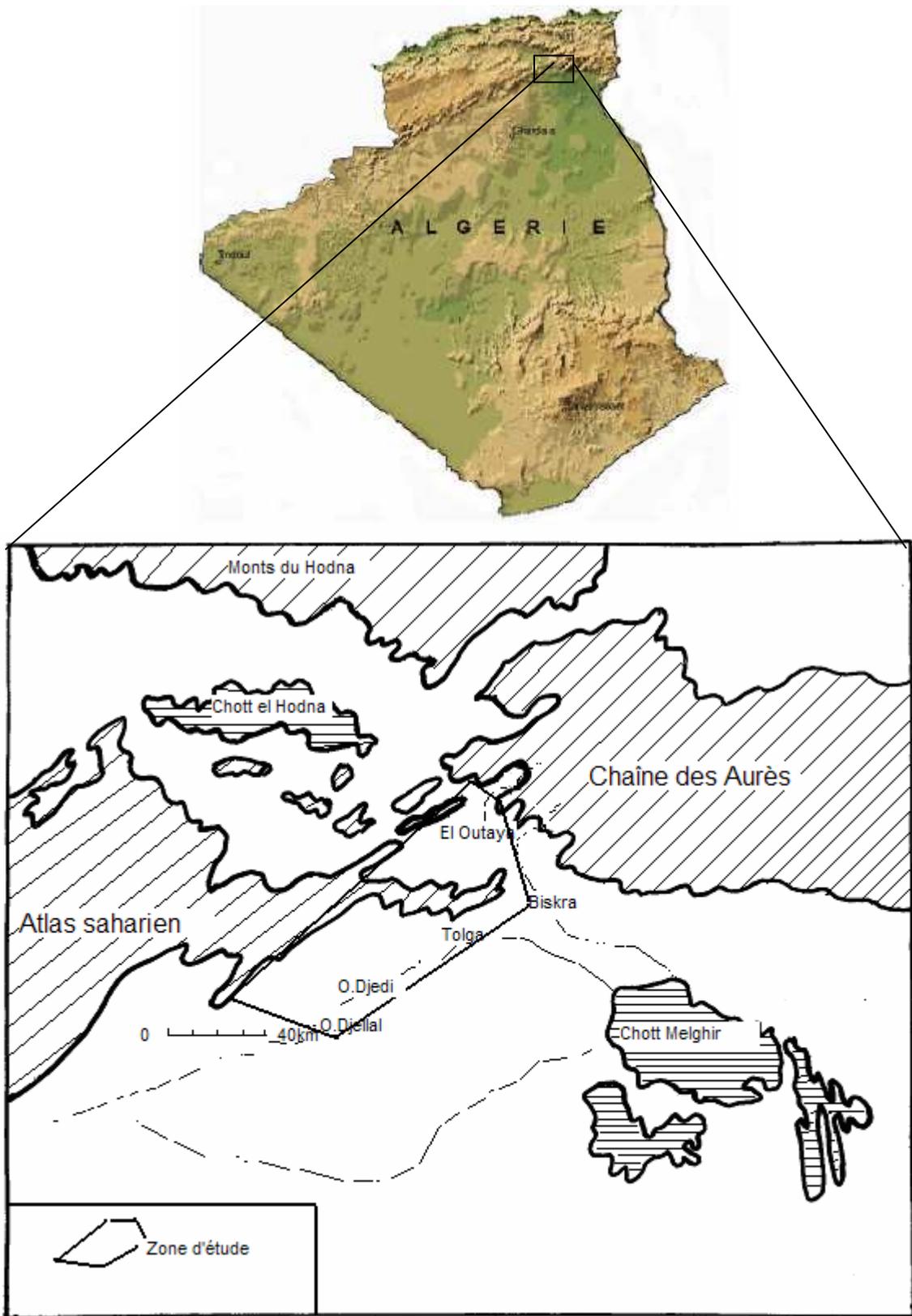


Fig. II.1. Carte de situation de l'étude

Tous ces dômes sont séparés par des dépressions profondes dont la direction est toujours orientée NE-SW.

### II.2.3. Piémont et plateforme saharienne

Si la région d'Ouled Djellal présente une morphologie propre au plateau saharien, il reste cependant qu'en profondeur la structure plissée de l'Atlas saharien se fait sentir. Il s'agit en effet d'une zone de transition entre un domaine d'aspect tectoniquement calme et une zone plissée à relief dominant qui forme une barrière ou une bordure d'âge essentiellement créacé.

Le chott est la zone basse ( d'épandage ) vers laquelle convergent les eaux. En dehors des saisons pluvieuses, le chott constitue une immense sebkha salée, complètement desséchée. La plaine est une zone de transition entre le piémont des chaînes atlasiques et le Chott. Les dépôts grossiers sont à localiser au pied des montagnes et passent à des dépôts fins argilo-sableux vers l'aval. La plaine est découpée par le réseau hydrographique de l'oued Djedi et ses affluents. Le Chott Melghir constitue le collecteur des eaux superficielles.

### III. Eaux de surface

#### III.1.Introduction

Dans les régions arides et semi-arides, les précipitations, étant caractérisées par de fortes irrégularités, ont généralement des effets dévastateurs et néfastes à travers les crues des cours d'eau. Ces oueds qui ne présentent pas d'écoulement pérennes sont, en fait, la principale origine de l'alimentation des aquifères, notamment les nappes de l'inféro-flux.

Le régime pluviométrique des cours d'eau est fonction du régime de la pluviométrie. Ces cours d'eau se caractérisent par un régime torrentiel et se manifestent dans de courtes durées. Les apports sont très variables d'une année à l'autre.

Une partie importante de l'eau de ces cours d'eau est évaporée et le reste alimente les aquifères souterrains. Ces écoulements qui sont diffus sur les flancs des reliefs deviennent concentrés au niveau des oueds. Les eaux précipitées sur les hauteurs septentrionales (Atlas saharien, Aurés) sont acheminées vers les zones basses (chott).

La vitesse d'écoulement des eaux et la vitesse de propagation des crues sont, essentiellement, en relation avec la pente hydrographique. L'étude du profil en long des cours d'eau nous renseigne sur leurs effets dévastateurs et le mode d'alimentation des aquifères.

#### III.2. Réseau hydrographique :

##### III.2. 1. Bassin versant de l'oued Djedi

Le bassin versant de l'oued Djedi couvre une superficie de 24200 Km<sup>2</sup>. C'est le cours d'eau le plus important du bassin versant (Fig.II.3). Il traverse toute la région située à l'ouest du méridien de Biskra et se jette dans le Chott Melghir. Il est orienté Ouest – Est, mais au cours de son trajet, il subit des déviations locales et c'est ainsi qu'au niveau de Sidi Khaled il bifurque au Nord pour ne reprendre sa direction initiale qu'au niveau de Lioua. L'oued Djedi peut être considéré comme le collecteur de la vaste gouttière qui s'étend sur plus de 500 km au pied de l'Atlas saharien (Dubieff, 1953). Elle est assez fortement inclinée (2 pour mille) vers L'ENE. (Fig. II.4), partant de Rass Echaab, à 969 mètres d'altitude, au chott Melghir, à

une vingtaine de mètres au dessus du niveau de la mer. L'origine de l'Oued Djedi se situe à la confluence des deux oueds : M'zi et Messad. Sur son passage, il reçoit plusieurs oueds

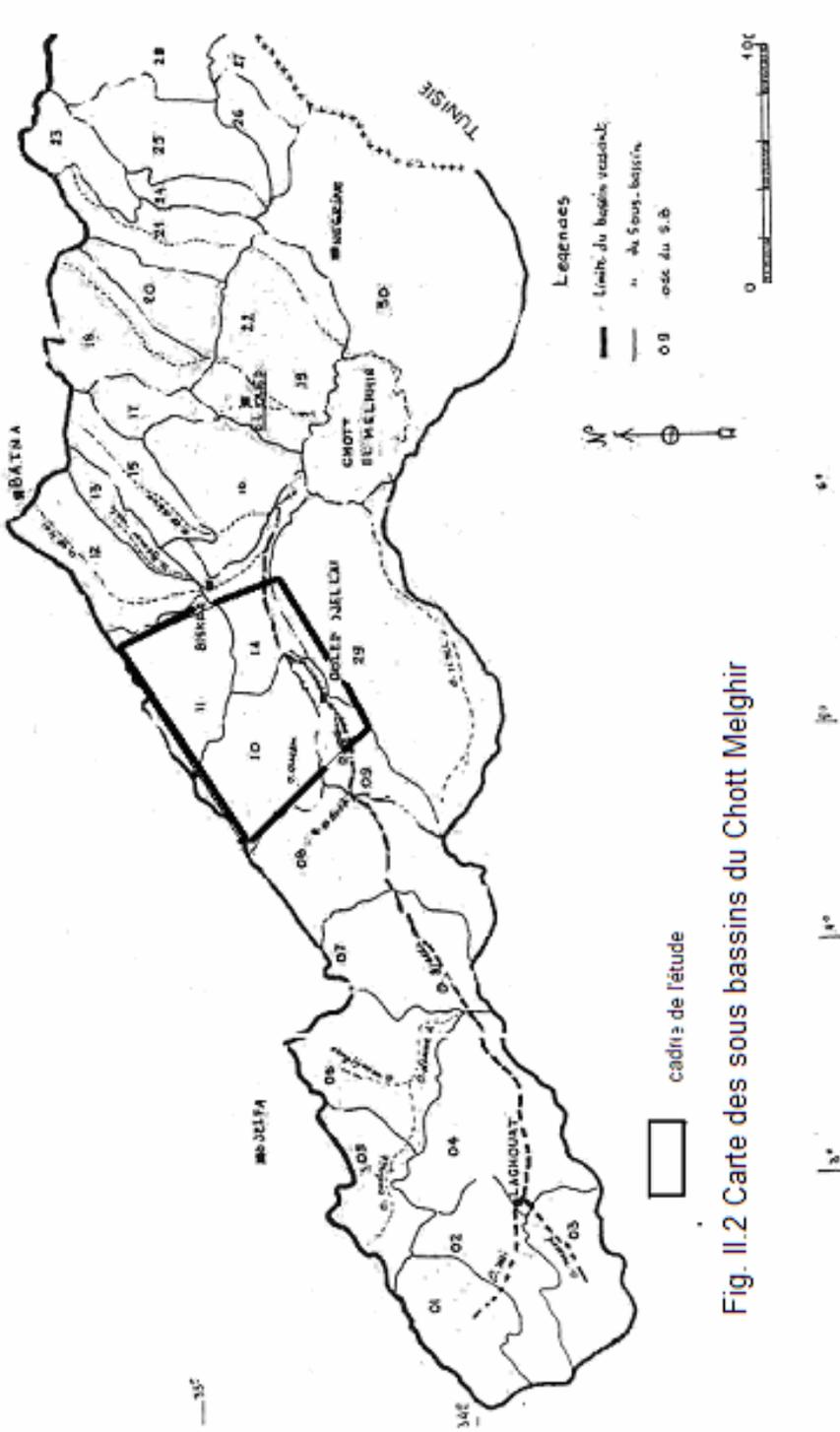


Fig. II.2 Carte des sous bassins du Chott Melghir

provenant du flanc sud de l'Atlas saharien. Les crues les plus fortes arrivent jusqu'au Chott, les autres sont ralenties et s'évaporent ou s'infiltrent dans les plaines et les oasis. Les principaux affluents sont pour la partie occidentale :

- l'oued M'zi qui prend naissance à une altitude de 1400 m.
- l'oued Messad qui prend naissance à une altitude de 1000 m.
- l'oued Merguel et l'oued Moudjbara qui prennent naissance à une altitude d'environ 1400 mètres et se rejoignent pour former l'oued Demmed.

Plus à l'Est les affluents deviennent moins importants, leurs origines étant à une altitude bien moins élevée et leurs bassins beaucoup plus restreints :

- l'Oued Kharsa dont le réseau prend naissance dans les monts du Zab recoupe les massifs de Groun El Kebch et Hamara. Il est relayé dans la plaine par l'oued Doucen qui rejoint à son tour l'oued Djedi au sud de Lioua.

### III.2.2. Bassin versant des Aurès

#### III.2.2.1. Oued Biskra

Plus à l'Est l'oued le plus important après l'oued Djedi est sans conteste, l'oued Biskra. Son bassin versant couvre une superficie de 2947 Km<sup>2</sup>. Il collecte des affluents issus des massifs des Aurès, notamment, oued Branis et oued El Hai. Il prend sa source dans les massifs des Aurès à une altitude qui dépasse les 2000 m. L'oued Biskra possède, localement, un écoulement pérenne soutenu par les apports des sources qui sourdent à l'amont et les pompages. Il traverse la ville de Biskra pour se déverser dans le Chott Merghir . Il alimentait autrefois l'oasis de Biskra grâce aux crues relativement fréquentes en hiver (Nesson, 1978).

#### III.2.2.2. L'oued El Abiod :

Il est équipé d'un barrage au niveau de Foum El Gherza. Il prend sa source à une altitude de 1900 m et se jette dans le Chott Melghir. Il couvre une superficie de 1200 Km<sup>2</sup>.

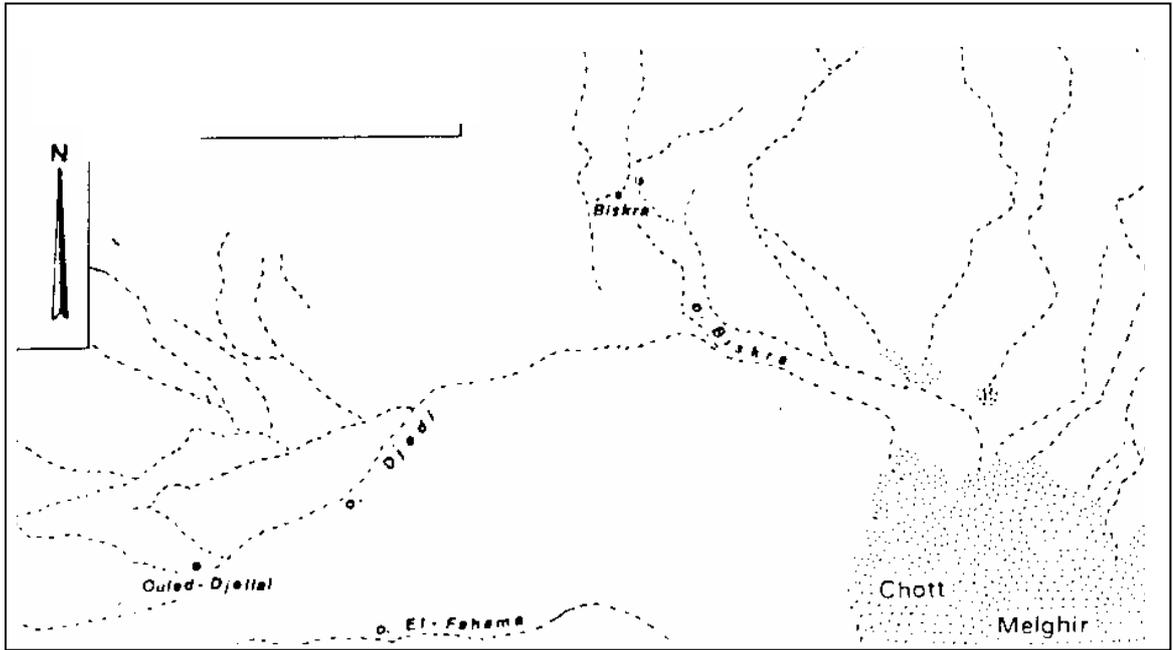


Fig. III.3. Carte du réseau hydrographique

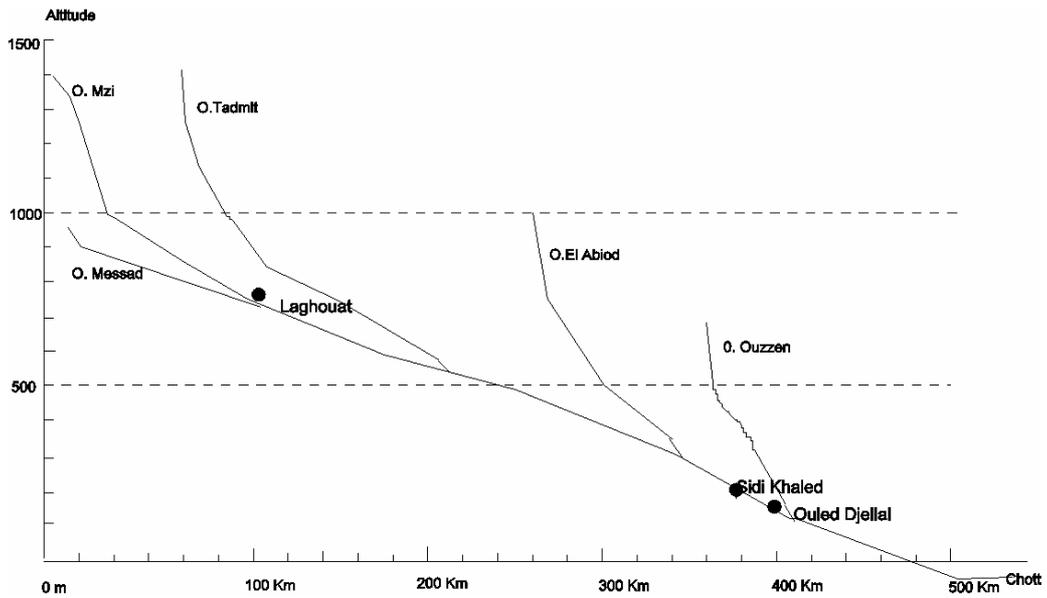


Figure III.4. Profil de l'Oued Djeddi

### III.3. Les écoulements :

L'oued Djeddi a un écoulement temporaire, il ne présente un écoulement superficiel que pendant quelques jours par an, à la suite de crues. Les mesures de débits de l'oued Djedi sont effectuées au niveau de la seule station de M'lili équipée d'un limnigraphe.

Les précipitations étant très faibles et mal réparties, il reste que ce sont les crues locales ou régionales qui sont la cause principale de l'alimentation des nappes superficielles. Les seuls cours d'eau qui provoquent un écoulement notable sont ceux de la rive gauche qui descendent de l'Atlas saharien. La puissance des crues diminue d'amont en aval. Ainsi la puissance des crues des affluents des cours d'eau inférieurs peut parfois décroître, suffisamment, pour que celles-ci soient entièrement absorbées avant leur arrivée à l'oued Djedi.

D'une façon générale le nombre de crues diminue avec la distance à partir de la source. Cette diminution est accentuée pendant les mois chauds. En gros, elles passent de 20 par an après 62 Km. de parcours (Tadgemount) à 12 après 106 Km (Laghout), à 4 ou 5 après 372 Km (Ouled Djellal) et seulement 2 à 3 au niveau de Biskra. Les seules données complètes concernant les mesures des crues ont été réalisées entre 1946 et 1950. au niveau de l'oued Biskra le nombre de jours de crues est plus important, il est de 8.2 (Nesson, 1975). Ces nombres comprennent les origines locales et lointaines. Ainsi les crues locales sont de 1 à 2 par an au niveau d'Ouled Djellal.

On observe, ainsi, des crues qui se produisent en aval d'un point donné sans qu'il y ait une crue en amont. Ce cas est très fréquent en hiver ; ces crues sont alimentées, soit par des affluents inférieurs, soit par une résurgence d'une crue de l'inféoflux, au passage d'un seuil rocheux. Ce dernier cas s'observe au pied du djebel Bou Kahil, où après érosion et transport des dépôts récents de l'oued, l'eau circule sur un substratum calcaire et marneux. Ce phénomène s'observe aussi au niveau du djebel Milok où les eaux proviennent de la nappe d'inféro-flux après franchissement d'une barre calcaire du Turonien. A Ouled Djellal, la variation des nombres de crues présente deux maxima. L'un, le plus élevé au début du printemps, l'autre plus faible en automne.

### III.4. Etude quantitative :

Les méthodes utilisées pour déterminer les débits de pointe de crues centenaires sont surtout basés sur les analyses de crue observées. Il s'agit de déterminer le débit maximum des crues en se basant sur les données d'observation des stations hydrométriques qui se trouvent à proximité des sections étudiées.

Les périodes d'observation des stations sont trop courtes, en ce qui concerne l'étude faite à Ouled Djellal. Néanmoins les résultats sont pratiquement comparables à ceux des autres méthodes (méthodes synthétiques, abaques de Chaumont, méthodes de comparaison avec d'autres bassins versants...). Cette étude statistique se base sur les données s'étalant sur trois années.

Les débits maximum estimés pour une période de retour centennale sont de l'ordre de 4000 m<sup>3</sup>/s. Ces résultats tiennent compte de l'apport de certains confluent se trouvant à l'aval de Ouled Djellal avant la station de M'lili.

Peu de travaux existent en ce qui concerne les débits des écoulements des oueds dans cette région. Cependant quelques données sont recueillies au niveau de l' ANRH et concernent surtout les secteurs où ont été implantés des barrages.

a) Oued El Hai :

Les mesures sont réalisées à la station d'El Kantara, donnant pour l'oued El Hai un débit annuel moyen de 13 Mm<sup>3</sup> durant la période de 1950 à 1960. Ses crues ont un débit maximal de 94 Mm<sup>3</sup> (Nesson, 1975).

b) Oued El Abiod :

Les mesure sont réalisées à la station de M'Chouneche. Entre 1950 et 1960 le débit annuel moyen a été estimé à 22 Mm<sup>3</sup>.

Les oueds des Aurès acheminent, de ce fait, vers la région des Zibans des quantités d'eau très importantes.

## 5. Conclusion

le bassin versant de Chott Melghir couvre une superficie de 68750 Km<sup>2</sup> et un périmètre de 1724 Km. Il draine un important réseau hydrographique dont l'écoulement est activé le plus souvent, lors des crues. Les oueds les plus importants sont l'oued Djedi avec une longueur de 500 Km et l'oued Biskra qui draine les eaux des massifs aurésiens.

## IV. Climatologie

### IV.1. Introduction

L'établissement d'un bilan hydrique nécessaire pour estimer le taux de recharge d'un système hydraulique passe impérativement par la connaissance des facteurs climatiques tels que la pluie, l'évapotranspiration, l'écoulement et l'infiltration.

Les données climatiques traitant du climat en Algérie sont tirées principalement des travaux et des annuaires établis par :

- Seltzer (1946) : « le climat de l'Algérie ; données recueillies entre 1913 et 1938,
- Dubief (1959) : le climat du Sahara ; données de 1926-1950 et 1950-1963,
- Agence Nationale des Ressources Hydriques et l'Office National de la Météorologie 1990).

La plus grande partie des données hydroclimatiques disponibles, en nombre et suivant une chronique assez étalée sur le temps, a été enregistrée à la station de Biskra. D'autres stations prises en compte (El Outaya, Ouled Djellal) présentent des lacunes.

La région des Zibans, sur le plan météorologique, constitue une zone de transition entre plusieurs phénomènes climatiques, notamment, le passage du régime climatique méditerranéen au climat saharien caractérisé par des influences desséchantes qui règnent, pendant une partie de l'année, sur le Sahara septentrional.

Le relief caractérisé par les derniers chaînons de l'Atlas saharien et formant une barrière aux influences méditerranéennes accentue les contrastes climatiques entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne.

Dubief qui a mis en évidence les grands traits du climat saharien donne pour la région de Biskra et Ouled Djellal (Fig ; IV.1) des précipitations qui dépassent les 100 mm. Cette région relativement arrosée est une zone de transition traduisant le passage progressif entre les conditions climatiques de l'Atlas saharien et celles du Sahara.

Les aires climatiques semblent, donc se superposer sur les grands ensembles morphostructuraux. Ainsi, les derniers chaînons de l'Atlas saharien marquent la limite du climat aride.

## IV.2. Les conditions climatiques de la région

### IV.2. 1. Humidité relative

C'est le rapport entre la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air humide et la pression de saturation à la même température. Elle est exprimée en pourcentage. Les données recueillies (ANRH) entre 1970 et 1998, donnent une humidité relative moyenne mensuelle de l'ordre de 45 %.

Le minimum de l'humidité relative est atteint en juillet (28.4%) et correspond aux mois les plus chauds. Le maximum d'humidité relative est observé en décembre (59%), suivi du mois de janvier (58 %).

### IV.2. 2. Nébulosité

Elle indique en dixième la fraction du ciel couverte par les nuages, quelles que soit leur nature. On donne le chiffre 10 pour un ciel totalement couvert et le chiffre 0 pour un ciel totalement dégagé. Dans la région de Biskra, on observe que le mois d'août est le mois le plus faible en nébulosité et que le mois le plus nébuleux est le mois de mars.

### IV.2. 3. Les vents et le sirocco

Le vent est un des éléments les plus caractéristiques du climat. Il est caractérisé par sa vitesse et sa direction.

C'est à la station de Biskra que l'on peut recueillir les données les plus complètes concernant la fréquence des directions du vent au sol et les vitesses.

Les vents peuvent atteindre des pics de vitesse supérieure à 80 Km/h. et amènent l'humidité de l'Atlantique Nord. Cette région reste tributaire de la circulation des masses d'air propres à la méditerranée occidentale avec une ouverture des vents sahariens chauds. Les vents dominants soufflent du Nord-Ouest (32.08 %) avec un maximum secondaire de direction Nord (23.18 %) (tab. N° IV.1 ). Ces vents sont porteurs de pluie. En revanche pendant la saison sèche (été), période où les basses pressions sahariennes sont plus développées et où

les vents étésiens connaissent également leur maximum de fréquence, les vents ont une direction Sud et secondairement Sud-Ouest. Ces derniers sont, généralement, secs et chargés de poussières et se manifestent par des siroccos qui augmentent l'évaporation.

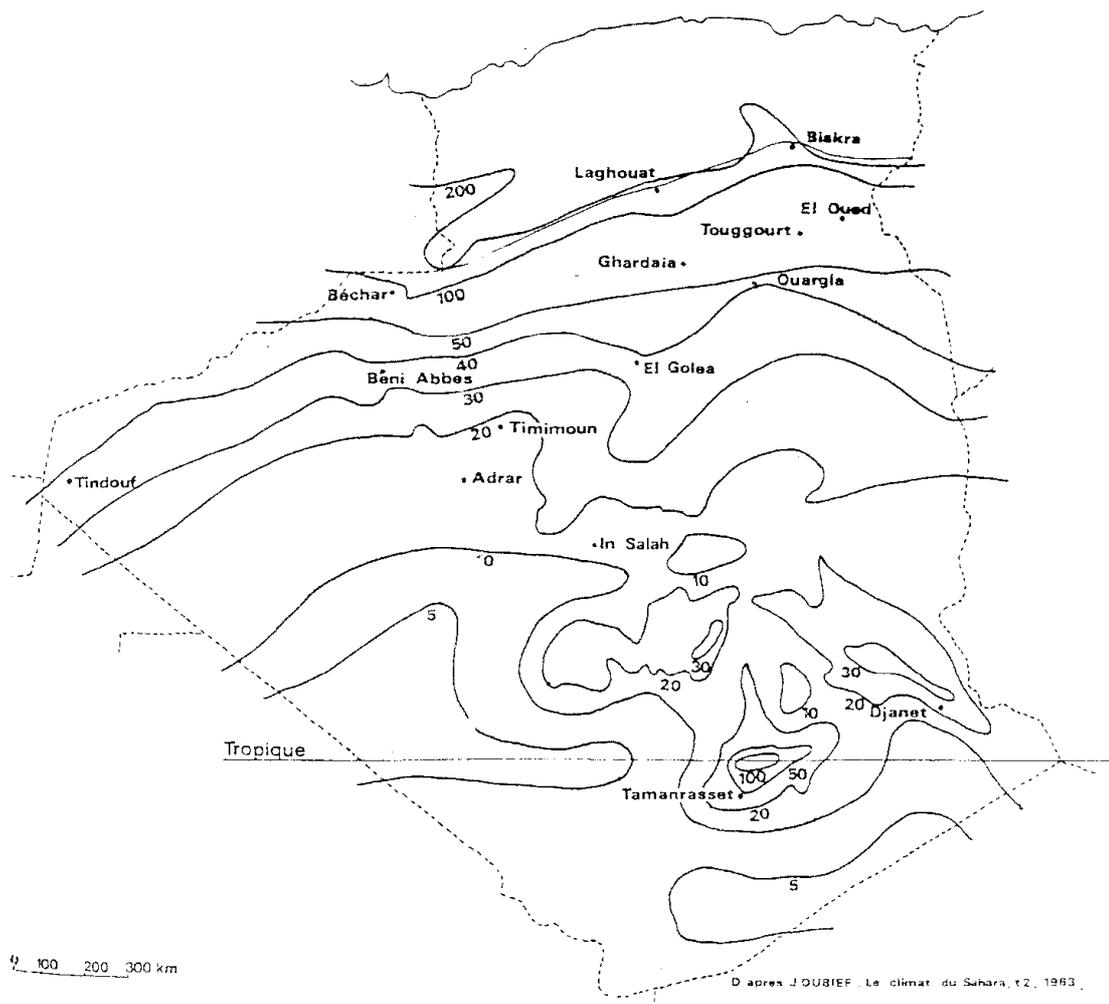


Figure IV.1. carte de répartition de la pluviométrie (Dubief)

Tableau N° IV.1 Fréquence du vent à la station de Biskra

Orientation	N	NE	NO	E	O	S	SE
%	23.18	15.03	32.08	09.16	09.12	11.12	02.95

Les vitesses moyennes mensuelles du vent au niveau de la station de Biskra montrent une répartition relativement régulière sur toute l'année comprise entre 3.50 et 4.82 m/s ce qui les classe dans la catégorie des vents modérés. Les valeurs les plus fortes s'observent au printemps atteignant des pics de 4.82 m/s au mois d'avril (Tab. N° IV.2 )

Tableau N° IV.2 Vitesse moyenne du vent (1967-1993)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Vmoy(m/s)	3.70	4.18	4.59	4.82	4.78	4.34	3.70	3.82	3.58	3.82	3.60	3.65

En période sèche c'est surtout le sirocco qui domine et dessèche l'atmosphère. C'est un vent sec et chaud, de direction Nord-Ouest et qui souffle du continent vers la méditerranée.

#### IV.3. Les précipitations :

Les différents systèmes perturbés entraînant des précipitations sur la région sont liées :

- au front polaire : fragment de l'ancien front polaire. Il sépare l'air polaire de l'air tropical et peut occuper toutes les positions en latitude entre le 30° et le 65° parallèle. Son orientation fonction de la position des centres d'action est très variable, Généralement SW-NE. Elle peut être NW-SE, W-E et même Nord-Sud. Les perturbations qui lui sont liées prennent leur maximum d'importance au printemps et à l'automne au cours des déplacements des zones de hautes pressions
- au front polaire dérivé : d'orientation NW-SE. Il apparaît chaque fois que les centres d'action atlantiques deviennent plus actifs que les centres européens. Fonctionnant en même temps que le front atlantique, il intéresse la partie orientale de l'Algérie

- au front méditerranéen : il apparaît lorsque les coulées d'air froid polaire viennent s'enfoncer sous l'air saharien déjà chaud. On observe alors la série des fronts qui se localisent sur les crêtes de l'Atlas, tout en se déplaçant d'Ouest en Est. Il en résulte en suite des précipitations orageuses qui se développent sous l'Atlas et dont la limite méridionale constitue une ligne passant par Beni Abbes et El Goléa
- au front des alizés : sépare l'alizé maritime de l'alizé saharien. Il se poursuit plus au Nord par le front atlantico-méditerranéen qui sépare l'air atlantique de l'air méditerranéen. Le front occupe une position méridienne sur la bordure orientale des hautes pressions atlantiques. On observe une série d'averses orageuses au niveau de l'Atlas saharien.

La carte des précipitations moyennes en Algérie réalisée par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H., 1990) donne la répartition spatiale des précipitations. Cette carte au 1/500 000 couvre une période s'étalant de 1922 à 1989. Les traits essentiels qui s'en dégagent montrent une évolution longitudinale avec une augmentation des précipitation d'Ouest en Est et une évolution latitudinale avec une diminution des précipitation du Nord (littoral) au Sud (Sahara). A cela s'ajoute une évolution locale due à l'influence de l'altitude et de l'orographie.

Le choix des stations d'El Outaya, Biskra et ouled Djellal a pour objectif de suivre l'évolution Nord-Sud du régime climatique. La période d'observation concernant les stations de Biskra et El Outaya s'étale de 1968/69 à 1989/90. Pour la station d'Ouled Djellal, nous n'avons pu avoir que les données relatives aux années comprise entre 1926 et 1950 établies par P.Selter.

#### IV.3.1. Moyennes annuelles

Les moyennes annuelles calculées au niveau des stations de Biskra, Ouled Djellal et El Outaya sont mentionnées sur le tableau N° IV.3. Conformément au schéma général, on observe une diminution de la pluviosité du Nord vers le Sud en ce qui concerne la plaine saharienne (entre Biskra et ouled Djellal). En revanche la moyenne annuelle est plus élevée à Biskra qu'à El Outaya située plus au Nord.

Station	Altitude	Longitude	latitude	Moy. Annuelle 1926-1950	Moy. Annuelle 1968 - 1990
Biskra	85 m	5°45'	34°47'	144.8 mm*	125 mm
El Outaya	282 m	5°44'	35°01'	-	119 mm
Ouled Djellal	196 m	5°40'	34°25'	118.3 mm*	-

\*Dubief (1959)

Tableau N° IV.3 Moyennes annuelles des précipitations

Le choix de deux période est guidé par le fait que la période récente comporte beaucoup de lacunes et qu' en plus, ceci peut nous renseigner sur les éventuels changements climatiques sur des périodes assez longues. Nous remarquons que pour la station de Biskra, la période 1926-1950 est relativement plus humide que celle de 1968 –1990.

Pour une même période (1969/90), les variations interannuelles sont, cependant, très importantes. L'évolution interannuelle des totaux moyens annuel (Fig. IV.2 ) montre que l'année la plus pluvieuse est 1969/70 avec une hauteur de 497 mm et l'année la moins pluvieuse est 1983/84 avec une hauteur de 38 mm.

#### IV.3. 2. Répartition moyenne mensuelle des précipitations

L'étude portera sur une période de vingt cinq années (1926 - 1950) pour les stations de Biskra et Ouled Djellal. La période s'étalant de 1968 à 1990 sera commune aux station de Biskra et El Outaya.

On constate que les valeurs des moyennes mensuelles sont faibles, elles sont cependant relativement élevées pour une zone aride si l'on considère que le désert est limité par l'isohyète 100 mm. Les histogrammes (fig. IV.3 et IV.4) montrent deux maximum correspondant aux mois les plus pluvieux :

- l'un correspondant aux pluies automnales : de septembre à décembre, avec une moyenne mensuelle maximale de 18.6 mm pour la station d'Ouled Djellal et de 22.5 mm pour Biskra.
- L'autre correspond aux pluies de printemps : de février à mai. Avec un maximum de 12.8 à la station d'Ouled Djellal et de 18.7 pour la station de Biskra.

A titre de comparaison, les données récentes (1968 –1990) montre un schéma général de répartition mensuelle des précipitation à peu près le même, dénotant, cependant un décalage du mois le plus pluvieux du mois de décembre au mois de Novembre.

#### IV.4. Températures

Le manque de station ne nous permet pas de bien traiter l'évolution spatiale de la température. Les différences de température dans cette région traduisent, essentiellement, les effets conjugués de la latitude et de l'altitude.

Les températures sont en étroite relation avec l'altitude, notamment, au niveau de l'Atlas saharien. Sur la plate-forme saharienne l'évolution de la température est essentiellement due à l'effet de la latitude.

Le gradient thermique moyen admis en Algérie (Seltzer 1948) est de 0.50 °C/100 m. Ce gradient est, cependant, plus élevé dans l'Atlas saharien oriental. Il est de 0.75 °C/100 m. (Nemouchi, 2001). Sary (1976) avait établi une carte des amplitudes annuelles (degré de continentalité), plaçant la région des Ziban dans un couloir orienté Nord-Sud, compris entre les iso-amplitudes supérieures à 22 °C. Les iso-amplitude supérieures à 20 °C marquent les débuts des climats continentaux et matérialisent le passage des climats à influence maritimes aux climats à influence continentale.

La moyenne des températures minimales du mois le plus froid est comprise entre 6 et 10°C dans les régions littorales (avec des minima au dessous de zéro), entre 4 et 6°C dans les régions semi- arides- Atlas saharien (avec des minima de -2°C) et peuvent atteindre les 5°C au Sahara.

La moyenne des températures maximales du mois le plus chaud varie avec la continentalité, de 26 à 32°C sur les régions littorales, de 33 à 38°C (avec des maxima de 46°C) dans l'Atlas saharien. Cette moyenne des températures maximale est supérieure à 40°C au Sahara avec des maxima de 52°C.

Les observations faites sur la période 1968-1990 (Fig. IV.5) montrent que les mois de juin, juillet et août sont les mois les plus chauds en général avec des moyennes maximales de l'ordre de 36 à 40 °C.

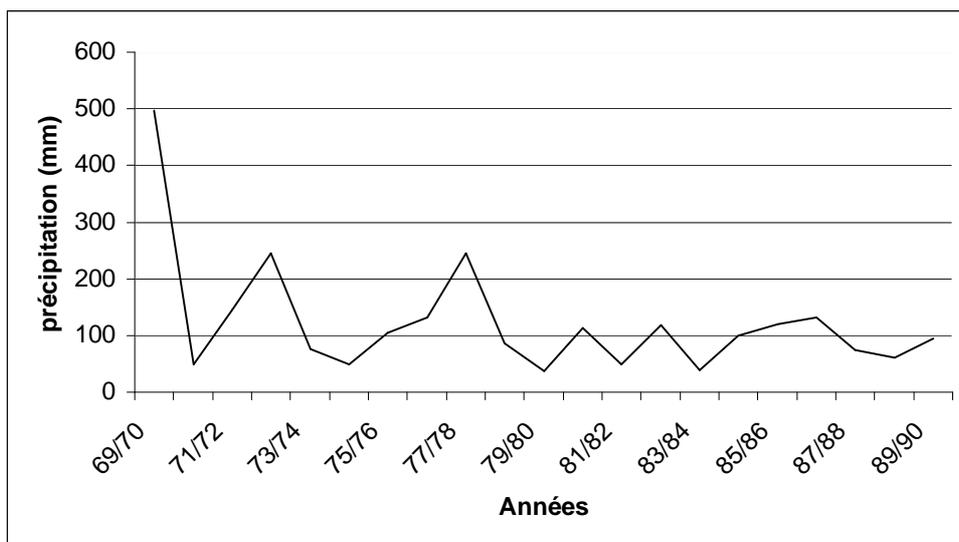


Fig. IV.2 Variation interannuelle (période 1969/70 – 1989/90)

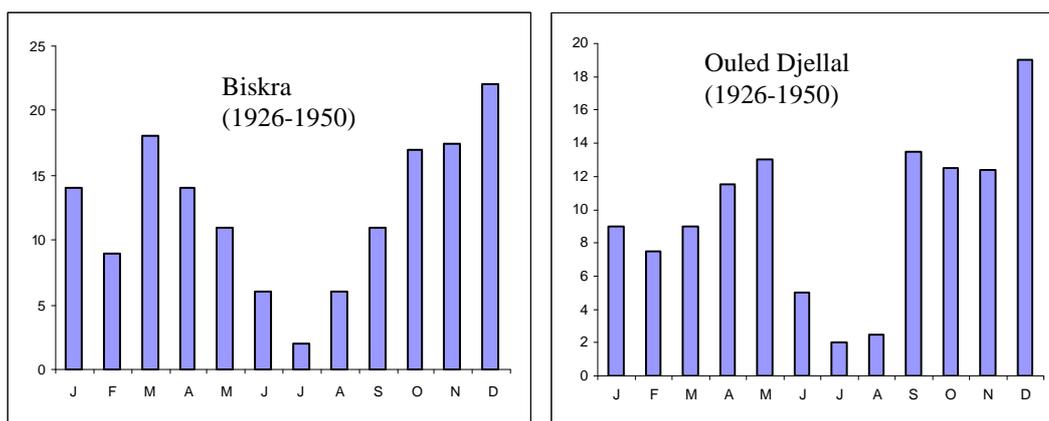


Fig. IV.3 Moyenne mensuelle des pluies (Dubief, 1959)

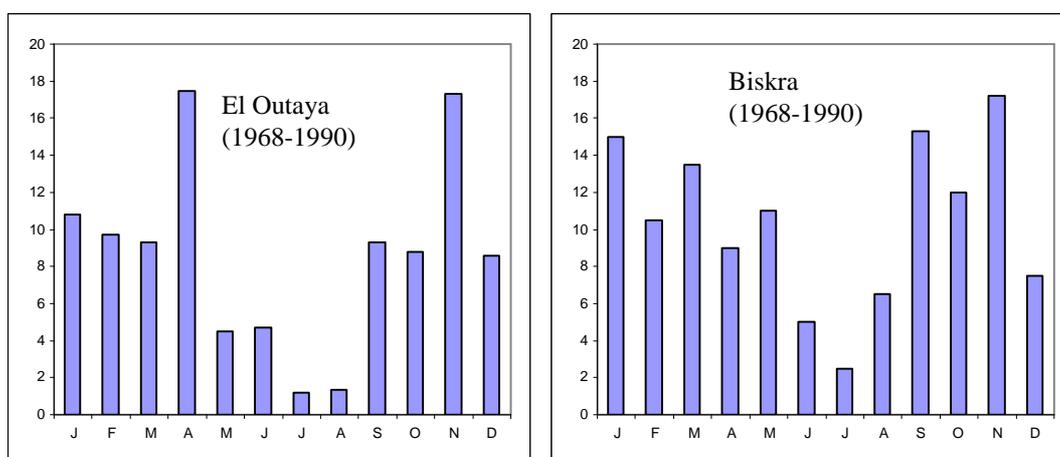


Fig. IV.4. Moyennes mensuelles des pluies (1968-1990)

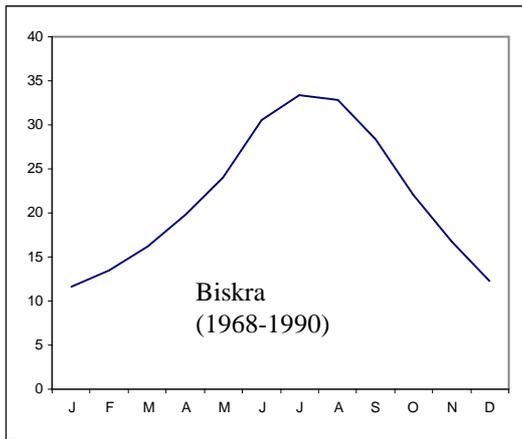


Fig. IV.5 Température mensuelles moyennes interannuelles

#### IV.5. Régimes thermiques

Les paramètres les plus souvent utilisés sont : les courbes ombrothermiques, l'indice climatique de De Martone, l'indice d'aridité d'Emberger, l'indice d'aridité de Penman.

La carte bioclimatique des zones arides et désertiques (Le Houerou, 1970) permet de localiser la zone d'étude qui se trouve située de part et d'autre de l'isohyète 100 (limitée au Nord par l'isohyète 200). La zone située dans l'Atlas saharien fait partie de l'étage aride inférieur avec un hiver doux. Alors que la zone du piémont saharien fait partie de l'étage saharien supérieur avec un hiver tempéré.

Se basant sur les limites des aires occupées par les différentes associations végétales, L. Emberger, définissait des indices d'aridité par la relation :

$$Q_r = 1000 P / [(M+m)/2 * (M-m)]$$

P : précipitations moyennes annuelles

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en degrés absolus

M : moyenne des minima du mois le plus froid en degrés absolus

Il intègre donc les pluies et les températures.

Pour l'ensemble de la région la valeur de  $Q_r$  est comprise entre 10 à Ouled Djellal) et 18 à El Outaya et la valeur de 16 pour la station de Biskra. La limite supérieure se situe donc

à la limite des climats arides et sahariens avec un hiver tempéré à chaud. L'indice d'aridité de Penman P/ETP situe la région dans la zone aride à hiver tempéré (Benazzouz, 2000).

#### IV.6. Evaporation ou déficit d'écoulement

Le bilan d'eau d'une région consiste à évaluer la répartition entre les différentes composantes du bilan hydrique : l'écoulement, l'infiltration et l'évaporation.

L'évaporation est définie comme étant la restitution de l'eau sous forme de vapeur de la surface terrestre à l'atmosphère. Cette notion englobe, aussi bien, la lame d'eau évaporée à partir du substratum terrestre que celle transpirée par les plantes. Il faut distinguer entre l'évaporation potentielle (E.T.P.) employée lorsque la surface évaporante est convenablement alimentée en eau et l'évaporation réelle (E.T.R.) qui tient compte de l'abondance de l'eau à la surface. L'E.T.R. est, par définition, inférieure ou égale à l'E.T.P.

L'application des méthodes empiriques de Thornthwait et Serra pour le calcul de l'E.T.P. dans les zones désertiques, donne des résultats hypothétiques qui seraient loin de la réalité (tableau IV.4). En effet, en regardant les conditions d'application de ces méthodes dans la plate-forme saharienne (région d'Ouled Djellal, Biskra), plusieurs facteurs ne sont pas pris en considération, en citant à titre d'exemple les écarts de température trop grands à Ouled Djellal. L'humidité de l'air n'est pas prise en considération (contraste entre le reg et la palmeraie). Les caractéristiques physiques et géométriques des bassins versants ne sont pas homogènes.

Stations	Période	E.T.P. (mm)		E.T.R. (mm)		
		Thornthwait	Serra	Turc	Wundt	Thornthwait
El Outaya	26 - 50	-	-	-	-	-
	68 - 90	1127.51	-	107.31	194	103
Biskra	26 - 50	-	-	152.8	-	139
	68 - 90	1121	1138	131.20	196	127.4
O. Djellal	26 - 50	-	-	123.2	-	101.7
	68 - 90	-	-	-	-	-

Tableau N° IV.4 valeurs de l'E.T.P. et l'E.T.R. obtenues par différentes méthodes.

Ces résultats soulignent bien l'importance des pertes d'eau par évaporation. Cependant il faut tenir compte des averses qui se produisent sur plusieurs heures et qui ne sont reprises que partiellement par l'évaporation. Ce sont des précipitations (intensité de 10 mm à 20 mm en 24 heures) qui participent à la réalimentation des nappes phréatiques de ces régions et qui jouent aussi un rôle important dans les phénomènes de dilution des sels précipités par évaporation sur les tranches de terre arables.

#### IV.7. Infiltration

L'eau qui échappe à l'évaporation et à l'écoulement superficiel pénètre dans le sous sol et rejoint les nappes souterraines. Seule une partie de ces eaux peut reconstituer les réserves des nappes. Il s'agit ici de l'infiltration efficace. Les calculs de l'infiltration vise donc à déterminer le taux de recharge des nappes.

En plus de l'approche par application de l'équation du bilan, on utilise les mesures directes et les mesures indirectes.

Les mesures directes consistent en général à mesurer les vitesses d'infiltration ou de percolation de l'eau à travers la zone non saturée ainsi que le traçage isotopique. De tels essais de mesures ont été réalisés dans la région de Benni Abbes (Yousfi, 1984). Ce dernier a utilisé l'évolution des teneurs en tritium suivant une verticale ainsi que l'estimation de la recharge à l'aide du bilan du chlore.

Les mesures directes n'ont pu être réalisées dans notre région d'étude et toute extrapolation reste hypothétique du fait des paramètres et des conditions qui régissent ce phénomène. En revanche les travaux de Dervieux (1956) sur les sables dunaires à Oued Souf montrent qu'à partir d'une profondeur de 50 cm, l'eau infiltrée échappe, pratiquement totalement, à l'évaporation et rejoint la nappe souterraine et que le déficit d'une nappe située à une profondeur de 1.70 m est relativement faible. Le traçage au tritium montre qu'une bonne partie de l'eau tritiée (eau de pluie) est capable d'échapper à l'évaporation (Yousfi, 1984). Les mesures indirectes consistent, essentiellement, en l'étude des fluctuations des niveaux piézométriques. Ces études concernent, de ce fait la zone saturée. Cette méthode est basée sur le principe qui fait que l'élévation du niveau piézométrique, pour une nappe libre, est due à l'infiltration des eaux atteignant la surface de la nappe. Le suivi des fluctuations doit être effectué en dehors des périodes de prélèvement d'eau à partir de la nappe.

Dans les calculs du bilan par modèle numérique (ERSS, 1983) et en ce qui concerne la

plateforme saharienne, la valeur retenue pour l'infiltration efficace est de 11%. Bien entendu celle-ci ne peut être retenue pour les régions situées dans l'Atlas saharien du fait de la forte hétérogénéité des sols.

Cette infiltration relativement faible peut être très importante lors des pluies exceptionnelles qui peuvent durer assez longtemps. Les pluies à forte intensité sont, de ce fait, à l'origine de la recharge des nappes. Après l'épisode pluvieux de 1969, les nappes souterraines de la région de Biskra ont subi une forte réalimentation provoquant, ainsi, l'écoulement au niveau de certaines sources tarées. En outre, l'infiltration est beaucoup plus élevée au niveau des cours d'eau qui reçoivent les eaux de crue, dans les dépressions et les zones d'épandage (Chott). Dans ce cas l'infiltration efficace peut atteindre les 20 %.

#### IV.8. Conclusion

le climat est du type de transition, variant du type méditerranéen à semi aride au Nord au type hyperaride au Sud. Il est caractérisé par une grande variabilité annuelle et inter-annuelle, avec de grandes périodes sèches. La pluviométrie qui régit le régime des eaux souterraines et superficielles, se caractérise par des précipitations irrégulières ayant lieu, généralement, entre octobre et avril. Ces précipitations se concentrent, souvent, durant quelques jours ou quelques heures. Les précipitations moyennes annuelles ne dépassent pas les 150 mm/an. Les températures sont assez élevées (moyennes maximales comprises entre 36 et 40 °C) et de ce fait les valeurs de l'évapotranspiration sont très importantes et dépassent la moyenne des précipitations.

## V. Géologie

### V.1. Généralités

Du fait que les limites des eaux souterraines dépassent de loin celles des eaux de pluie, que les unités aquifères existantes ont une très grande extension et débordent largement la zone étudiée, du fait aussi de l'hétérogénéité locale et de la spécificité de chaque nappe, il nous a paru préférable de présenter la géologie générale de la région et de donner par la suite en détail la géologie de chaque formation aquifère.

### V.2. Principales unités structurales :

L'Algérie comprend quatre grands ensembles structuraux :

- l'Atlas tellien, constitué de reliefs et de plaines littorales
- les hauts plateaux et les hautes plaines
- l'Atlas saharien formant une longue suite de reliefs orientés NE-SO
- la plate-forme saharienne.

Ces domaines sont divisés en deux unités tectoniques majeures séparés par la faille sud atlasique (Fig. V.1). Les trois premiers domaines portent l'empreinte de la tectonique alpine. C'est le domaine de la Berbérie (Busson, 1989) limité au sud par la flexure sud atlasique. C'est le domaine des séries plissées et charriées. La plate-forme saharienne, relativement stable, où la tectonique est moins prononcée, appartient au craton africain. elle est caractérisée, en général, par des régions plates.

#### V.2.1 Le Nord de l'Algérie

Le Nord de l'Algérie appartenant au domaine alpin est constitué de reliefs jeunes modelés au cours du Tertiaire. Ce domaine est délimité par les éléments suivants :

- au Sud, l'Atlas saharien est né d'un long sillon subsident compris entre les hauts plateaux et la plate-forme saharienne. Au Mésozoïque, ce sillon fut comblé par une puissante série sédimentaire (7000 à 9000m.). Durant le Tertiaire, une tectonique compressive réactive les structures extensives antérieures en failles et structures inverses aboutissant à la formation de cette chaîne montagneuse ;

- le Hodna est un bassin d'avant fosse dont la séquence de remplissage débute par des dépôts continentaux d'âge Eocène et Oligocène et se poursuit par un Miocène marin ;

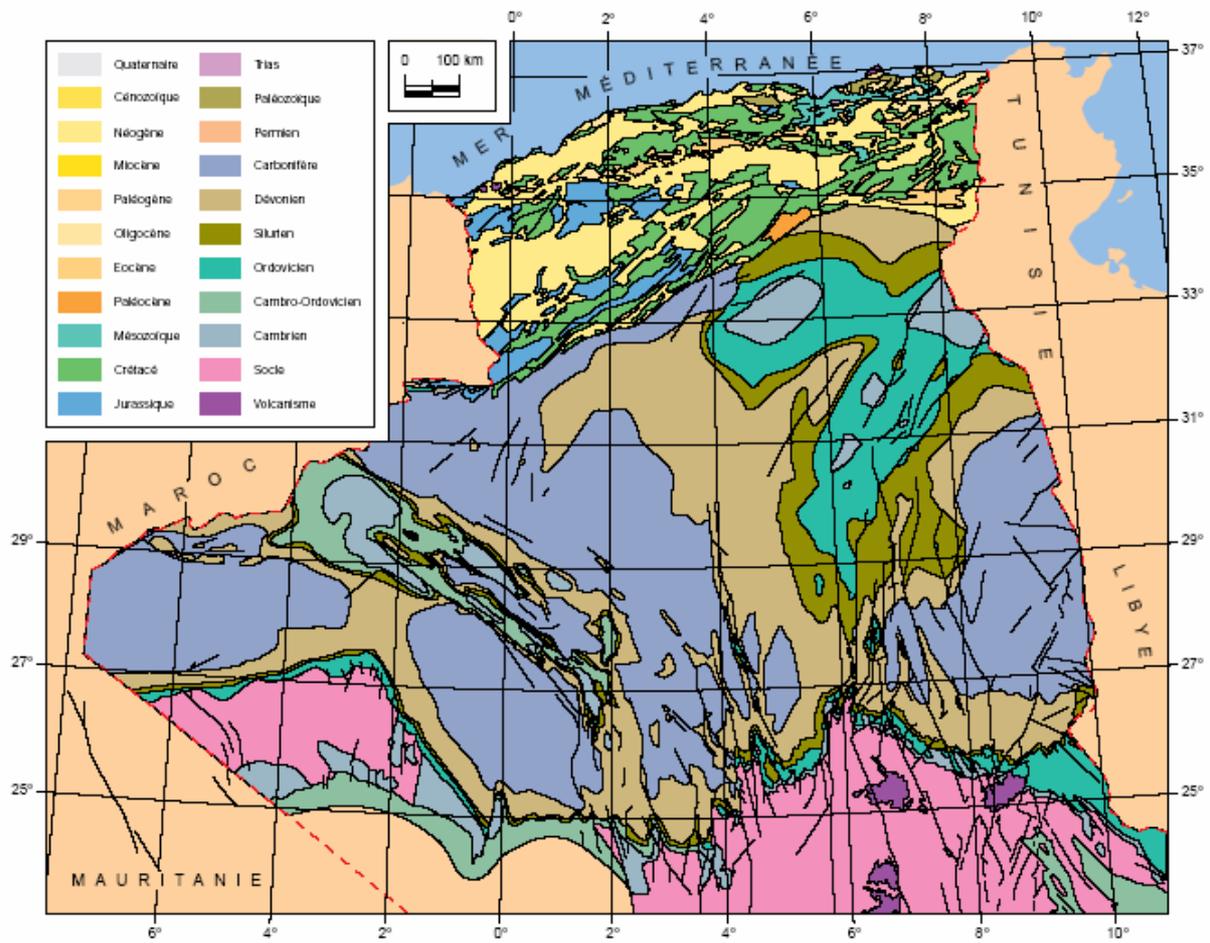


Figure V.1 carte géologique de l'Algérie (SONATRACH)

- les monts des Aurès prolongent l'Atlas saharien vers le Nord-Est. Ils se présentent sous forme d'une série de synclinaux et anticlinaux de direction ENE (Guiraud, 1990). Sa jonction avec le Hodna se fait par l'intermédiaire des monts du Belezma (dans sa partie occidentale) et avec la plaine d'El Outaya et Biskra par l'intermédiaire des djebels Metlili, El Azreg...(dans sa partie méridionale) ;
- au centre, des plate-formes comme la Méseta oranaise à l'Ouest et le môle d'Ain Regada à l'Est ;
- dans la partie septentrionale, l'Atlas tellien est une zone complexe constituée de nappes mises en place au Miocène inférieur et des bassins de type intra-montagneux dont la série sédimentaire s'étend du Jurassique au Miocène. Des bassins néogènes tardifs comme le Hodna se sont installés sur ces nappes.

#### V.2.2. La plate-forme saharienne

Elle est située au sud de l'Algérie alpine et appartient au craton Nord africain. Elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins sédimentaires. Ces derniers sont délimités par différents éléments tectoniques et dans lesquels la lithostratigraphie est plus ou moins complète.

#### V.3. Aperçu tectonique :

##### V.3.1. Atlas saharien :

L'Atlas saharien est une chaîne intracratonique, formée de terrains méso-cénozoïques (Fig.V.2) , constituant la couverture sédimentaire d'un socle paléozoïque. Cette chaîne est limitée au Nord par l'accident Nord atlasique et au sud par l'accident sud atlasique.

Deux grandes phases orogéniques sont responsables de la structure rencontrée dans la région. Les réponses aux efforts tectoniques sont conditionnées par la présence de :

- séries compétentes : calcaires, dolomies qui ont joué le rôle de formations résistantes. Ce qui a pour conséquence une tectonique cassante marquée par la présence de horsts et zones d'effondrements

- séries incompetentes : ces séries en majorité marneuses qui ont joué de façon souple donnant des plis et des bombements anticlinaux à faible rayon de courbure.

#### V.3.1.1. Phase atlasique :

Il s'agit de la phase orogénique paroxysmale située entre le Lutétien et le Miocène et succédant à la phase pré-orogénique située entre le Jurassique et l'Eocène. Cette phase (atlasique) est responsable des plis aurésiens de direction NE-SW donnant des anticlinaux constitués de formations calcaréo-dolmitiques affectées de nombreuses failles parfois parallèles à l'axe des plis (Guiraud, 1990).

#### V.3.1.2. Phase alpine

Lors de cette phase on assiste à une accentuation des bombements anticlinaux et de la fracturation. Cependant un autre réseau de fracture se manifeste avec une direction NW-SE qui va hacher les massifs carbonatés. Ces massifs sont soulevés en horst alors que les séries incompetentes subissent des contraintes donnant des structures très complexes. A cette phase se succède une phase de distension où se forment les grands bassins continentaux comblés par les apports détritiques et des formations lacustres calcaires et argileuses.

#### V.3.2. La plate-forme saharienne septentrionale

Le Sahara algérien occupe la partie occidentale de la dalle précambrienne du continent africain. Cette plate-forme saharienne est limitée au sud par les bordures du bouclier Targui et Reguibat et au nord par la région alpine plissée de l'Atlas. La limite entre la zone tectoniquement calme de la plate-forme saharienne et la zone plissée de l'Atlas saharien (Fig.V.3) est marquée par l'accident sud atlasique matérialisé par des flexures et des failles. La région des Zibans se situe dans cette zone de transition. Les dépôts néogènes qui sont surtout le produit de démantèlement de la chaîne atlasique masquent complètement les structures plissées sous-jacentes. Et ce n'est que grâce à la géophysique et aux logs de forages que cette structure est mise à jour. Ainsi les chaînes de l'Aurès montrent une série de



plis orientés NE-SW qui viennent s'envoyer sous la plaine saharienne. Le recouvrement des formations crétacées conservant la structure propre à la chaîne atlasique s'est fait par l'abaissement de la zone du sillon sud aurésien et la surélévation de la chaîne de l'Atlas saharien. Ceci est du, parfois, à des flexures et à des failles. D'autres fois au contraire cet abaissement est moins brusque, on peut alors observer l'affleurement de ces plis. C'est ainsi que le Sénonien se trouve formant les dômes allongés du djebel Hamara du Kebch et du Touila. Le régime continental localisé au crétacé inférieur dans cette région et qui laisse cependant voir quelques incursions marines à l'Aptien cesse avec la transgression marine du Cénomaniens. A partir de cette époque et jusqu'à la fin de l'Eocène moyen, la sédimentation a été de type lagunaire ou marine. A la fin de l'Eocène moyen, la région subit une surélévation due à des mouvements orogéniques. Ceci a provoqué de faibles plis de direction NE-SW qui sont en relation avec le plissement de l'Atlas saharien, ainsi qu'un plissement de direction ENE-WSW. Cette dernière phase tectonique est parfois très violente qu'elle a provoqué le déversement vers le sud. La couverture par les sédiments continentaux ne s'est faite qu'à la fin du Miocène. Une dernière phase orogénique a eu lieu à la fin du Pliocène montrant un plissement de direction Est-Ouest. Cette phase accentue les plissements précédents et redresse les flancs sud de la chaîne atlasique.

De cette brève description géologique il résulte que dans la partie Ouest des Zibans, la structure de la chaîne de l'Atlas saharien se poursuit dans les parties saillantes de cette région. Il est admis que cette structure se retrouve également dans la partie la plus déprimée, au niveau d'Ouled Djellal. Une telle structure est très favorable à la formation de cuvettes synformes et par conséquent à celle des nappes artésiennes.

L'orogénèse atlasique est aussi responsable des plis à grands rayons de courbure rencontrés au niveau de la plate-forme Saharienne : dorsale du M'Zab, l'axe Amguid-El Abiod formant un synclinal qui se continue jusqu'aux Aurès.

Ces plis de direction générale NE-SW sont mis en évidence par la géophysique ainsi que l'étude des forages. Ils sont, en outre, matérialisés par l'apparition de dômes alignés suivant ces mêmes directions. C'est ainsi que le pli anticlinal cénomaniens de Sidi Khaled provient du dôme de Biskra, s'enfonce dans la plaine de Foughala, affleure à Doucen et se poursuit jusqu'au Sud de l'oued Djedi.

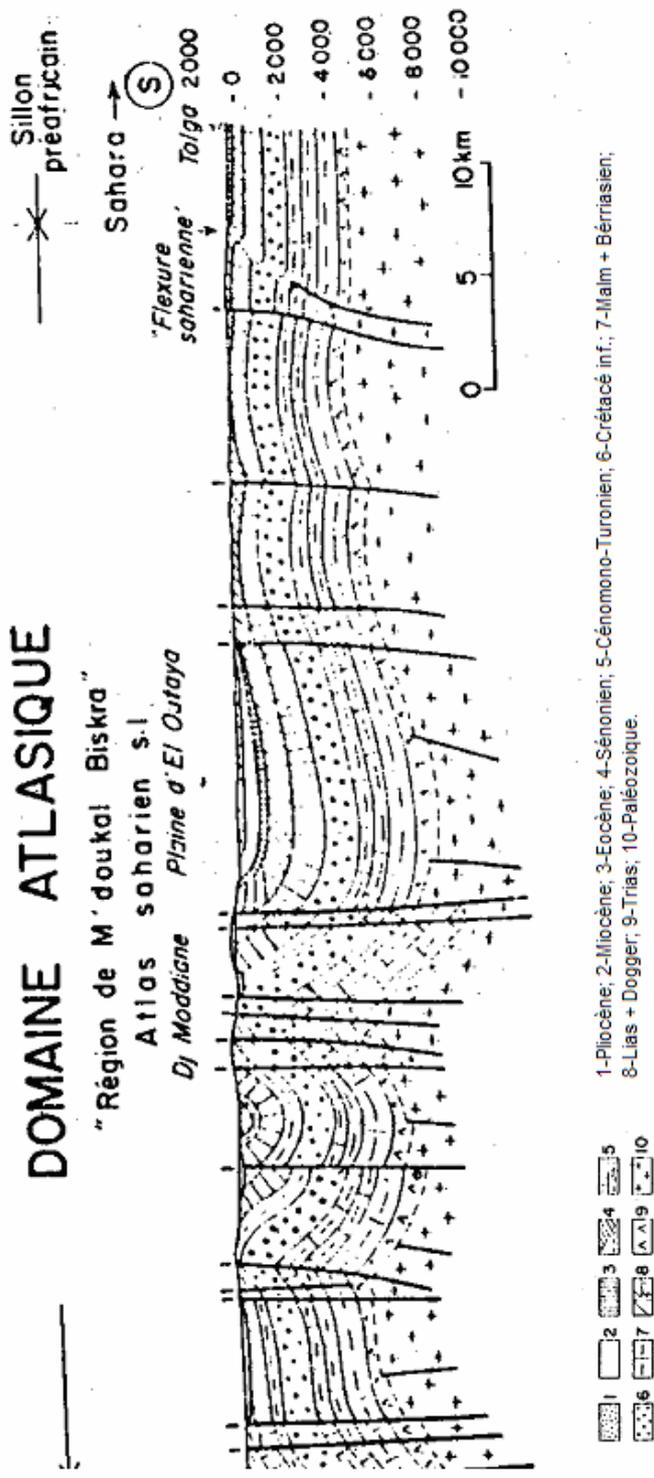


Fig. Coupe géologique du domaine Atlasique et la plateforme saharienne. (R. Guiraud, 1990)

A cette structure se superposent des accidents transverses qui compartimentent la région en zones déprimées et d'autres surélevées.

La disposition des axes joue certainement un rôle important dans la répartition des eaux souterraines. Dans cette région les eaux souterraines se manifestent par des sources parfois très importantes. Ces sources sont artésiennes et sont en rapport avec le réseau de failles.

Cette tectonique a aussi une grande influence sur le développement du système karstique. Elle se manifeste par une forte densité de fractures, diaclases et failles sur les massifs bordant la plaine d'El Outaya et la région de Tolga. Ceci se traduit par une karstification très développée en profondeur, notamment, sur les flancs des anticlinaux.

### V.3.3. Notion d'accident sud atlasique

Cet accident a été décrit par plusieurs auteurs : Laffite (1939) ; Caire (1971) ; L. Busson (1934) ; M.Durad-Delga (1962), R.Guiraud (1990)

La zone d'étude étant, en partie, située dans ce qui est appelé le sillon sud atlasique, il nous paraît important de décrire cette zone de transition séparant la plate-forme saharienne de la zone plissée alpine, traduite par une discontinuité structurale majeure et caractérisée par le grand « accident sud-atlasique ». Le passage du domaine atlasique au plateau saharien se fait par l'intermédiaire d'une zone flexurée, fortement tectonisée. Cet accident serait continu et s'étend sur 2000 km. depuis Agadir au Maroc, jusqu'à Gabès en Tunisie. Il s'agit d'accidents orientés de diverses façons, groupés en systèmes. Il s'agit en fait d'une succession discontinue d'éléments structuraux (Fig. V.4) d'importance et de signification très variable (Zargouni 1986), formés de failles et de plis en relais de direction N60.

Alors que l'atlas saharien subit une surélévation, le sillon sud-aurésien subit un abaissement et reçoit les produits de démantèlement. Ceci a pour effet l'étirement des couches plastiques. Dans le complexe mésozoïque, les plis de l'Atlas saharien dépassant l'accident sud-atlasique, au sud, disparaissent brusquement, ce qui est accompagné de variation des épaisseurs et des faciès. Cette flexure sud-atlasique est bien accusée à l'Est de Biskra (Durand-Delga, 1962) où elle communique avec les dépressions sédimentaires récentes.

C'est une géostructure qui a joué à divers époques du Secondaire et du Tertiaire. L'âge de la flexure est attribuée (Durand-Delga, 1962) aux phases tectoniques situées entre le Lutétien et le Burdigalien. Les plis aux pieds des Zibans ont une direction parallèle à l'accident (Laffite, 1939).

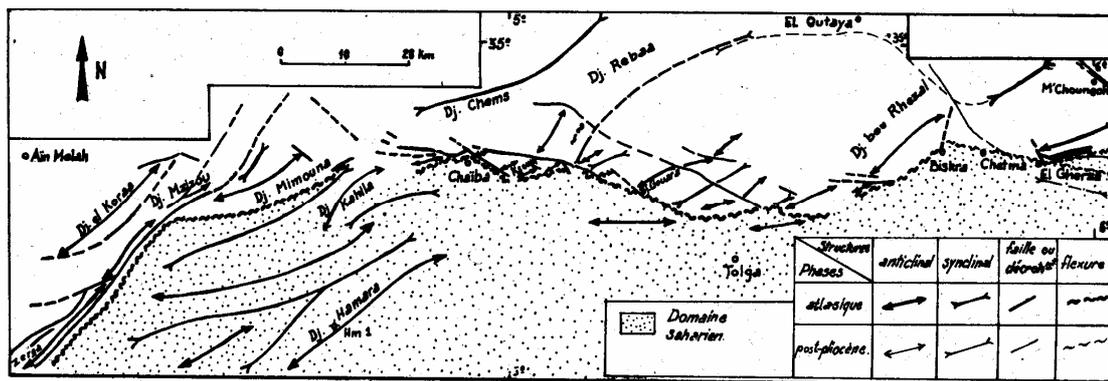


Figure V.4 Tracé de l'accident sud atlasique. (Guiraud, 1990)

Du point de vue hydrogéologique ces accidents peuvent jouer le rôle d'écran imperméables, en plaçant au même niveau des formations de perméabilités différentes. La forte intensité de la tectonique peut aussi, provoquer des phénomènes de colmatage. Cependant, certains accidents tectoniques et discordances, beaucoup plus fréquents assurent une intercommunication facile entre les réservoirs. Ainsi diverses formations perméables qui, à l'origine, étaient plus ou moins isolées peuvent aisément se trouver en regard (Guiraud, 1990). Il s'agit parfois de réservoirs d'âge parfois très différents. La nappe du Continental Terminal, constituée par les formations du Crétacé supérieur ne semble pas être perturbée au niveau du passage de la flexure, mais montre, au contraire une relative continuité de part et d'autre de cet accident.

#### V.4. Descriptions lithostratigraphiques

##### V.4.1. Trias

Le trias est bien connu dans la plate-forme saharienne, grâce aux forages pétroliers. G. Busson (1970) a donné l'essentiel dans son ouvrage sur le Mésozoïque saharien. Le forage exécuté à Hassi Messaoud montre une épaisse série gréso-argileuse à la base, surmontée d'une formation salifère de 500 m. Celle-ci est composée d'évaporites (sel et anhydrites) et d'argiles. Dans la série supérieure on note la présence d'intercalations de roches volcaniques.

Dans l'Atlas saharien, le Trias apparaît sous forme de diapirs ou jalonnant les contacts anormaux. Il consiste en une série argilo-gréseuse à la base suivie d'une série évaporitique

comprenant des passées calcaro-dolomitiques. Le gypse est le plus fréquent et le sel caractérise quelques pointements (djebel El Melah à El Outaya).

#### V.4.2. Jurassique

Le Jurassique n'affleure pas dans le Sahara. Il est composé de sédiments marins et lagunaires. Dans le forage de Hassi Messaoud, on le traverse sur une épaisseur de 830 mètres. Le Jurassique supérieur est composé de grès, de calcaire et d'argiles ; le Jurassique moyen est lui composé de grès d'argiles et d'anhydrites ; le tout repose sur le jurassique inférieur composé de marnes dolomitiques, de sel et d'anhydrites.

Dans l'Atlas saharien le Lias débute par un niveau carbonaté. Il est formé par une série inférieure comportant des calcaires et des dolomies massives. La série supérieure est essentiellement argileuse. Le Dogger montre une série à faciès argilo-gréseux dépassant parfois les 2000 mètres d'épaisseur. Le Malm présente des faciès d'influence marine sous forme de sables et de grès, d'argiles et de calcaires.

#### V.4.3. Crétacé

Le Crétacé affleure dans l'Atlas saharien (Fig. V.5 et V.6) et sur les bords du sahara. L'importance du Crétacé vient, premièrement, du fait de l'étendue des affleurements très importantes et de la grande extension qui a permis le dépôt de séries sédimentaires sur une aire très étendue et qui sont le siège d'importants aquifères au Sahara.

##### V.4.3.1. Crétacé inférieur :

Pendant le Crétacé inférieur l'atlas saharien oriental dans la région comprise entre le Hodna et les Aurés correspondait au prolongement septentrional de la plate-forme saharienne. Il était soumis alternativement à des influences marines et deltaïques (Fig.7).

##### V.4.3.1.1. Barrémien :

Cette période est caractérisée par une régression maximum. Dans l'atlas saharien le Barrémien se compose essentiellement d'une mégaséquence argilo-gréseuse continentale et d'alternance de calcaires plus ou moins dolomitiques. Dans le Nord-Est de la plateforme saharienne, il est constitué par des grès rouges avec des intercalations argileuses.

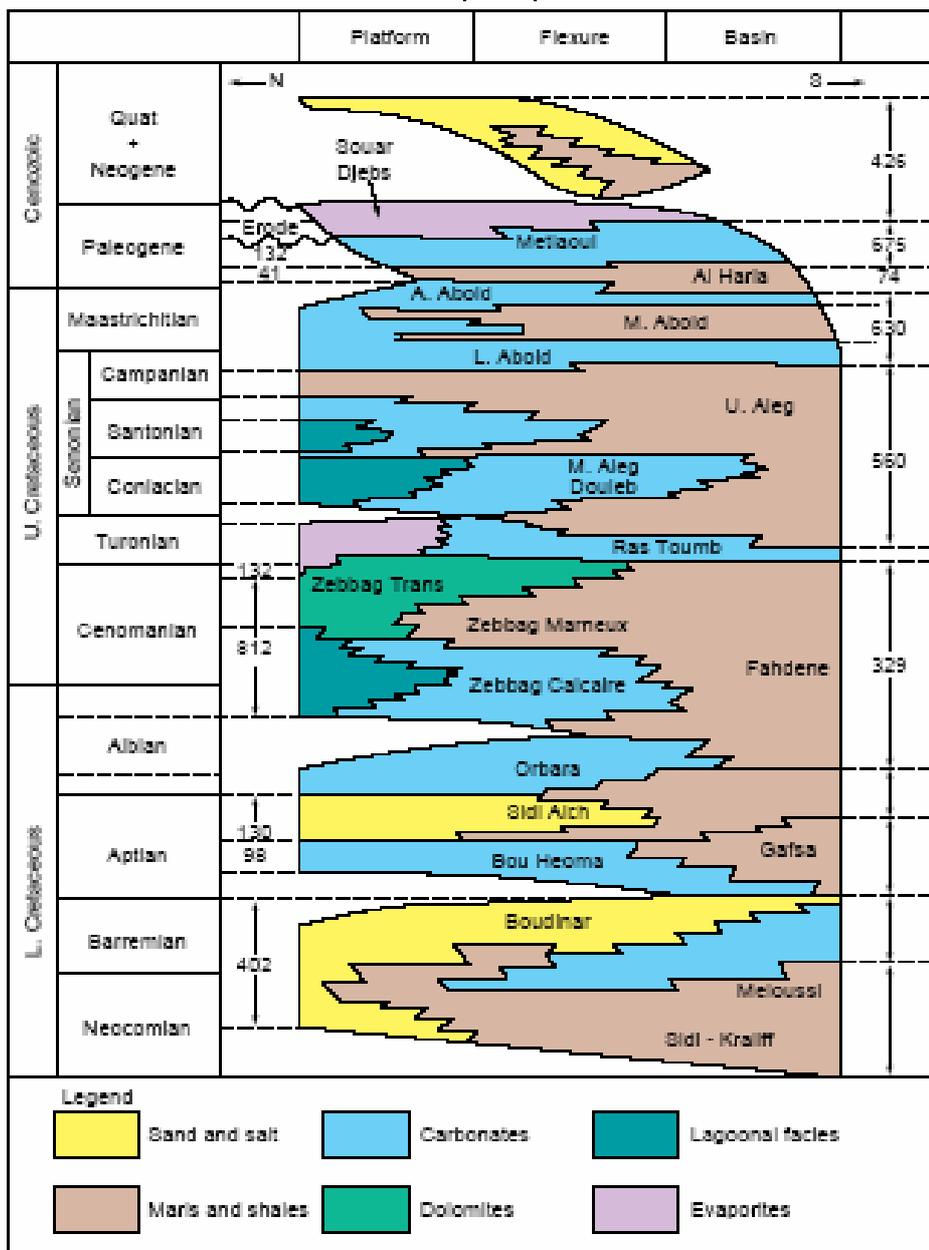


Fig. V.5 Stratigraphie post-Jurassique des Chotts et des Aurès (SONATRACH)

#### V. 4.3.1.2. Aptien :

Dans l'Atlas saharien, l'Aptien, partout, se termine par une barre calcaro-dolomitique qui est un excellent repère morphologique et stratigraphique. Dans la plate-forme saharienne, l'Aptien présente un faciès lagunaire avec intercalations marines : argiles et marnes, anhydrites, calcaires dolomitiques et dolomies. Dans la région de Biskra, sa puissance est d'environ 60 m.

#### V.4.3.1.3. Albien :

Il est très difficile, au niveau de l'atlas saharien de le différencier de l'Aptien. Il affleure au niveau des anticlinaux de Chaiba et du djebel Bourhzel, à la limite nord du Bas Sahara. Dans l'atlas saharien, l'albien inférieur est argilo-gréseux (épaisseur 350 m) alors que l'Albien supérieur est calcaro-dolomitique (350 m). Au sud dans la plate-forme saharienne il

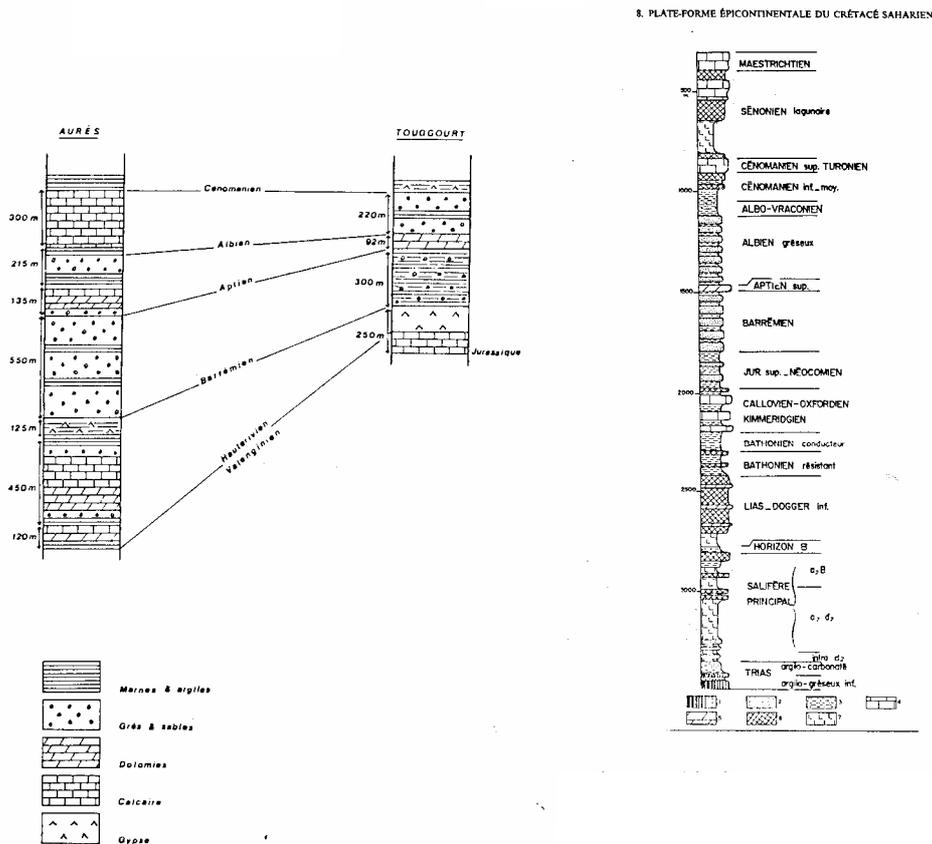


Figure V.6 Logs lithostratigraphiques des aurès et de la plateforme saharienne. D'après Cornet

est constitué en grande partie par des grès avec des intercalations d'argiles. l'Albien supérieur annonce la transgression marine qui va durer du Crétacé supérieur à l'Eocène.

#### V.4.3.2. Crétacé supérieur :

Les dépôts du Crétacé supérieur correspondent à un cycle sédimentaire marin qui se caractérise par l'alternance des formations dolomitiques et calcaires avec des dépôts argilo-marneux contenant parfois du gypse ou de l'anhydrite.

##### V.4.3.2.1. Cénomaniens :

Le Cénomaniens inférieur et moyen est principalement marneux ou marno-calcaire dans l'Atlas saharien (Fig ;V.8). Cette série est très fossilifère au niveau du Djebel Bourhzel. On note des dépôts lagunaire ( gypses et anhydrites). L'épaisseur est très variable (200 m au niveau du djebel Bourhzel). Les forages d'Ouled Djellal et Sidi Khaled donnent des formations composées par des argiles dolomitiques grises à vert foncé avec des passées d'anhydrites massives, de dolomies brunes et de calcaires argileux gris ou clairs. A Ouled Djellal l'épaisseur est d'environ 300 m.

##### V.4.3.2.2. Turonien :

Au Turonien, le régime marin persiste dans le Bas Sahara et la mer présente le maximum d'extension. Au pied sud des Zibans, le Turonien est composé par des calcaires cristallins, calcaires marneux et des calcaires dolomitiques. Sa puissance varie entre 300 et 400 m. Il est très homogène de part et d'autre de la flexure sud atlasique.

##### V.4.3.2.3. Sénonien :

Il s'agit d'une sédimentation marno-calcaire à lumachelles (Fig.V.9). La série marneuse est souvent gypseuse. A Ouled djellal, le Sénonien inférieur est composé de calcaires gris ou blancs alternant régulièrement avec des marnes grisâtres parfois gypseuses. Sa puissance est de 300 à 400 m , alors que le Sénonien supérieur présente à la base une alternance de calcaires marneux avec des marnes et des dolomies (250 m) et au sommet une série à dominante carbonatée, composée de dolomies et de calcaires marneux à passées d'anhydrites blanches et argiles (250 m). Dans l'Atlas saharien, le sénonien est très réduit, dans la partie orientale. On distingue dans cette région le Coniacien, le Santonien et le Campagnien qui sont marneux ou marno-calcaires et le Maestrichien qui est calcaire.

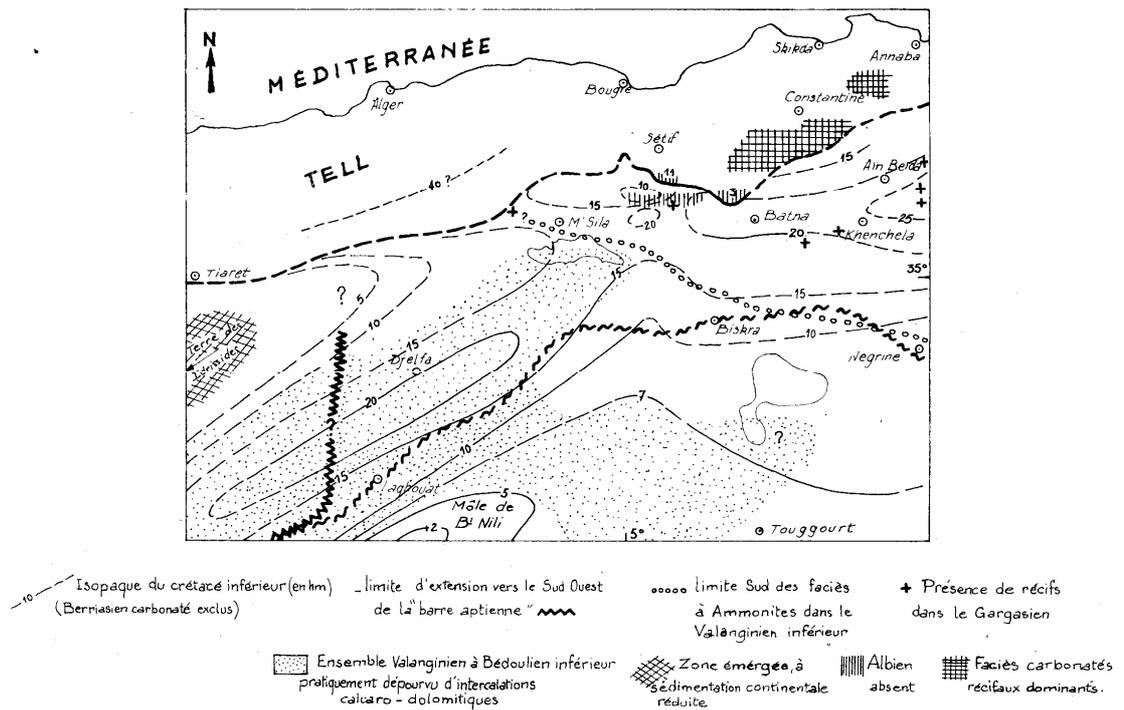


Figure V.7 Schéma paléogéographique du Crétacé Inférieur (Guiraud, 1990)

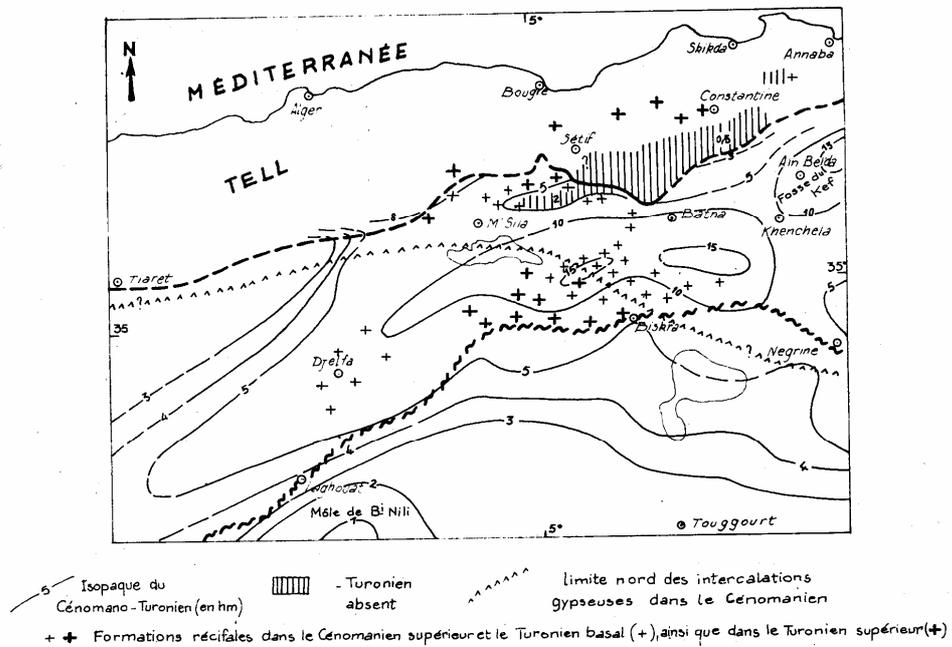


Figure V.8 Schéma paléogéographique du Cénomaniien et du Turonien (Guiraud, 1990)

#### V.4.4. Tertiaire :

##### V.4.4.1. Eocène :

Dans le Bas-Sahara, l'Eocène inférieur est composé d'une succession de bancs calcaires cristallins durs blancs ou gris, de calcaires crayeux, de dolomies argileuses et de marnes, quelques passées de gypses (Fig.V.10). A Ouled Djellal, la puissance de l'Eocène inférieur est estimée 200 m. L'Eocène moyen est composé d'une alternance d'argiles, de gypses, d'anhydrites et de calcaires dolomitiques. Cette série atteint les 160 m au forage d'Ouled Djellal. L'Eocène supérieur est composé de marnes argileuses et d'une alternance de passées gréseuses.

##### V.4.4.2. Miocène :

Il est le siège d'une très grande transgression. Ses formations sont transgressives sur tous les termes antérieurs et affleurent principalement au niveau des plaines et des piémonts. R. Guiraud distingue quatre ensembles :

Le Miocène 1 présente souvent des faciès détritiques et continentaux : conglomérats, grès et argiles.

Le Miocène 2 est marqué par une transgression. Il débute par des conglomérats, des grès et argiles et se termine par des marnes. Dans la région d'El Outaya, la série est composée de marnes jaunes et verdâtres légèrement gypseuses avec des calcaires. Le Miocène 1 et 2 correspondent au Burdigalien.

Le Miocène 3 est représenté dans l'Atlas saharien par une épaisse série de marnes gypso-saline et des intercalation gréseuses.

Le Miocène 4 est essentiellement continental et lagunaire aux abords de l'Atlas saharien et des Aurés. Il s'agit d'une formation marno-gréseuse et gypses.

##### V.4.4.3. Pliocène :

Dans la région d'El Outaya, il est composé de poudingues, de grès et de conglomérats à ciment marno-gréseux.

Au pied des monts du Zab, le Mio-Pliocène est composé de poudingues, bancs de grès et argiles sableuses, passant à des couches rouges sableuses et gypseuses dans la plaine. Au sommet, une croûte calcaréo-gypseuse de quelques mètres d'épaisseur dite « croûte saharienne » recouvre les anciennes formations.

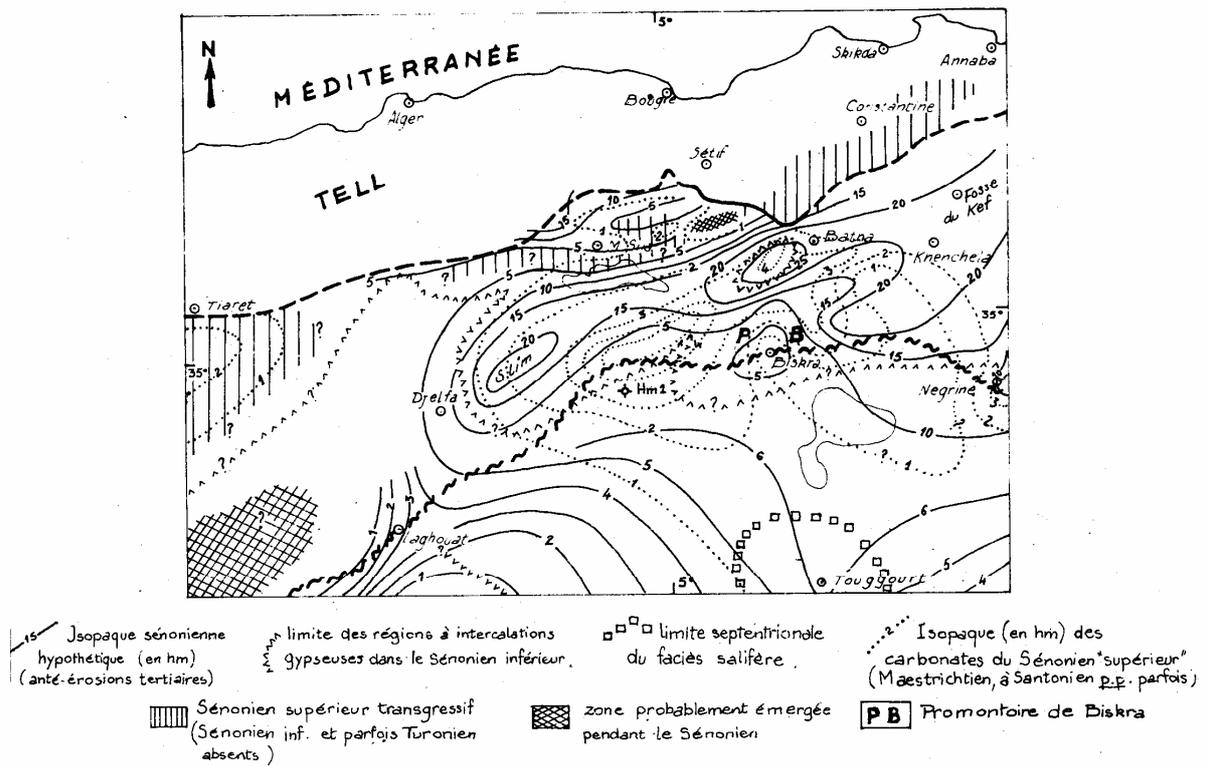


Figure V.9 Schéma paléogéographique du Sénonien (Guiraud, 1990)

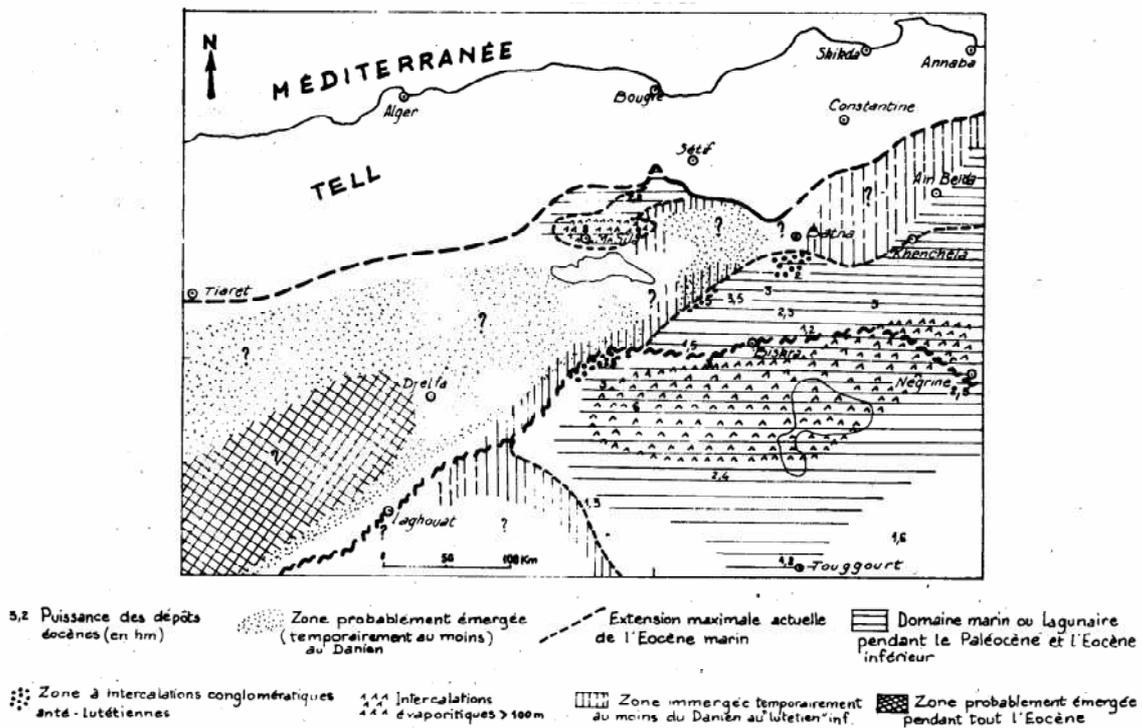


Figure V.10 Schéma paléogéographique de l'Eocène (Guiraud, 1990)

#### V.4.5. Quaternaire :

-Récent : cailloutis et éboulis au pieds des montagnes ; dunes de sables ; alluvions sableuses et caillouteuses des lits actuels d'oueds.

-Moyen : travertins de sources ; alluvions sableuses et argiles ; « deb-deb » calcaréo-gypseux (croûte superficielle composée par l'accumulation par évaporation des sels contenus dans l'eau) ;

-Ancien : poudingues ; grès dépôts sableux et argileux.

#### V.5. Evolution paléogéographique

Nous débuterons l'histoire paléogéographique de l'Atlas saharien et du bas Sahara par l'épisode triasique lagunaire généralisé au cours duquel se déposent essentiellement des évaporites.

Au niveau de l'Atlas saharien, et dès le lias, un sillon subsident se présente. Au jurassique supérieur, on assiste à une sédimentation détritique dominante. Au Barrémien, le régime continental règne sur toute la région. Dans le bas Sahara, cet ensemble de grès poreux est appelé Continental Intercalaire. L'Aptien marque l'établissement d'un régime lagunaire et marin. Cette transgression aptienne est marquée par un excellent repère calcaro-dolomitique. Au cours de l'Albien, le régime continental s'établit de nouveau et ne cesse qu'avec la grande transgression cénomanienne. Au Turonien, un régime marin franc s'établit sur l'ensemble du Sahara et de l'Atlas saharien oriental. Il s'agit de calcaires et de dolomies. A la fin du Turonien le régime devient plus lagunaire, ainsi le Sénonien se présente comme une alternance de régime lagunaire et un régime marin responsables des dépôts de dolomies, de calcaires dolomitiques et d'intercalations marneuses et anhydritiques. La mer persiste jusqu'à l'Eocène inférieur. Après ceci la mer n'occupe vers le sud qu'une zone très restreinte. Cet Eocène évaporitique se continue jusqu'à l'Eocène moyen. Dans l'Atlas saharien, à la fin de l'Eocène moyen, toute la région subit une surélévation suite à des mouvements orogéniques. A partir de cette époque la région est modelée par les érosions et les agents climatiques.

#### V.6. Conclusion

La géologie de la région d'étude se caractérise par sa situation dans une zone de transition entre les formations et les structures de l'Atlas saharien et celles de la plate-forme saharienne. La région hérite, en général, de la structure et de la tectonique atlasique : plis d'orientation NE-SW. Le passage des formations alpines aux structures plates du Sahara se fait par l'intermédiaire d'une flexure appelée accident sud atlasique. Les principaux aquifères sont contenus dans les formations du Crétacé inférieur, Crétacé supérieur et les formations du Mio-Plio-Quaternaire.

## VI. Géophysique

### VI.1.Introduction :

En plus des études de terrain (sur les affleurements) et les résultats tirés des sondages mécaniques, l'outil géophysique, a énormément contribué à la connaissance des réservoirs hydriques.

Plusieurs études ont été réalisées dans ces régions. Tout d'abord par la C.G.G. et puis, généralement, par E.NA.GEO. par la suite. A part les grandes études réalisées par la SONATRACH et qui sont destinées à la recherche du pétrole, ces études ont été effectuées à la demande de la Direction de l'hydraulique des différentes wilaya. La SONATRACH a réalisé surtout des études portant sur les méthodes sismiques (sismique réfraction et sismique réflexion), gravimétriques et telluriques. Ces méthodes ont beaucoup servi à bien reconnaître et suivre les grands aquifères profonds (nappe du continental intercalaire). Les études gravimétriques et sismiques ont permis de mettre en évidence les grandes structures. Elles ont servi, en outre, à suivre et à matérialiser les grandes failles. Ceci a permis de suivre l'évolution des grandes formations profondes, tels que les formations du Néocomien et du Jurassique, particulièrement dans l'Atlas saharien. Des zones d'effondrement et de remontée ont été localisées, ce qui permet de suivre, en profondeur, les structures affleurantes en surface. C'est ainsi que les structures orientées NNE-SSW appartenant à la chaîne aurésienne se prolongent, sous la couverture, plus au sud dans la partie Nord du bas Sahara. Ceci est matérialisé par des anomalies négatives allongées NNE-SSW. Exemple du djebel Hamara situé à l'Ouest des Zibans. La carte structurale indiquant les axes des structures (anticlinaux et synclinaux) dans la région de Barika (Derokoy, 1975) a été réalisée grâce aux méthodes telluriques pour les recherches pétrolières. Toute fois, que ce soit dans la partie sud de la flexure sud atlasique ou dans l'Atlas saharien, c'est grâce à la gravimétrie et la sismique que des cartes du toit du Néocomien ont été réalisées. Le Néocomien étant par définition le substratum lourd supportant les aquifères du Crétacé (continental intercalaire) et le Complexe Terminal. Ces deux formations étant séparées par l'assise du Cénomanién dans le Nord du bas Sahara.

Des études géophysique ont été systématiquement effectuées dans les régions où existent des nappes plus ou moins importantes. La méthode la plus utilisée dans la recherche des ressources en eau est sans, conteste, la méthode électrique (prospection par sondage

électrique). Pour lever certaines indéterminations, notamment, celles relatives au problème d'équivalence des couches, on a fait appel à la sismique réfraction. Ce sont surtout, les cartes sismiques (plus d'une centaine) qui ont été exploitées pour bien définir le toit et le mur du Continental Intercalaire

## VI.2. Principe de la prospection par sondage électrique :

L'objectif des études par la méthode électrique est la détermination des résistivités des roches de subsurface à partir de mesures effectuée sur la surface du sol et, par là même, l'estimation des résistivités vraies.

Il est à rappeler qu'une roche joue le rôle d'une résistance au passage d'un courant électrique. La résistivité  $\rho$  d'un milieu est la propriété physique qui détermine la capacité de ce milieu à laisser passer le courant électrique. Elle est la résistance d'un cylindre de section et longueur unitaire.

$$R = \rho L/S$$

Avec R : résistance (ohm) ;  $\rho$  : résistivité (ohm m) ; L : longueur (mètre) et S :section (m<sup>2</sup>).

L'étude se base sur la lecture indirecte de la résistivité apparente des formations traversées par un courant électrique continu injecté à partir de la surface du sol à l'aide d'électrodes séparées par une distance AB.

$$\rho_a = k V/I$$

avec V: tension, I: intensité du courant, k: coefficient géométrique

On mesure la différence de potentiel entre les électrodes M et N. On utilise en général le principe du quadripôle ABMN du type Schlumberger. Ces sondages permettent d'établir la succession, en profondeur, des couches de résistivités différentes. Pour atteindre des profondeurs de plus en plus grandes, on éloigne progressivement les électrodes d'émission A et B. Les valeurs de la résistivité  $\rho_a$  obtenues sont portées en ordonnées et AB/2 en abscisses, sur une échelle bilogarithmique. Ce ci suppose en général que les couches sont horizontales.

L'interprétation en résistivités réelles consiste en l'étude de la déformation progressive des courbes de résistivités apparentes établies de proche en proche. Il s'agit de restituer à partir de ces courbes une coupe géoélectrique du sous sol en précisant l'épaisseur et la résistivité vraie. Ces courbes vont être calées sur des abaques de sondages électriques préétablies pour des terrains théoriques connaissant le nombre de couches, les résistivités et les épaisseurs. Les résultats exploités donnent en général :

- des résistivités apparentes qui sont exploitées sous forme de cartes de résistivités apparentes (courbes d'équirésistivités). Les cartes sont établies en fonction de différentes longueurs d'émission, donnant ainsi des aperçus sur différentes formations à différentes profondeurs. Ces cartes mettent en évidence les anomalies : changement de faciès latéral, failles, pour différentes profondeurs.
- la résistance transversale, produit de la résistivité par l'épaisseur de la couche, est exprimée en ohm m<sup>2</sup>. Ces cartes de résistance transversales donnent une idée sur l'importance des aquifères. Plus la résistance est élevée, plus l'aquifère est constitué de matériaux grossiers et de fortes épaisseurs. Il faut, cependant, tenir compte de l'eau d'imbibition qui réduit la résistivité électrique de la formation perméable (eau très minéralisée).
- des résistivités vraies et des épaisseurs permettant d'établir des coupes géoélectriques.

### VI.3. Résultats et interprétation

Dans la région des zibans, l'étude géophysique entreprise par la C.G.G. était axée surtout dans la région de Tolga. Cette étude a été effectuée en 1969 et s'adresse surtout à la zone productive de la nappe des calcaires, de sorte que la zone d'Ouled Djellal n'est touchée que par quelques sondages. En 1982 une campagne géophysique a été effectuée par l'E.NA.GEO. dans la partie sud pour couvrir la région d'Ouled Djella et Sidi Khaled.

L'objectif principal est de suivre le substratum calcaire, principal horizon sous le remplissage mio-pliocène. Il s'agit là, de l'importante nappe carbonatée sénono-éocène. Au Nord de la flexure, le Turonien est aquifère et en contact direct avec la nappe sénono-éocène.

Les objectifs de la première étude sont de permettre :

- de tracer une carte du toit de l'Eocène inférieur,
- de préciser les accidents tectoniques (flexures ou failles) qui affectent cette formation.

L'étude réalisée par E.NA.GEO. vient en quelque sorte compléter celle réalisée dans la région de Tolga. Cette étude réalisée en 1982 a pour objectif :

- de permettre de tracer une carte du toit de l'Eocène inférieur
- de préciser les accidents tectoniques
- de tracer le toit du continental intercalaire.

Dans la région d'El Outaya, l'étude géophysique réalisée par la C.G.G. en 1971, a pour objectifs :

- de suivre le substratum calcaire, principal horizon résistant sous le remplissage mio-pliocène
- de préciser l'envoyage, vers le nord-est de l'axe de l'anticlinal du djebel Deba
- de mettre en évidence des horizons résistants dans le remplissage mio-pliocène
- de suivre les accidents transversaux ou longitudinaux susceptibles de compartimenter les nappes.
- de préciser l'emplacement ou l'importance de l'accident majeur NE-SO qui limite la plaine d'El Outaya vers l'est.

En revanche, dans l'Atlas saharien et même plus au nord, les objectifs diffèrent légèrement, du fait de l'importance accordée aux formations du Crétacé (généralement karstique) formant un aquifère très sollicité. De ce fait les objectifs (notés sur les rapports consultés et ayant trait à ces régions) de ces études sont en général :

- l'étude des formations perméables du recouvrement continental mio-pliocène, contenant généralement la nappe phréatique
- l'étude des formations profondes du Crétacé susceptibles d'être aquifères. Les forages, réalisés ces dernières années, étaient destinés en grande partie à atteindre cette nappe profonde.

La plupart des forages profonds sont implantés dans des zones où sont localisées des remontées des formations carbonatées ( horst...).

Les résultats de l'étude réalisée au sud-est du chott hodna font partie de celle d'une grande étude globale réalisée en 1968 à la demande de la F.A.O. Les objectifs principaux de cette campagne sont les suivants :

- étude des dépôts grossiers (sables, graviers, galets, grès et conglomérats) du Villafranchien et du Tertiaire continental tout autour du Chott. Ces dépôts constituent la nappe superficielle.
- Etude des formations crétacées susceptibles d'être aquifères. Ceci concerne les calcaires maestrichtiens et les calcaires et dolomies turono-cénomaniens.

### VI.3.1. Zone Sud- Est du Chott El Hodna (Sud de Barika)

Dans cette zone, les sondages électriques ont permis de suivre un substratum résistant formé soit par les calcaires et dolomies du Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur, soit par les calcaires maestrichtiens. Du point de vue hydrogéologique, il est important de souligner deux observations importantes :

- Le Cénomano-Turonien qui affleure dans les massifs bordiers plonge rapidement sous la plaine. Les forages ne l'ont atteint qu'au pied des massifs de Metlili et Hamara.
- Le Maestrichtien forme un bloc limité au Nord et au Sud par des failles et se situe à une profondeur de 250 m au centre du synclinal du djebel Essefar.

### VI.3.2. Plaine d'El Outaya :

La situation de la plaine d'El Outaya, ( appelée aussi promontoire de Biskra par G. Guiraud) juste au Nord de la flexure sud atlasique, lui confère une grande importance, quand à la compréhension des relations hydrogéologiques entre le Nord et le Sud.

De ce fait les résultats de l'étude géophysique, dans cette zone, permettront de mieux suivre les formations et les structures de part et d'autre de la flexure.

Dans cette zone, les sondages ont été répartis, grossièrement, suivant des directions Nord- Sud ou NW-SE. L'espacement entre les sondages est d'environ 2Km.

les cartes d'équirésistivité comprises entre AB= 200 m et 3000 m concernent le suivi de l'évolution des formations sur plusieurs niveau de profondeur. La carte en AB= 200 m (profondeur d'investigation comprise entre 20 et 50 m) est destinée, essentiellement, à montrer les variations de la lithologie et de la salure. Les plages conductrices (résistivités inférieures à 10 ohm m) localisées en sub-surface sont essentiellement liées à la présence des évaporites et aux dépôts des Chotts et sebkha. Les plages à résistivité élevées (supérieures à 50 ohm m) ont plusieurs origines : présence de cônes de déjection des oueds, existence de poudingues ou même, à des calcaires sub-affleurants (localisés au niveau des piémonts. La carte d'isorésistivité en AB= 3000 m (profondeur d'investigation comprise entre environ 300 et 700 m) concerne, vraisemblablement, le substratum. Les variations spatiales des résistivités sont liés à la structure et à la tectonique des formations profondes. Les remontées en horst et les alignements des anticlinaux se traduisent par des plages à fortes résistivités (le forage d'El

Mazouchia confirme l'existence de formations calcaires à de faibles profondeurs). En revanche, les plages conductrices sont dues aux comblements très argileux ou marneux du Mio-Pliocène, matérialisant l'axe Bir Labrache - El Outaya.

Cette étude a permis de dégager, globalement, les indications suivantes voir coupes géo-électriques (fig. VI.1) :

- extension considérable des poudingues pliocène dans la partie orientale de la plaine (Environ 200 m d'épaisseur). Cependant leur résistivité et leur épaisseur diminuent de l'Est vers l'Ouest.
- Présence d'un deuxième niveau résistant indéterminé
- Existence sur le tracé de l'oued Biskra, de deux niveaux alluvionnaires grossiers, séparés par un niveau argileux. Leurs épaisseurs varient entre 15 et 20 m. ces niveaux représentent la nappe de l'inféro-flux de l'oued Biskra.
- La localisation des niveaux salés, très importants, en surface dans le secteur Selga Saadoun..
- un substratum résistant constitué soit par les calcaires de l'Eocène inférieur soit par ceux du Sénonien ou du Maestrichtien.

La connaissance exacte des caractéristiques et de la structure de ce substratum est importante, du fait, que celui-ci constitue, en fait, le toit de l'importante nappe des calcaires de Complexe Terminal. Cette nappe est continue entre la région d'Ouled Djellal, au Sud, et les massifs des Aurès au Nord.

L'estimation de la profondeur de ce substratum est indispensable, notamment, pour l'étude par modèle mathématique. La carte (Fig. VI.2 ) montre l'allure générale du toit du substratum dans la plaine d'El Outaya. Cette carte montre la continuité de l'anticlinal du djebel Deba et une zone effondrée dans la partie orientale au niveau de l'oued Biskra.

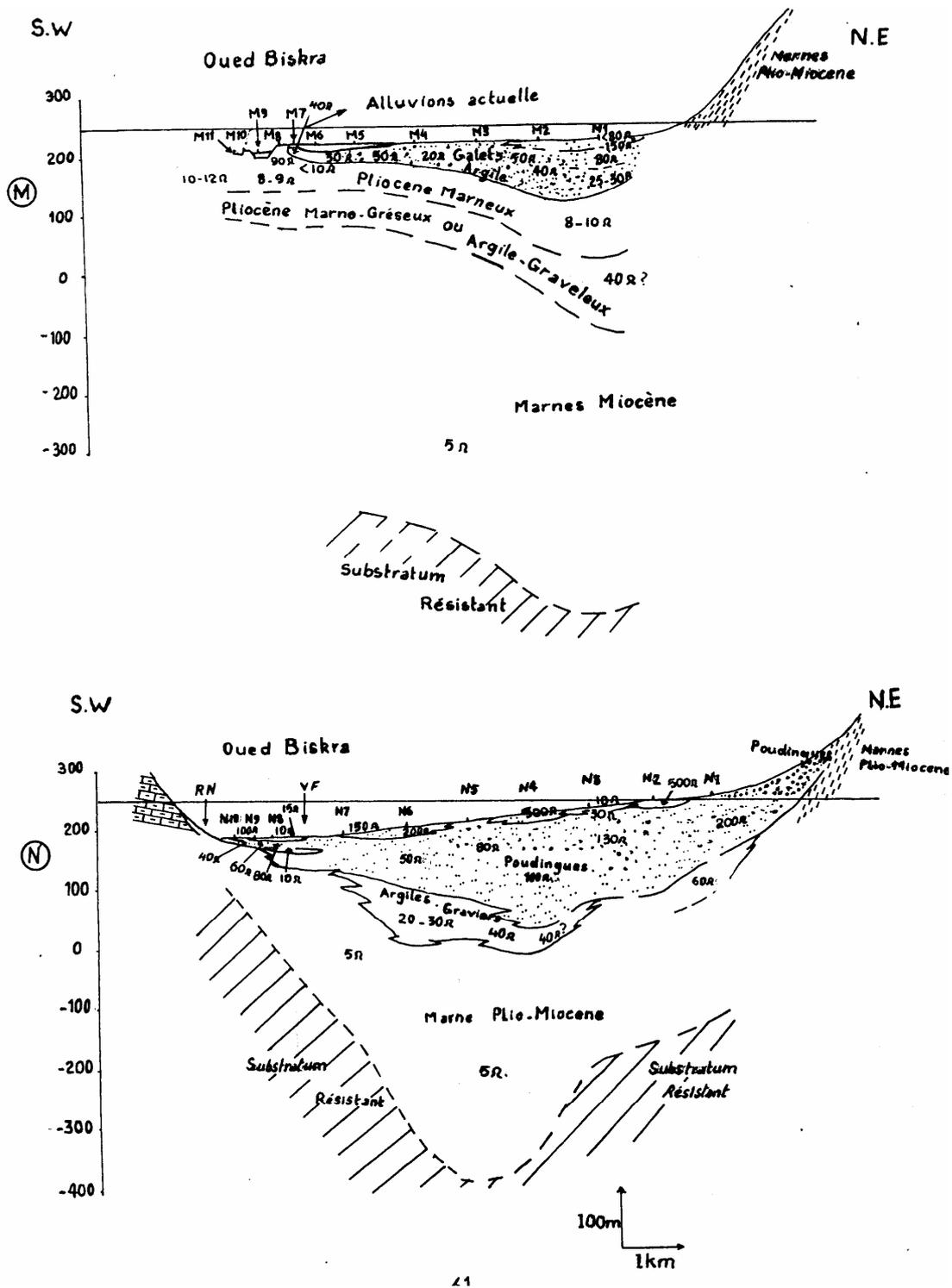


Figure VI.1 coupes géo-électriques dans la plaine d'El Outaya (C.G.G.)

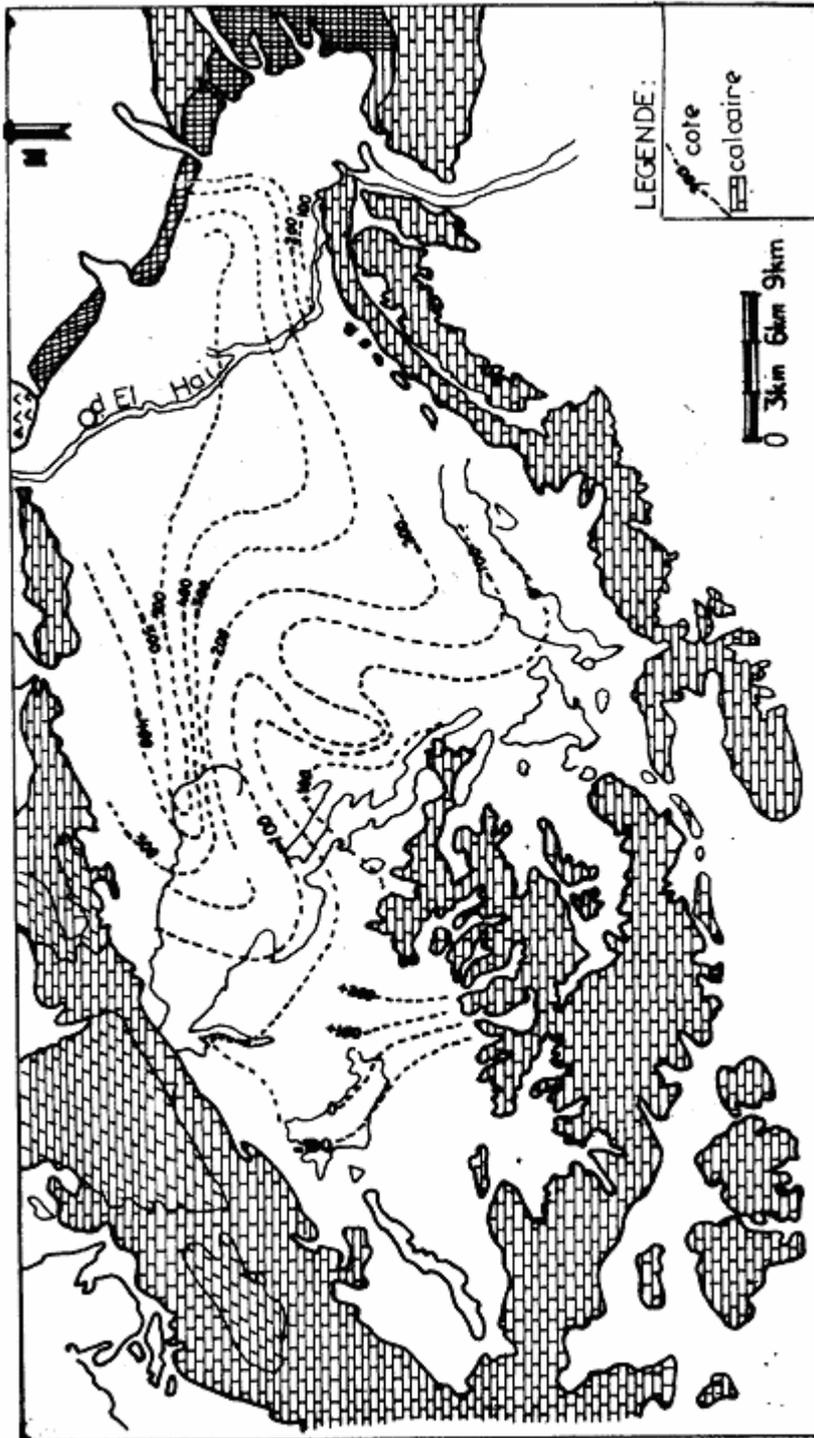


Figure VI.1 carte du toit du substratum (C.G.G.)

### VI.3.3. Région de Tolga, Ouled Djellal et Sidi Khaled :

Les sondages électriques ont été réalisés avec des longueurs de ligne AB comprises entre 1000 et 6000 m. Ils sont répartis selon des profils orientés Nord-Sud.

Des coupes géo-électriques ont été établies (fig. VI.3). L'échelle des résistivités a été établie à l'aide d'étalonnages faits au niveau de sondages mécaniques. L'étalonnage effectué dans le forage de Sidi Khaled a donné la coupe géoélectrique suivante :

- recouvrement plio-quaternaire : l'épaisseur de ce recouvrement varie entre 130 et 260 mètres. Il est composé de sables, de marnes, d'argiles et de passés gypseux. La résistivité moyenne est comprise entre 6 et 20 ohm m. A la base apparaît un niveau résistant de 50 ohm.m (galets et conglomérats).

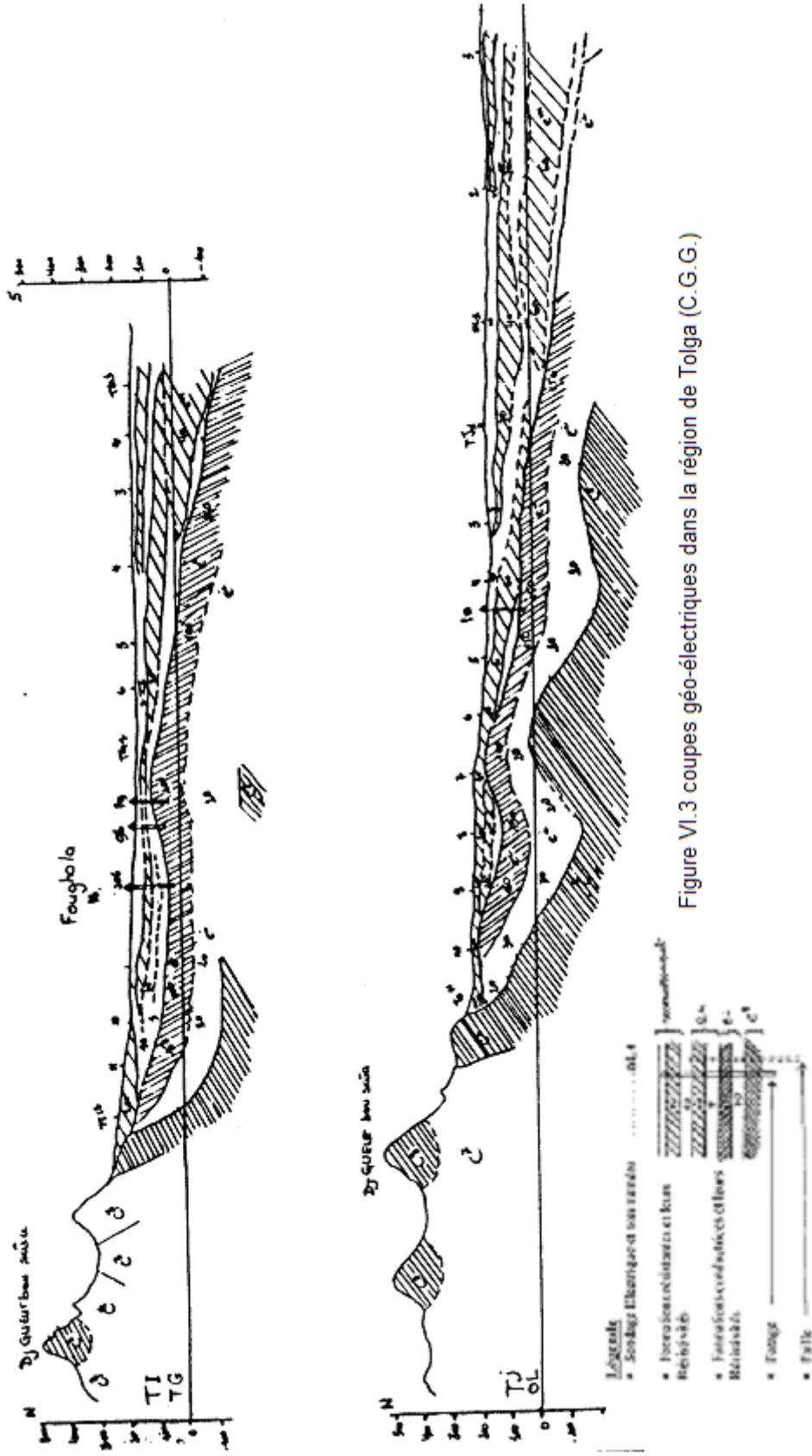
- Eocène moyen : épaisseur de l'ordre de 250 m. Environ 100 m d'anhydrites et de gypse ayant une résistivité de 120 ohm m, ensuite 80 m d'argiles gypseuses ayant une résistivité de 30 ohm m et enfin 70 m d'alternance d'anhydrites et d'argiles de 30 à 200 ohmm.

- Eocène inférieur : montrant qu'il est beaucoup moins homogène qu'au Nord. Les calcaires et les dolomies sont interstratifiés de couches d'anhydrites et de gypses très développées au point qu'il est très difficile de le différencier de l'Eocène moyen.

- Sénonien : il apparaît comme une couche résistante de 150 à 300 ohm m. et de 100 m d'épaisseur. Il est composé de calcaires, de dolomies et d'anhydrites et repose sur une grande épaisseur d'argiles.

Cette étude a permis en outre l'établissement d'une carte du toit de l'Eocène inférieur ; la délimitation de la bordure Nord de l'Eocène moyen et la précision des accidents tectoniques.

La carte du toit de l'Eocène inférieur concerne plus particulièrement la région de Tolga où la précision est relativement meilleure que dans les régions situées au Sud. La précision des profondeurs du toit de l'Eocène inférieur est de l'ordre de la centaine de mètres. Les confusions sont apparues, surtout, dans les zones où il n'y a pas de contraste de résistivité permettant de délimiter les horizons. Ainsi dans les forages mécaniques effectués par la suite, le toit de l'Eocène inférieur a été atteint à des profondeurs différentes de celles que prévoyait la géophysique.



Au forage d'El Amri, la géophysique prévoyait la profondeur du toit de l'Eocène inférieur à 250 m environ alors que celui-ci a été atteint à la profondeur de 150 m par sondage mécanique. Deux réseaux de failles marquent la tectonique générale. Un réseau orienté NE-SW de direction atlasique et un réseau de failles transversales de direction WNW- ESE. La structure de la chaîne atlasique se prolonge donc sous la couverture, quasiment plate, au niveau de la plaine saharienne. Renforçant L'hypothèse d'une structure plissée et tectonisée en profondeur.

## VII. Hydrogéologie

### VII.1. Introduction :

Il s'agit d'une étude hydrogéologique régionale regroupant deux entités géographiques et climatiques différents, localisées, cependant, pratiquement dans un même bassin versant. S'agissant de la partie méridionale de l'Atlas saharien, l'influence de la chaîne alpine ne s'arrête pas spécifiquement au niveau de la flexure, mais se continue plus au sud, en profondeur, dans les piémonts entamant la plate-forme saharienne (fig. VII.1). Le choix d'une approche hydrogéologique par secteur ne nous empêche pas ( bien au contraire) de suivre l'évolution d'une nappe à l'échelle régionale. Dans cette région, les bassins hydrogéologiques sont, de loin, plus importants que les sous bassins hydrologiques. Certains systèmes aquifères, de par leur extension, font la jonction, en relais, entre plusieurs entités hydrogéologiques. Tel est le cas de la nappe des calcaire des Zibans qui fait partie du Complexe Terminal défini dans la plateforme saharienne et que l'on retrouve au pied sud des Aurès et l'Atlas saharien méridional. La classification des entités hydrogéologiques en fonction de leur caractère lithostratigraphique peut être parfois biaisée, du fait, de l'importance de la tectonique qui met en regard des unités géologiques aquifères différentes. Ces études régionales exigent, en fait, des synthèses hydrogéologiques qui dépassent, généralement, le cadre de l'étude.

A part la nappe du Continental Intercalaire qui semble se confiner dans la plateforme saharienne et qui est étudiée en temps que telle, le Complexe Terminal, en revanche, appartient bien aux deux entités géographiques ( Atlas saharien et plate-forme saharienne).

La nappe du Continental Intercalaire est bien conditionnée par une limite imposée par le tracé de la flexure sud saharienne. Même si cependant, un équivalent existe bien dans l'Atlas saharien méridional (notamment dans le bassin du Chott El Hodna). R. Guiraud (1990) rattache les formations gréseuses du Crétacé inférieur du bassin du Chott El Hodna à celles de la plateforme saharienne. Ce qui n'est pas confirmé du point de vue hydrogéologique (gradient hydraulique, sens d'écoulement, données hydrochimiques) où l'hypothèse de l'existence d'un seuil isolant (donc pas d'alimentation à partir de cette zone) prédomine chez la plupart des auteurs (Cornet, 1964 ; Guendouz, 1985).

En revanche, certaines nappes du complexe Terminal et plus spécialement le complexe karstique des formations s'étageant du Turonien jusqu'à l'Eocène moyen seront considérés

comme étant un système aquifère (parfois multicouche) régional débordant sur plusieurs secteurs.

Les nappes phréatiques de l'inféro-flux et celle du Mio-Pliocènes localisées, respectivement, dans les lits d'oueds et dans la couverture (mio-plio-quaternaire) caractéristiques des dépôts de vallées, seront étudiées suivant les secteurs.

Il reste que certains secteurs (malgré l'importance de leur ressource) souffrent d'un manque de données quand à la géométrie de leurs réservoirs et à leurs caractéristiques hydrauliques et hydrochimiques.

Au nord de la flexure sud atalassique, seule la région du Hodna a fait l'objet d'une étude plus ou moins complète (FAO). La seule étude réalisée de façon détaillée dans l'Atlas saharien oriental reste la partie orientale du bassin du Hodna (Achi, 1970 ; Derekoy et Guiraud, 1973). Dans la région des Aurès, la SONATRACH a entrepris, pour le compte de la DHW de Batna une étude hydrogéologique (Abchiche, 1999), dans le but d'estimer les ressources hydriques.

En revanche, la plateforme saharienne est, relativement, bien étudiée depuis une soixantaine d'année, depuis l'étude de Savornin (1945). Plusieurs auteurs se sont penché sur cette région, pour ne citer que quelques uns : Cornet (1964) ; Bel et Demargne (1966) ; Bel et Cuche (1970) ; Projet ERSS (1972) ; Nesson (1975) ; Guendouz (1985) ; Moula et Guendouz (2003) ; OSS (2003).

## VII.2. Aperçu sur l'hydrogéologie générale de l'Atlas saharien méridional et la partie Sud-Ouest des Aurès

La région comprise entre la plaine du Hodna oriental et les Aurès, limitée au sud par les monts du Zab est formée par des aquifères appartenant à des formations s'étageant du Jurassique jusqu'au Quaternaire. Ces séries sont constituées essentiellement par des carbonates et des éléments détritiques (R. Guiraud, 1990). Le jurassique présente, au sommet, un réservoir essentiellement carbonaté. Le Crétacé inférieur, en continuité avec celui situé plus au sud (plateforme saharienne) est constitué de grès en ce qui concerne le sud du Chott El Hodna. Dans la région des Aurès, le Crétacé inférieur (nappe de l'Albien) est constitué, essentiellement de calcaires et de calcaires gréseux fissurés (Abchiche, 1999). En revanche le Cénomano-Turonien, marneux et argileux constituant le substratum du CT au Sahara, est constituée par des formations carbonatées au niveau de l'Atlas saharien et les Aurès. Il est le

siège d'une nappe très importante qui permet le transfert d'importantes masses d'eau des aquifères des monts de Bellezma vers le système aquifère du Hodna à l'ouest et les aquifères des Zibans au Sud. Dans cette région, le Cénomano-Turonien ainsi que le Sénonien Supérieur et l'Eocène inférieur forment un aquifère multicouche carbonaté. Du fait de la tectonique et des faibles épaisseurs des couches imperméables intercalaires les échanges des flux fluides, par drainance, sont très importants. Le Néogène et le Quaternaire sont constitués par des formations de grès et conglomérats.

#### VII.2.1. Région Sud-Est du Hodna

Dans la plaine, il existe deux nappes importantes superposées : une nappe phréatique et une nappe captive. Le réservoir de la première est généralement constitué par les alluvions grossières quaternaires. La seconde est située dans les conglomérats villafranchiens au Nord et à l'Est du Chott, dans le Tertiaire continental et l'épaisse série principalement gréseuse du Crétacé inférieur au Sud-Ouest. En fait, dans la zone Guelalla-Bou Saada – Ain Diss, la nappe captive du Hodna se confond avec l'immense nappe saharienne du Continental Intercalaire.

Parmi les autres aquifères, celui qui offre le plus d'intérêt et le réservoir calcaro-dolomitique du Cénomano- Turonien ; il constitue une bonne partie des Djebel bordant le bassin à l'Est et il donne naissance à de grosses sources. Les calcaires maestrichtiens forment un horst dans la zone de Barika et semblent avoir une perméabilité très réduite. Les autres formations aquifères qui affleurent sur le pourtour de la plaine s'ensèment très rapidement et sont inaccessibles sauf au pied des reliefs.

Les monts du Hodna, de Belezma, des Aurès et des djebels assurant la jonction entre les Aurès et l'Atlas saharien jouent, donc principalement : le rôle de châteaux d'eau, ils alimentent par ruissellement les aquifères plio-quaternaires qui, souvent, forment leurs piémonts.

#### VII.2.2. Région Sud-Ouest des Aurès

Les structures géologiques ainsi que le modelé géomorphologique de la terminaison des Aurès présentent des vallées synformes avec une forte pente vers le Sud-Ouest et indiquent un drainage, aussi bien des eaux de surface que des eaux souterraines, vers les systèmes aquifères de la région de Biskra. Les eaux de surface de la vallée de Bouzina drainées par l'oued Abdi s'écoulent vers la plaine d'El Outaya pour rejoindre l'oued Biskra.

les aquifères sont constitués, principalement, par les intercalations carbonatées de l'Eocène, du Maestrichtien, du Turonien, de l'Albo-Aptien et du Néocomien. Cependant, le réservoir principal correspond à la puissante formation carbonatée du Maestrichtien. Les formations albiennes qui forment le Continental Intercalaire au Sahara sont, ici, constituées par des niveaux calcaires à calcaires gréseux (Abchiche et All, 1999) reposant sur une série gréseuse appartenant au Néocomien. Les formations comprises entre les unités de l'Eocène et du Turonien forment un système aquifère multicouche constitué de couches calcaires séparées par des passées argileuses et marneuses. Le caractère artésien des nappes du Maestrichtien et de l'Eocène inférieur indique l'importance de ces couches imperméables.

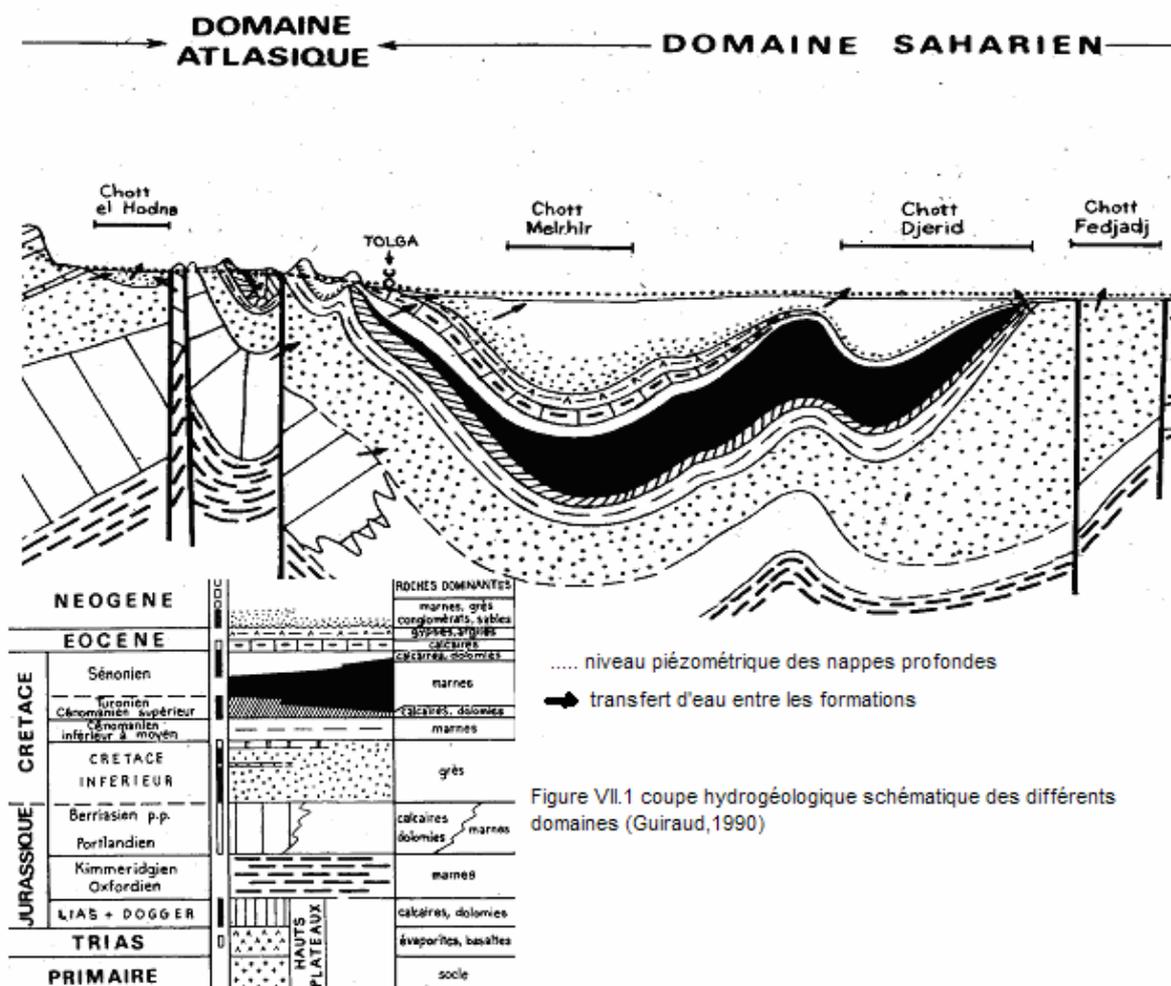


Figure VII.1 coupe hydrogéologique schématique des différents domaines (Guiraud, 1990)

L'orientation générale NE – SO des structures des Aurés (vallées et massifs) fait que du point de vue hydrologique qu'hydrogéologique, les écoulements des eaux de surface comme celles des eaux souterraines se font vers le SO (vers El Outaya et le Chott El Hodna).

### VII.3. Aperçu sur l'hydrogéologie générale de la plateforme saharienne

C'est en 1968 que l'UNESCO a entrepris une étude d'évaluation des ressources en eau du Sahara septentrional. Cette étude a été achevée en 1972 (Pallas PH., 1972). Elle concerne un vaste territoire, d'une surface de 800 000 km<sup>2</sup> et englobe à l'époque le Sahara algérien et une partie de la Tunisie. Son objectif est la détermination des ressources en eau en vue d'aboutir à une politique cohérente de gestion des ressources relatives aux deux importantes nappes du Sahara : le Continental Intercalaire (CI) et le Complexe Terminal (CT). La méthodologie adoptée consiste en :

- évaluation des besoins globaux en eau du Sahara à l'horizon 2000
- confrontation de ces besoins avec les capacités d'investissements et de réalisation
- construction de modèles mathématiques et analogiques des différentes nappes du Sahara
- réalisation de simulations exploratoires, pour déterminer les limites techniques des débits à ne pas dépasser par zones
- formulation définitive des hypothèses forte et faible en répartissant les prélèvements futurs dans chaque zone en tenant compte des résultats des simulations exploratoires
- simulation des hypothèses forte et faible et traduction des résultats en données économiques .

Cependant une dizaine d'années après le rapport final, il s'est avéré nécessaire de réactualiser cette étude. Cette période a servi pour le calage des rabattements calculés et les mesures existantes. En outre les simulations ont été prolongées jusqu'en 2010 en conservant tous les débits pris en compte en l'an 2000, constants après cette date.

Avec l'intégration du territoire libyen, l'étude du système aquifère du Sahara Septentrional (SASS) a été confiée à l'observatoire du Sahara et du sahel (OSS, 2003). A cette échelle (fig. VII.2), ce système couvre une étendue de plus de un million de km<sup>2</sup> dont 700 000 se trouvent en Algérie, près de 80 000 en Tunisie et 250 000 en Libye (Besbes and

All, 2003). Les synthèses hydrogéologiques les plus récentes font part de 8 800 points d'eau (forages et sources) : 3 500 au Continental Intercalaire et 5 300 au Complexe Terminal.

#### VII.4. Le Continental Intercalaire (CI)

##### VII.4.1. structure et géométrie du réservoir

Cet aquifère a été décrit par C. Killan (1931), « comme l'épisode continental compris entre les formations marines du paléozoïque et l'invasion marine du Crétacé supérieur ». Il est aussi l'auteur de la dénomination « Continental Intercalaire ». Il a été qualifié par J. Savornin (1945) comme étant le « plus grand système hydraulique du Sahara ».

Cette formation occupe pratiquement la totalité du Sahara algérien septentrional. Elle s'étend sur une superficie d'environ 600 000 Km<sup>2</sup>. Elle s'étend d'Ouest en Est, depuis la ligne des monts de Béchar, au Touat jusqu'en Libye (fig. VII.2) et du Nord au Sud, depuis l'accident Sud atlasique, au pied de l'Atlas saharien jusqu'aux affleurements des formations primaires et du socle, au bassin d'Illizi et Tidikelt. La dorsale du M'zab (orientée Nord-Sud) divise la plate-forme en deux bassins : le bassin oriental et le bassin occidental.

Notre zone d'étude étant située au nord du bassin oriental, nous n'aborderont, de ce fait, que la région située dans la région des Zibans.

Cette nappe a environ une épaisseur de 500 mètres (secteur d'Ouled Djellal) et est constituée par le complexe Albien, Aptien et Barrémien (Fig. VII.3 et VII.4).

Le toit du Continental Intercalaire correspond aux formations argileuses et évaporitiques du Cénomanién. La profondeur de ce toit, dans le secteur d'Ouled Djellal et de Sidi Khaled se situe à environ 2000 mètres. Le mur est mal défini et correspond aux formations comprises entre la discordance hercynienne et le Barrémien. Dans la région des Zibans, il correspond au Néocomien.

Le Continental Intercalaire n'est pas seulement constitué d'horizons perméables. Il englobe d'importants volumes sédimentaires d'origine lagunaire ou marine. Le pourcentage d'argile peut être très important, par conséquent, il est nécessaire de faire une distinction entre le réservoir total et le réservoir utile à savoir les formations clastiques (argilo-gréseuses) susceptibles de former un aquifère homogène.

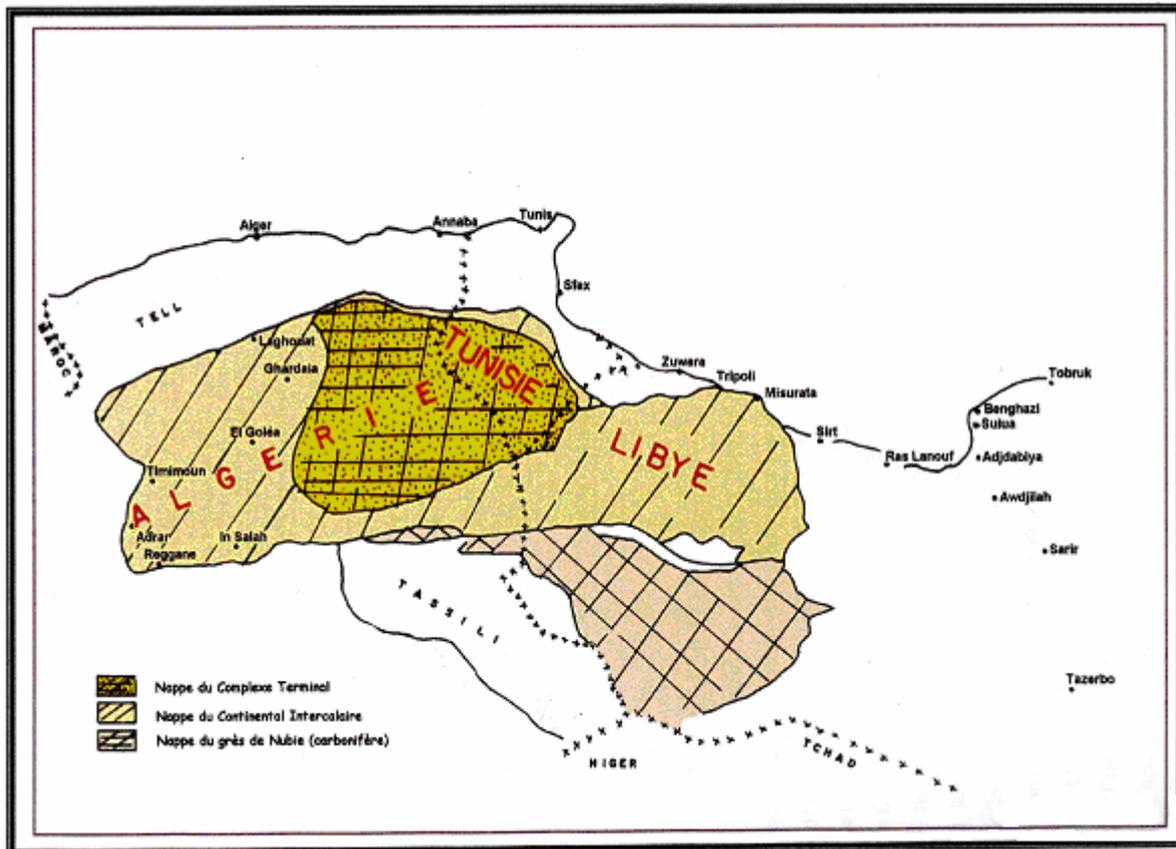


Fig. VII.2 Situation générale des aquifères du Sahara septentrional (source ANRH)

En général, (cornet, 1964 ; castany, 1982) le Continental Intercalaire est constitué d'une formation argilo-sablo-gréseuse d'origine continentale avec des incursions marines ou lagunaires parfois très importantes (les formation de l'Aptien).

En outre l'horizon aptien semble être imperméable d'après le faciès, mais les mesures de charge au niveau des deux horizons, Albien et Barrémien, donnent, en gros, les mêmes valeurs, ce qui nous permet de les regrouper en une seule nappe, malgré, l'écran aptien.

Les forages effectués à Sidi Khaled et Ouled Djellal ont traversé les formations suivantes ( fig.VII.3) :

- Barrémien, 540 m. à Sidi khaled et 420 m. à Ouled Djellal où le forage a été arrêté avant d'atteindre le mur. Il s'agit d'une épaisse série argilo-sableuse avec alternance de sable et de grès fins ; argiles sableuses ; quelques dolomies microcristallines

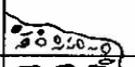
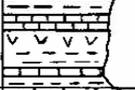
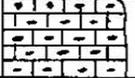
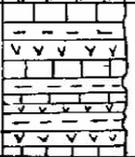
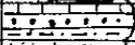
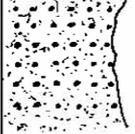
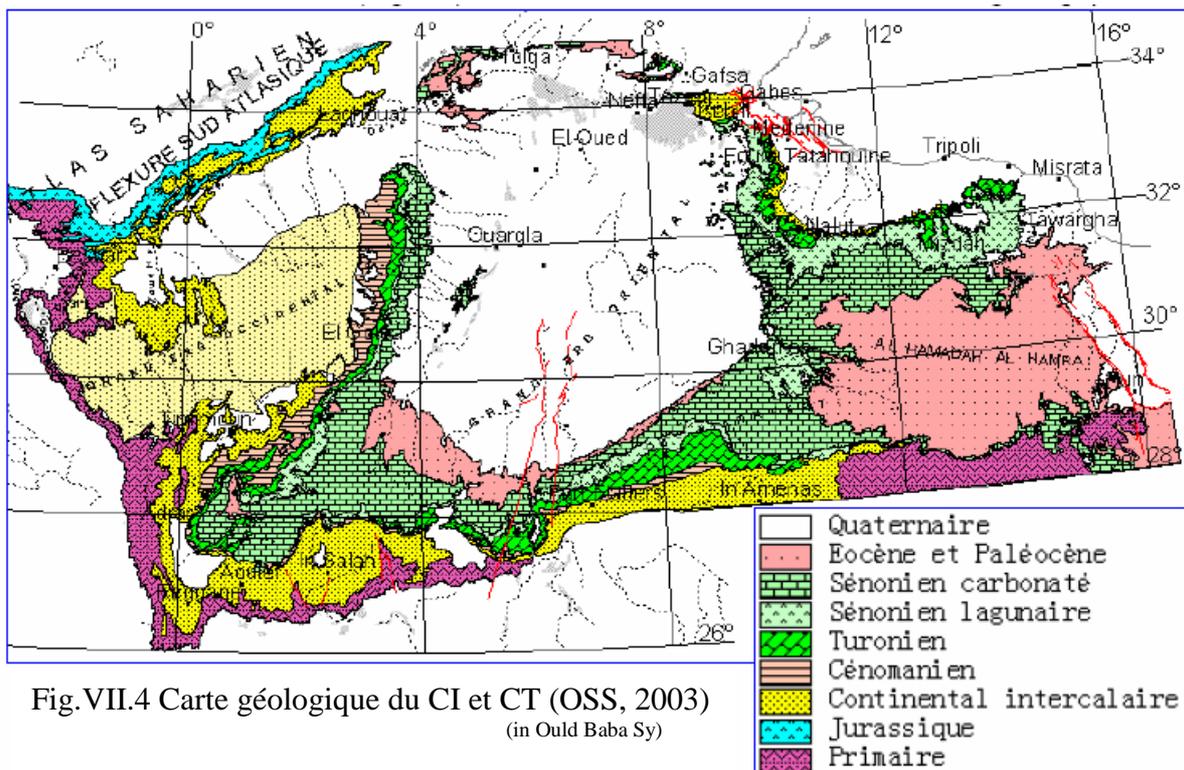
UNITE stratigraphique	LOG Stratigraphique	Description Stratigraphique	Unite Litho-Stratigraphique	Unite Hydrogeologique	
quaternaire		Alluvions	Continental	Nappe Phreatique	
Mio-Pliocene		poudingues calc. gypseux sable, argile	Terminal	Nappe De Sable	
Eocene Moy.		argile, gypse calc. dolomitique	Eocene Argilo- Evaporitique	Nappe de l'Eocene moyen Semi-impermeable	
Eocene Inf.		Calc. blancs à silex.	Eocene Carbonaté	Nappe Calcaire	
Senonien Sup.		Calc. dolomitiques	Senonien Carbonaté	Nappe Calcaire	
Senonien Inf.		Alternance de calcaires et de marnes	Senonien Lagunaire	Impermeable	
TURONIEN		calc. dolomitique calc.	Turonien Carbonaté	Nappe Calcaire Du Turonien	
CENOMANIEN		Marno - Calc. Marnes Gypse	Cenomanien Argilo - Evaporitique	Impermeable	
ALBIEN		Argiles Gres	Albien Argilo Greseux	NAPPE DU "CONTINENTAL INTERCALAIRE"	
APTIEN		calc. marnés argiles, gres.	Aptien lagunaire greseux		
BARREMIEN		Gres	Barremien Greseux		

Fig. VII.3. tableau récapitulatif des unités géologiques et hydrogéologiques

- Aptien, 50 m. de dolomies et de calcaires argileux à Sidi Khaled, mais rien d'équivalent à Ouled Djellal où l'on a pu noter une absence totale des faciès carbonatés entre le Barrémien et l'Albien qui sont gréseux, Il peut s'agir ici d'un changement latéral de faciès ou d'une lacune de sédimentation.
- Albien, 150 à 200 m. A la base de la série, les formations sont gréseuses (50 à 100 m.) : grès fins à ciment calcaire beige gris à Ouled Djellal. Au sommet, les formations sont plus carbonatées (environ 100 m.) : calcaire gris et marnes gris noires à Sidi Khaled ; calcaire blancs à gris et argiles grises à vertes à Ouled Djellal.



#### VII.4.2. Piézométrie du CI

Des cartes piézométriques ont été établies par Cornet (1964), ERESS (1972), OSS (2003) et font apparaître deux grands bassins sahariens séparés par la dorsale du M'zab.

Sur la carte établie en 2003 (Fig. VI.5) par l'OSS (2003), il en ressort 3 domaines hydrogéologiques : le bas Sahara à écoulement d'Ouest en Est ; le grand erg occidental, le Touat-Gourara et le Tidikelt à écoulement du Nord vers le Sud et le Sud-Ouest.

Dans le bassin oriental, bassin en général artésien, avec des pressions d'artésianisme très fortes comprise entre 5 et 25 bars (Guendouz, 1997), le sens d'écoulement semble être du Nord-Ouest vers le Sud-Est pour être repris ensuite par un sens d'écoulement du Sud vers le Nord-Est. Les eaux convergent vers l'exutoire tunisien par la faille de Mednine.

Dans le NE de la carte les isopièzes donnent un gradient hydraulique d'environ  $2 \cdot 10^{-3}$ . Après l'implantation du forage d'Ouled Djellal, on a enregistré une baisse de pression équivalente à environ 10 mètres entre Sidi Khaled et Ouled Djellal distants l'un de l'autre de 8 Km, ce qui donne environ un gradient hydraulique local de l'ordre de  $10^{-3}$ .

#### VII.4.3. Alimentation du CI

Plusieurs hypothèses ont été émises concernant la recharge des aquifères sahariens, notamment celui du Continental Intercalaire qui a été longtemps considéré comme étant une nappe fossile d'où la notion de paléorecharge.

La plupart des études ERESS (1972), Guendouz (1985), Guendouz et al. (1997), Edmunds et al. (2003), OSS (2003) confirment que la partie la plus importante des réserves du Continental Intercalaire a été emmagasinée durant les périodes pluvieuses notamment à la fin du Pléistocène. Il s'agit donc de recharge paléoclimatique. Cependant, il est de plus en plus admis, qu'en plus de ces réserves générées pendant les derniers humides, il existe des apports continus à partir des limites du bassin. Tout d'abord, c'est grâce l'étude des gradients hydrauliques et à la géochimie, et plus spécialement, la géochimie isotopique qu'on a pu dresser un schéma général d'écoulement. Les cartes piézométriques font ressortir les zones d'alimentation et les zones de vidange, alors que les résultats des analyses isotopiques traduisent la répartition spatiale des âges des eaux. C'est ainsi que les eaux les plus récentes,

considérées comme provenant d'une alimentation actuelles (500 ans au C<sup>14</sup>) sont localisées aux limites du système aquifère ( Guendouz, Kassir, ).

Au cours des précipitations exceptionnelles, les eaux s'infiltrent directement plus au Sud, au niveau du plateau de Tadmait, Tinhert, Tidikelt pour ensuite alimenter la nappe.

Dans l'erg occidental la nappe est parfois subaffleurante Kassir (1983) ) et reçoit directement les eaux de pluie surtout au cours des épisodes pluvieux exceptionnels, ainsi qu'à partir de la région Nord-Ouest, provenant des ruissellements des oueds. Cette eau après infiltration s'écoule ensuite vers le Sahara et ceci est facilité par l'absence des formations imperméables séparant le Continental Intercalaire du Complexe Terminal existant dans l'erg oriental.

Dans l'ensemble ces formations sont faiblement alimentées : environ 1 milliard m<sup>3</sup>/an au total (Besbes and All, 2003) essentiellement aux piémonts de l'Atlas Saharien en Algérie.

Les résultats du modèle ont permis d'estimer la réalimentation à partir de l'Atlas saharien à environ 7 Mm<sup>3</sup>/s. Ces valeurs ont été revues à la baisse depuis l'étude réalisée par l'UNESCO (1972 et 1983) donnant une réalimentation de 8.49 Mm<sup>3</sup>/s. Cornet les a estimé (1964) à 25 Mm<sup>3</sup>/s. Il faut noter, cependant que les apports proviennent, principalement, de la

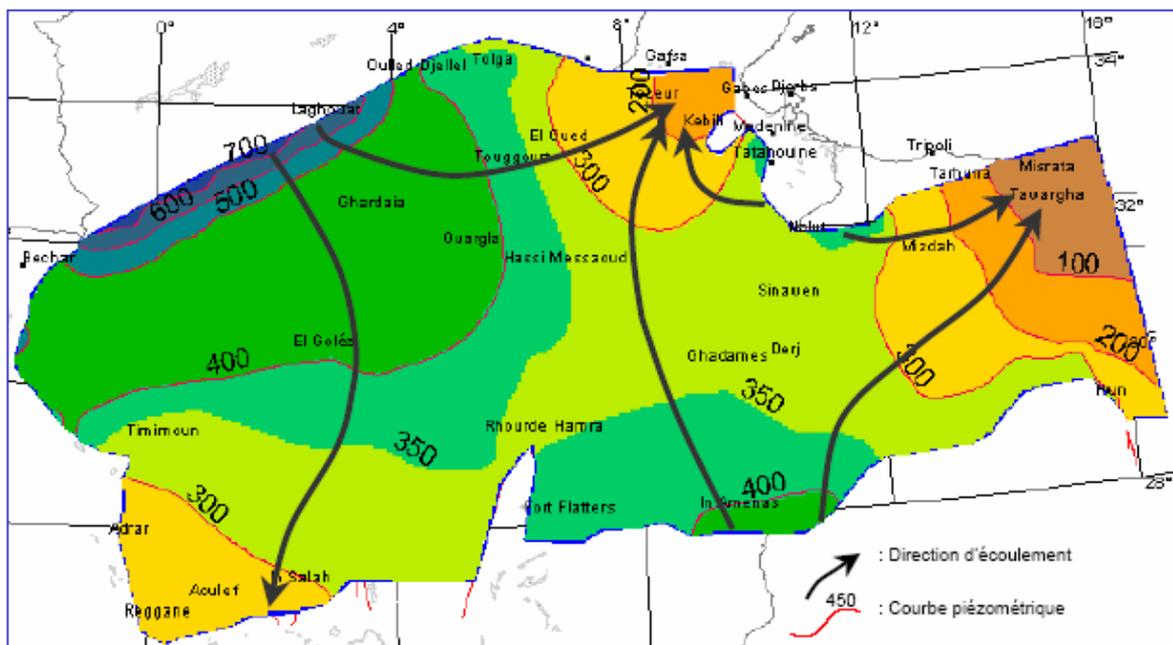


Fig.VII.5 Carte piézométrique du Continental Intercalaire (OSS, 2003), in Ould Baba Sy

partie occidentale de l'Atlas saharien. La limite nord orientale a été imposée comme limite étanche.

Contrairement à ce qui se passe dans le secteur occidental, le système aquifère du Sahara située dans notre secteur d'étude et, plus précisément, la zone de Biskra ne peut bénéficier d'une alimentation directe à partir des infiltrations. Ces nappes sont situées, en grande partie, à des profondeurs très importantes et sous d'épaisses couvertures. Ceci les soustrait, automatiquement, des apports directs des précipitations et des phénomènes d'évaporation.

Cependant au Nord d'Ouled Djellal, au niveau de bordj Chaïba, dans les derniers chaînons de l'Atlas saharien, le continental Intercalaire affleure sur une petite étendue. Une infiltration se fait directement par cette zone. Un tel impluvium très restreint ne peut en aucun cas expliquer le grand volume de recharge du Continental Intercalaire. En outre, les résultats obtenus lors des tests pétroliers effectués au forage d'Ouled Mellah (OUM1) ont montré (ERESS,1972) que les formations crétacées sont envahies d'eau à très forte salinité (88 à 111 g/l). Cette zone qui est située dans le sillon Sud aurésien se comporte, par conséquent, comme zone morte. Ce qui laisse à croire que l'accident Sud atlasique se comporte comme un écran empêchant la communication entre le domaine atlasique et le continental intercalaire. Ce ci est confirmé lors du calage du modèle en imposant la limite nord (la flexure sud atlasique) comme limite étanche.

#### VII.4.4. Caractéristiques hydrauliques du CI

C'est bien lors du calage du modèle numérique qu'est apparu la grande difficulté à répartir les valeurs. La plupart des pompages d'essai sont effectués dans des forages ne traversant pas totalement les formations. En outre, comme on l'a déjà signalé, l'aquifère utile est de loin, inférieur à l'épaisseur totale, du fait de l'intercalation de couches et de lentilles imperméables. Des corrections ont été apportées grâce à l'interprétation des diagraphies donnant des séquences avec les épaisseurs et les perméabilités. Il reste que pour une région aussi vaste, le nombre limité de points de mesure ne peut faire l'objet d'une extrapolation. De ce fait, les résultats des pompages d'essai ne sont représentatifs que du secteur environnant.

La porosité établie à l'aide des diagraphie a donné des valeurs variant entre 22.6 et 28.7 %.

L'étude du BURGEAP et celle de ERESS ont donné comme valeurs pour le forage de Sidi Khaled : une transmissivité de  $2.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s et une perméabilité de  $2.10^{-5}$  m/s.

#### VII.4.5. Exploitation du CI

La première mesure a été effectuée en 1974. Une deuxième mesure de niveau sur le même forage d'Ouled Djellal a été effectuée en 1982 et le rabattement a été trouvé égal à 35.70 m.

Le Continental Intercalaire est exploité (Algérie) par, près, de 3500 points d'eau constitués de forages et de sources. Soit 1.33 milliard m<sup>3</sup>/an en Algérie ( concernant les deux complexes), 2.2 milliard de m<sup>3</sup>/an sur tout le Continenta Intercalaire. Dans la région de Biskra on extrait 43 Hm<sup>3</sup>/an à partir de 13 forages artésiens.

#### VII.5. Le Complexe Terminal (CT)

##### VII.5.1. Introduction

Le terme de Complexe Terminal désigne les formations les plus récentes déposées au Bas Sahara, en opposition avec les formation du Continental Intercalaire. Dans le bassin oriental, le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal sont séparés par la transgression Cénomaniennne. Le Complexe Terminal au sens strict englobe : le Sénonien, l'Eocène, le Miocène, et le Plio-Quaternaire. Alors que le Complexe Terminal au sens large comprend en plus le Turonien.

Cet ensemble forme en fait un aquifère multicouche, constitué d'unités perméables séparées par des couches imperméables ou semi-perméables. Dans la région des Zibans le Sénonien inférieur est lagunaire et devient de ce fait le mur du Complexe Terminal. Le Turonien séparé du reste, est dans ce secteur peu perméable du fait de la mauvaise fissuration. En revanche dans la région d'El Outaya, le Turonien et le Sénonien inférieur constituent un aquifère continu.

Les formations peu perméables n'existant pas partout permettent une drainance et une mise à niveau des pressions hydrostatiques des différentes nappes. Ceci a justifié le regroupement des nappes du Crétacé supérieur et de l'Eocène et celles du Tertiaire continental comme un seul et même ensemble hydraulique appelé Complexe Terminal (Nesson, 1975).

Les formations aquifères contenues dans le Complexe Terminal sont :

- les nappes du Continental Terminal constituées des nappes phréatiques (nappes de remplissage des oueds, formations dunaires) et les nappes du Mio-pliocène (nappe de sable dans les Zibans)
- la nappe de l'Eocène moyen : nappe lenticulaire, hétérogène,
- la nappe sénono-éocène : ou nappe des calcaires.

#### VII.5.2. Structure et géométrie du Complexe Terminal

la limite du toit du substratum du Complexe Terminal reste assez confuse, du fait de la variation des faciès de l'Eocène inférieur. Ce dernier étant généralement évaporitique (marnogypseux), il est rattaché aux formations du Cénomaniens qui constitue le substratum continu du Complexe Terminal. A cela s'ajoute la formation du Turonien carbonaté et à forte perméabilité par endroit. De ce fait la notion de ce substratum n'est valable qu'à l'échelle locale. Le toit de la nappe est constitué dans la région des Zibans par les formations évaporitiques de l'Eocène moyen ou la base du Mio-Pliocène, quand l'Eocène moyen n'existe pas ou quand ce dernier est perméable il est rattaché à la nappe karstique (Ouled Djellal).

La carte des épaisseurs (fig.VII.6) du réservoir du Complexe Terminal montre que c'est au niveau de Biskra que se présentent les plus importantes épaisseurs. Ces épaisseurs atteignent les 1000 mètres dans la région des Zibans.

La carte (fig. VII.7) montre que la cote du toit se situe à 900 mètres au niveau de la dorsale du M'Zab et une à altitude d'environ 0 au Sud de Biskra.

Ces cartes ne tiennent pas compte des nappes phréatiques (nappes d'inferroflux et nappes de sable). Ces nappes sont très hétérogènes et présentent des discontinuité dans leur extension. La nappe des sables, plus importante au sud de Biskra , constitue à elle seule un multicouche, notamment, dans la région de Touggourt et Ouargla. Celle-ci est constituée de deux couches de sables séparées par des argiles et reposant sur la nappe carbonatée. Cette nappe constituée de dépôts détritiques fluvio-lacustres est très réduite dans la zone d'étude.

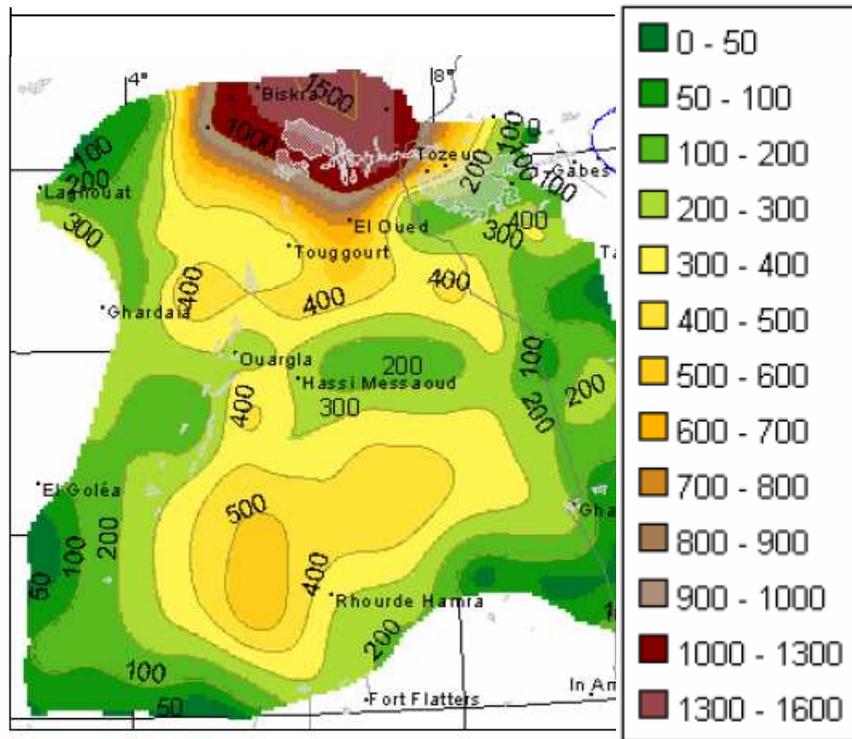


Figure VII.6 Carte des épaisseurs du CT (OSS, 2003) ;(in Ould Baba Sy)

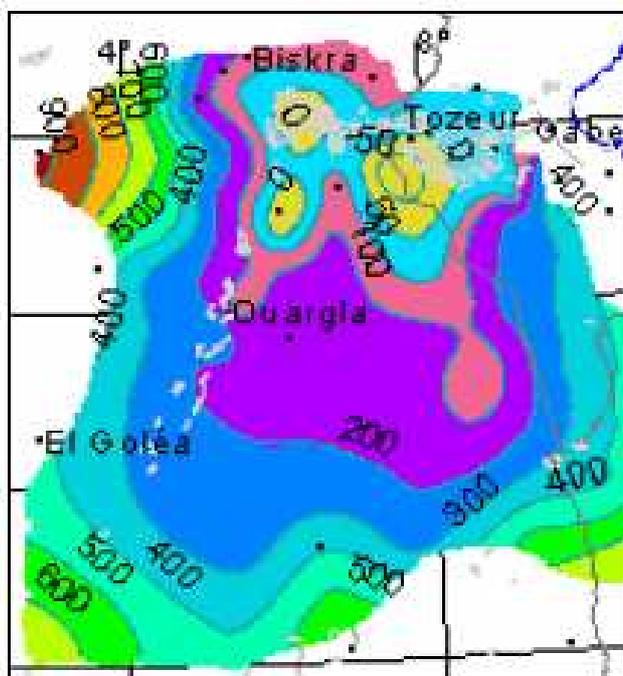


figure VII.7 Carte du toit du CT (OSS, 2003), in ould Baba Sy (2005)

### VII.5.3. Piézométrie du Complexe Terminal au sens large :

Depuis Cornet (1964), plusieurs cartes ont été établies et réactualisées (Projet ERESS, 1972). La plus récente (OSS, 2003), (Fig. VII.8) montre, comme pour la nappe du Continental Intercalaire, un écoulement qui se fait vers l'exutoire tunisien, situé dans la région de Tozeur. Dans la partie Nord du Bas Sahara le sens d'écoulement est de l'Ouest (avec un niveau piézométrique d'environ 700 mètres au niveau de Laghouat) vers l'Est (où le niveau piézométrique atteint les 50 mètres au niveau de Tozeur). Un autre sens d'écoulement se fait du Sud vers le Nord.

Il faut, cependant, noter que du fait de l'hétérogénéité spatiale et des différents aquifères, l'écoulement se fait en relais, par transfert d'un système à un autre.

### VII.5.4. Les nappes phréatiques

#### VII.5.4.1. structure et géométrie des réservoirs

Il s'agit de nappes superficielles généralement exploitées par puits. Ces nappes sont localisées dans les plaines et les lits d'oueds. Ce sont des nappes peu profondes, se trouvant à quelques mètres seulement (entre 2 et 50 m). Elles sont constituées généralement par les formations quaternaires. Elles sont alimentées, directement par les précipitations, les eaux de crues, parfois par drainage à partir des aquifères situés plus en profondeur et artésiens, les eaux de drainage, les fuites occasionnées par les ouvrages de canalisation et les forages et enfin par le retour des eaux à partir de l'irrigation.

Le système aquifère d'inféro-flux le plus important de la région est, sans conteste, celui de la nappe en gouttière de l'Oued Djedi ainsi que celui de la nappe phréatique de la plaine de Doucen. Dans la région d'El Outaya, la nappe d'inféroflux de l'Oued Biskra est généralement, en relation directe avec la nappe mio-pliocène. A l'Ouest de la plaine d'El Outaya et notamment, au Sud-Est du Chott Hodna, la nappe phréatique est très complexe et se distingue difficilement de l'aquifère des dépôts continentaux du Villafranchien. La nappe phréatique, dans ce cas, est constituée de sables, graviers et galets quaternaires. L'écoulement se fait vers le Chott Hodna. Ces nappes en gouttière, épousant les lits d'oued, se caractérisent par de faibles épaisseurs. L'extension en longueur peut être assez importante, alors que la largeur est limitée entre les berges. Ces nappes ont de bonnes perméabilités et présentent de

fortes fluctuations. leur comportement nerveux leur confère des réponses rapides aux excitations : alimentation par les crues et prélèvements.

Les nappes phréatiques ont été les premières à être exploitées et ont permis généralement l'entretien des palmeraies. Dans les oasis le niveau de l'eau atteignant le sol alimentait naturellement les palmiers par les racines. J. Flandrin (1941) a noté qu'aux abords de l'oued Djedi, les niveaux de la nappe se situaient à des profondeurs variables de 3 à 5 m. Par la suite et avec la baisse du niveau piézométriques, les puits sont équipés de moto-pompes. On compte plus de 10000 puits dans la région de Biskra. 2500 à 3000 points d'eau dans la région d'Ouled Djellal, Sidi Khaled, Doucen et les palmeraies de Tolga (données ABHSahara).

La géométrie de cette nappe se distingue par sa discontinuité dans l'espace ; aussi bien verticale qu'horizontale. La limite inférieure de la nappe n'est pas bien marquée, le passage se faisant sans discontinuité. Elle repose, généralement sur les formations imperméables du Pliocène (formations argileuses) ou en discordance sur l'Eocène moyen lagunaire, quand le Mio-Pliocène est absent, comme c'est le cas au niveau d'Ouled Djellal et Sidi Khaled. Le réservoir le plus important est, sans conteste, la nappe de l'inféoflux de l'oued Djeddi.

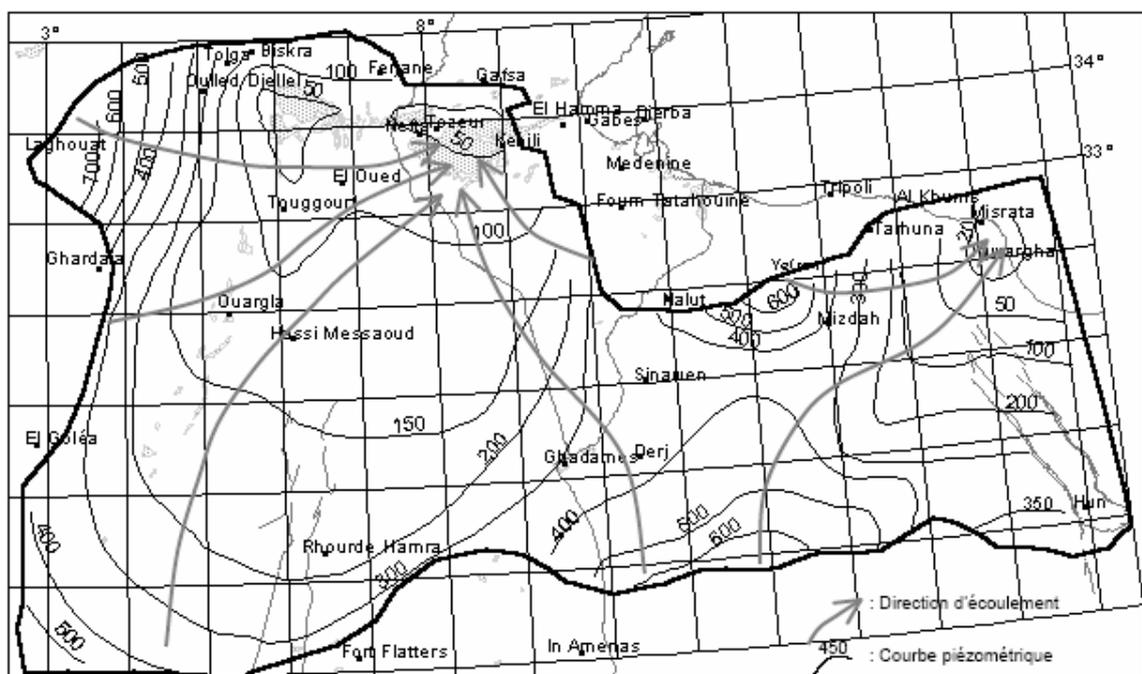


Figure VII.8 Carte piézométrique de référence du Complexe Terminal (OSS, 2003a et b, in Ould Baba Sy)

L'extension des alluvions de cette nappe se limite à plus de 800 mètres de largeur et suit la longueur de l'oued Djedi, jusqu'au chott Melghir. En revanche, c'est dans la partie occidentale, au Nord de l'oued que les alluvions ont une extension latérale considérable formant ce qu'on appelle : la plaine de Doucen.

Dans la région d'El Outaya, c'est au niveau de l'oued que les accumulations alluvionnaires sont les plus importantes avec des épaisseurs comprises entre 2 et 30 mètres.

#### VII.5.4.2. Mode d'alimentation :

Dans les zones les plus septentrionales, l'essentiel de l'alimentation provient des massifs des Aurés. Ces zones surélevées alimentent par ruissellement les aquifères qui forment les piémonts. L'écoulement se fait vers le sud pour la région d'El Outaya et vers l'Ouest et le Sud-Ouest pour les régions limitrophes du Chott El Hodna.

Pour les nappes de l'inféro-flux, l'alimentation dépend uniquement des crues des oueds. Le ruissellement provoque la recharge des alluvions. Cette recharge étant proportionnelle à la surface submergée et au temps de submersion. De ce fait la recharge ne peut être cernée que par une étude fréquentielle des apports comparés à la recharge effective observée par un réseau de piézomètres. En conclusion, les alluvions des oueds s'apparentent beaucoup plus aux réservoirs de surface c'est-à-dire les barrages qu'aux réservoirs souterrains (aquifères).

Une deuxième source d'alimentation, non moins importante, provient de l'infiltration des eaux d'irrigation et des rejets des eaux usées. Une partie de ces eaux est généralement extraite des nappes plus profondes. Ce phénomène est à l'origine de grandes catastrophes écologiques, dans les régions des Chotts (El Oued et Oued Rhir). La pente ainsi que l'écoulement des eaux de surface de l'Oued Djedi évite à cette région l'asphyxie provoquée dans les régions dépourvues de réseaux d'assainissement.

#### VII.5.4.3 Ecoulement :

Les écoulements suivent généralement, le sens des écoulements des eaux de surface. Les exutoires naturelles sont constituées par de vastes zones d'évaporation. Le Chott Melghir en forme le principal exutoire.

Ce sont des aquifères très nerveux qui réagissent rapidement aux excitations, notamment lors des crues. Les écoulements en surface sont souvent accompagnés par une saturation totale de l'aquifère. De sorte, qu'au bout d'un certain temps lors d'importantes crues, on assiste à l'écoulement généralisée d'une masse d'eau regroupant les eaux de surface et les eaux souterraines. La vidange est tout autant rapide, du fait de la très grande vitesse des écoulements dans ces formations sableuses et graviers de bonnes perméabilité.

#### VII.5.5. Nappes du Mio-Pliocène :

Ces nappes occupent, généralement, les dépressions formant les plaines bordées par les massifs.

Dans la région d'El Outaya, cette nappe est formée par une alternance d'argiles et de sables, du gypse, gravier, poudings et conglomérats. L'épaisseur de cette nappe est très variable et peut atteindre quelques centaines de mètres. Elle repose sur un substratum composé de formations imperméables du Miocène marin et celles de l'Eocène moyen.

Dans la plate-forme saharienne, il s'agit surtout de la nappe des sables. Elle constitue le Continental Terminal proprement dit. Le remplissage mio-pliocène peut atteindre 2000 m d'épaisseur au pied de l'accident sud atlasique mais les formations sableuses aquifères ne dépassent guère les 100 mètres.

##### VII.5.5.1. Plaine d'El Outaya

###### VII.5.5.1.1. Structure et géométrie du réservoir

Cette nappe est constituée par une alternance d'argiles, de sables, de graviers et conglomérats avec des passées gypseux. Elle repose sur un substratum formé par les assises imperméables du Miocène marin et de l'Eocène moyen.

Ces données sont affinées par la géophysique qui met en évidence une évolution spatiale des matériaux détritiques composant l'aquifère. Il en ressort que c'est dans la partie orientale qu'on observe la plus grande extension des poudings du pliocène qui forme l'essentiel du système aquifères. Ces formations conglomératiques peuvent atteindre des épaisseurs de 200 mètres dans la vallée de l'oued Biskra. C'est dans cette même région que l'on observe les plus fortes résistivités ( fortes valeurs de la résistance transversale). D'autres

niveaux alluvionnaires grossiers, séparés par un niveau argileux sont localisés tout au long du lit de l'oued Biskra. Leurs épaisseurs varient entre 15 et 20 mètres.

La région de Selga Saadoun est caractérisée par d'importantes épaisseurs de niveaux salés.

#### VII.5.5.1.2. Caractéristiques hydrauliques

La porosité moyenne de la nappe du Mio-pliocène est estimée à 30 % (ANRH). La transmissivité est très hétérogène et varie de 4 à  $7.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. Le coefficient d'emmagasinement varie de 0.5 à 0.1.

#### VII.5.5.1.3. Piézométrie de la nappe du Mio-Pliocène

L'écoulement général se fait du Nord vers le Sud (fig. VII.9). Cependant la ligne de partage des eaux matérialisée par l'oued Biskra ainsi que la terminaison périclinale des djebels Mohamed et Deba formant deux zones d'alimentation avec les massifs situés au Nord, font converger les eaux souterraines, suivant un axe de drainage Nord- Sud vers Bled Selga. Un autre sens d'écoulement se fait vers le Sud-Est vers la terminaison Nord-Est du djebel Bourhzel. La cote piézométrique la plus haute en amont est de 190 mètres et elle est de 160 mètres en aval.

#### VII.5.6. Nappe de l'Eocène moyen

Cette nappe est spécifique et n'est perspective que dans la région de Sidi Khaled et Ouled Djellal. Elle fait partie, normalement, du complexe aquifère karstique de la nappe des calcaires des Zibans. Cependant, certaines particularités nous ont contraint à traiter cette nappe séparément. Sa spécificité vient de la nature de son réservoir constitué des formations carbonatées et des dépôts d'anhydrites et de gypse, lui conférant un système karstique évoluant dans les carbonates et dans les séries évaporitiques.

### VII.5.6.1. Historique

Entre les années 1892 et 1920, 36 sondages dont la profondeur ne dépasse pas les 60 mètres ont été exécutés. L'artésianisme était confirmé pour 23 de ces sondages qui ont donné de l'eau jaillissante.

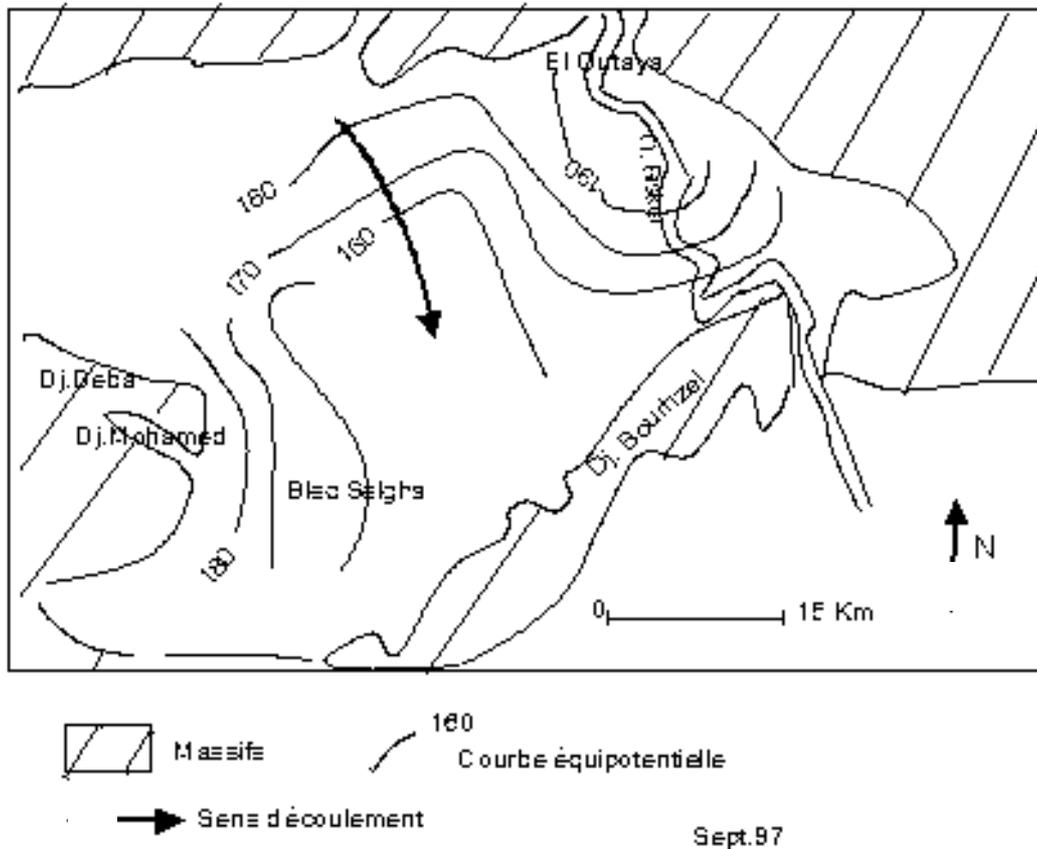


Fig. VII.9 Carte piézométrique de la nappe Miopliocène de la plaine d'El Outaya

Par suite de l'exploitation abusive et les pertes dues aux détériorations des tubages, ce nombre est tombé à 3 puits jaillissants.

Actuellement l'artésianisme a disparu. Les débits d'exhaure ont diminué considérablement. Les forages qui continuent d'être exploités donnent des débits d'environ 2 l/s seulement. L'utilisation de cette eau pour l'irrigation contribue à la sursature de la nappe phréatique.

#### VII.5.6.2. Géologie et structure de l'Eocène moyen

Les affleurements visibles occupent la quart Sud-Ouest de la carte géologique de Biskra (au 1/200 000). Le reste de la carte est occupé par les formations mio-pliocène et quaternaire qui reposent en discordance sur l'Eocène moyen.

##### VII.5.6.2.1. Structure :

La profondeur de la base de l'Eocène moyen est très variable. Elle est minimale (100 à 130 m) au Sud-Ouest de Sidi Khaled et au Nord-Ouest d'Ouled Djellal. A Ouled Djellal, la base de l'Eocène moyen se situe à des profondeurs maximales (280 à 300 m) et c'est à ce niveau que l'épaisseur est maximale. L'épaisseur de l'Eocène moyen augmente donc du Nord au sud et du Nord-Ouest au Sud-Est. Les couches de l'Eocène moyen montrent des plis à grands rayons de courbure avec des pendages de 5 à 10°. Ces caractéristiques (enfouissement, augmentation d'épaisseur vers le Sud et le Sud-Est) sont certainement en relation avec la flexure Sud atlasique.

##### VII.5.6.2.2. Lithostratigraphie :

L'Eocène moyen se compose d'une série de faciès jouant un rôle important dans la qualité chimique des eaux.

Il s'agit essentiellement d'argiles, de gypses, d'anhydrite et de calcaires dolomitiques en intercalation. Cependant ces faciès sont variables latéralement et donnent une lithostratigraphie très hétérogène. Au Sud-Ouest, dans la région de Sidi Khaled, le faciès lagunaire (gypse et anhydrite) domine avec un faible pourcentage d'argile. Dans le secteur d'Ouled Djellal, les intercalations calcaro-dolomitiques à faible extension latérale remplaceront, en majorité, les argiles et les marnes de Sidi Khaled. Au Nord et au Nord-Ouest d'Ouled Djellal, les faciès argileux et calcaro-marneux sont dominants.

##### VII.5.6.2.3. Géométrie et extension des couches perméables de l'Eocène moyen

L'Eocène moyen est, surtout, productif dans les niveaux calcaro-dolomitiques. dans le secteur d'Ouled Djellal, les niveaux d'eau ont été atteints à des profondeurs variant entre 37 et

47 mètres. Au niveau de Sidi Khaled , les forages atteignant des profondeurs de 70 et 80 mètres, n'ont rien donné. Le même cas se pose au Nord et au Nord Ouest.

Il est à préciser que la nappe de l'Eocène moyen repose parfois directement sur les calcaires et dolomies de l'Eocène inférieur. Dans cette zone la nappe des calcaires (séno-éocène) est captive sur une grande partie et sa mise en charge est faite par le toit de l'Eocène moyen.

VII.5.6.2.4. Phénomènes pseudokarstiques dans les formations gypseuses et anhydritiques de l'Eocène moyen dans le secteur de Sidi Khaled.

Dans les environs de Sidi khaled une importante formation appartenant à l'Eocène moyen (couches supérieures) est constituée, en grande partie, par du gypse, des anhydrites et des passées argileuses. Dans certains endroits le gypse et l'anhydrite, suite à des dissolutions sélectives, se comportent comme les formations carbonatées avec la formation d'un véritable réseau karstique (le terme pseudokarstique est plus adéquat). La dissolution, en profondeur, des formations salifères provoque la formation de grottes, de conduits et des zones d'effondrement. S'agissant de simples dissolutions en présence de fortes énergies, les évaporites favorisent la création de réseaux de dissolution importants (chenaux plus ou moins linéaires) constituant des axes de drainage privilégiés. Sur le tracé de ces derniers, il y a apparition de pertes. Lorsque ces pertes se trouvent sur le parcours des eaux superficielles, il y a capture des ces eaux avec formation de véritables cours d'eau souterrains, surtout en période de crue.

Ces formations reposent sur l'importante nappe sénono-éocène ou nappe des calcaires. Dans la région de Sidi Khaled, notamment, l'Eocène inférieur évaporitique est très réduit, ce qui permet des échanges d'eau entre l'unité karstique sénono-éocène et l'assise évaporitique supérieure (fig.VII.9b). Des puits, judicieusement creusés dans les anhydrites, rencontrent, parfois, des poches d'eau d'une importance notable, aussi bien du point de vue quantité que qualité. La faible minéralisation des eaux prélevées dans cette salle s'explique d'une part par la présence de couches argileuses tapissant le fond de la grotte et évitant le contact des eaux avec les formations salifères et d'autre part, par les circulations rapides de ces eaux dans les conduits.

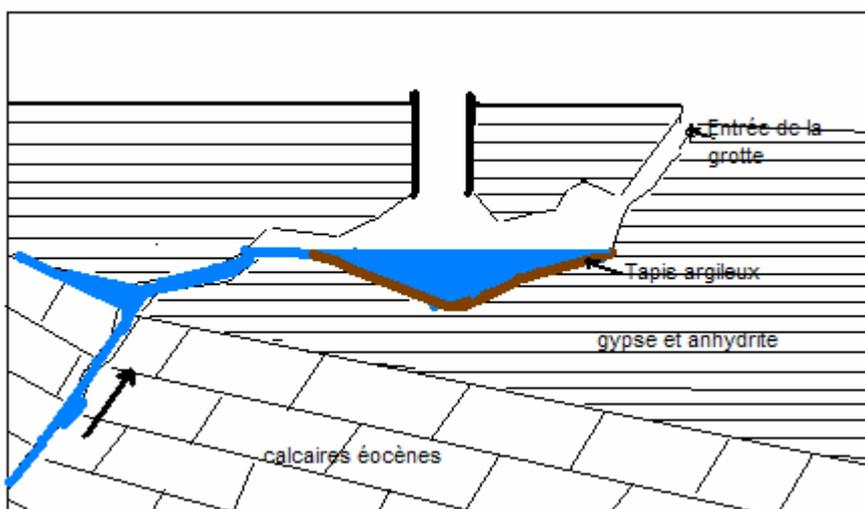


Figure VII.9b. structure pseudokarstique dans les évaporites, en relation avec l'assise calcaire éocène inférieur.

#### VII.5.7. Nappe des formations carbonatées du Complexe Terminal (nappe sénono-éocène) : les aquifères karstiques

##### VII.5.7.1. Introduction :

Dans la région des Zibans, l'aquifère le plus important du Complexe Terminal est, sans aucun doute, la nappe des calcaires du Sénonien supérieur et de l'Eocène inférieur. Ce type d'aquifères présente un intérêt important en terme de ressources en raison de leur bonne productivité et de la qualité chimique de leur eau. Il s'agit d'une nappe partiellement artésienne. Cependant, il faut noter que suite à une surexploitation, cet artésianisme a énormément diminué. En revanche, vers le Sud-Ouest, dans la région d'Ouled Djellal et Sidi Khaled, la nappe des calcaires est située à une plus grande profondeur et surmontée par la nappe de l'Eocène moyen qui a été longtemps exploitée. Cette dernière est constituée par des argiles et du Gypse. Des paquets de calcaires dolomitiques sont intercalés dans ces formations et forment le réservoir de cette unité.

C'est la nappe qui a été le plus étudiée en détail à Tolga, Biskra, Ghardaïa, Hassi-Messaoud et à Ouargla. Elle s'étend sur presque la totalité du bassin saharien. Cette nappe étant plus perspective dans la région de Tolga on l'appelle souvent la nappe des Zibans ou nappe des calcaires.

Ces calcaires du complexe sénono-éocène, affleurant dans la partie méridionale de l'Atlas saharien contribuent à la recharge des nappes du Sahara. Leur bonnes potentialités en eaux, nous impose, en conséquence d'utiliser une méthodologie d'étude permettant d'appréhender la structure et le fonctionnement de la zone noyée des karsts en vue de leur exploitation (Marsaud).

#### VII.5.7.2. Méthodes d'étude du système karstique

##### VII.5.7.2.1. Le karst (définition)

Le terme de karst (mot allemand) est dérivé du nom d'une région calcaire de Yougoslavie dont les formes souterraines et superficielles sont assez exemplaires. Le système karstique se caractérise, en outre, par des phénomènes hydrauliques spécifiques tels que l'existence d'importantes sources, de pertes et de l'existence de réseaux à grande échelle. La karstification correspond donc à « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans une région karstique » (Gèse, 1973). Le karst se définit comme une géomorphologie désordonnée et irrégulière montrant des caractéristiques hydrologiques particulières résultant de la présence de roches faiblement solubles, dans lesquelles le drainage a lieu au sein de discontinuités et de conduits élargis par dissolution. La majorité des karsts sont localisés au sein de roches sédimentaires carbonatées et se développent généralement dans la plupart de celles présentant un fort degré de fracturation.

Le terme karst a été différemment interprété par les différentes disciplines relevant des sciences de la terre. La karstologie a été introduite, en premier lieu, par les géomorphologues pour décrire les formes superficielles des massifs carbonatés (exokarst). Plus tard cette notion a été appliquée à tous les systèmes hydrauliques résultant de la dissolution des roches (roches carbonatées, roches évaporitiques...). Pour Jeannin (1993), l'aquifère karstiques est constitué d'un réseau de conduits connexes aboutissant à des exutoires et drainant ou alimentant des volumes de roches fissurées ou fracturé de faibles perméabilités. De Marsily (1984) décrit le karst comme étant un milieu où l'hétérogénéité des vides a atteint son paroxysme.

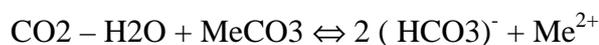
##### VII.5.7.2.2. Génèse du Karst :

Il est acquis aujourd'hui que les facteurs conduisant à la karstification sont au nombre de trois, à savoir : une masse carbonatée, pourvue de discontinuité (joints de stratification,

fractures, failles...), une quantité d'eau renouvelable et agressive (présence de CO<sub>2</sub> d'origine pédologique, atmosphérique), une énergie, ou gradient hydraulique, pour faire transiter cette eau à travers la masse carbonatée : c'est souvent la différence d'altitude entre la zone d'infiltration et la zone de restitution des eaux dans le karst.

Le processus de karstification est régit, en premier lieu, par la dissolution ou corrosion des formations carbonatées sous l'action d'eaux chargées d'acide carbonique. A cela s'ajoute l'état de fissuration de la roche. Les fissures vont permettre à l'eau agressive de s'infiltrer et donc d'exercer son action de dissolution en profondeur. Les propriétés de la roche (composition chimique, texture, structure, etc...) interviennent également dans le processus de karstification.

La dissolution ne s'effectue pas uniformément dans toute la masse calcaire. Les calcaires possèdent, généralement, de très faibles solubilités en présence d'une eau pure. Il s'agit donc d'une véritable attaque à l'acide carbonique. Les eaux puisent cet acide principalement dans le sol, où les teneurs en CO<sub>2</sub> dues à l'activité biologique sont élevées. Une fois chargées en CO<sub>2</sub>, les eaux sont acides et elles sont capables de dissoudre les roches carbonatées, suivant une réaction triphasée (roche carbonatée, eau et CO<sub>2</sub>) dont l'équation générale est la suivante :



Me représente un cation divalent, Ca ou Mg

Cependant la dissolution du CO<sub>2</sub> est d'autant plus grande que : la température est basse et la pression partielle est plus élevée. Certains auteurs estiment que la dissolution est, principalement dépendante de la température. Ainsi, le phénomène de karstification serait plus marqué en région montagneuse plus froide.

Une part importante de la dissolution a lieu en surface sur un karst nu où les eaux s'infiltreraient rapidement. En profondeur, la dissolution est également variable dans le temps et dans l'espace. Elle est importante dans la zone noyée en présence de vastes cavités (Bakalowicz, 1979).

Dans les conditions normales de température et pression (25 ° et 1 atm.), Bakalowicz (1979) a donné les résultats suivants (Tab. VII.1) :

Minéral	composition	Constante de dissociation
Calcite	CaCO <sub>3</sub> rhomboédrique	3.8 10 <sup>-9</sup>
Aragonite	CaCO <sub>3</sub> orthorhombique	6.09 10 <sup>-9</sup>
Magnésite	MgCO <sub>3</sub>	5.75 10 <sup>-9</sup>
dolomite	Ca,Mg (CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	10 <sup>-17</sup>

Tableau VII.1 Constante de dissociation de quelques roches carbonatées.

#### VII.5.7.2.3. Structure et fonctionnement des aquifères karstiques :

De son aspect karstique, la structure du système hydrogéologique de la nappe des calcaires se caractérise par une hétérogénéité spatiale extrême liée à la présence de réseaux de conduits fortement perméables contenus au sein d'une matrice calcaire peu perméable. Cette géométrie karstique influence fortement le fonctionnement hydrodynamique.

Droge (1971) définit un karst, comme un milieu à double porosité où le premier terme concerne les écoulements dans les conduits et le second terme les parties peu ou pas fracturées. Ainsi du point de vue propriétés hydrauliques il s'ensuit un comportement hétérogène de la variabilité spatiale de la perméabilité. Les conduits présentent de fortes perméabilités et de faibles capacités de stockage, alors que la matrice rocheuse fracturée présente de faibles perméabilités mais de fortes capacités de stockage. A cela s'ajoute parfois le manque d'inter connectivité entre les réseaux de conduits.

Pour Mangin (1975), le système karstique qui est l'unité fonctionnelle est défini comme : « l'ensemble au niveau duquel les écoulements de type karstique constituent une unité de drainage ».

Le fonctionnement fait appel à la notion de système défini comme une unité de drainage limitée dans l'espace et dans le temps, régie par 3 types de fonction (fig. VII.10) :

- des fonctions d'entrée : les précipitations, le ruissellement, l'évaporation, la température et la chimie des pluies
- des fonction de transfert, qui engendrent, véhiculent et modifient l'information vers la sortie,
- des fonctions de sortie : le débit, la température et le chimisme de l'eau à l'émergence ;

#### VII.5.7.2.4. Schéma conceptuel général

Le modèle conceptuel d'un système aquifère karstique repose sur un schéma proposé par Mangin (1975). Ce schéma comprend les caractéristiques suivantes (Fig.VII.11) :

- la zone de recharge,
- l'épikarst,
- le réseau de conduits karstiques,
- la matrice rocheuse fissurée et fracturée,
- les zones de vidange.

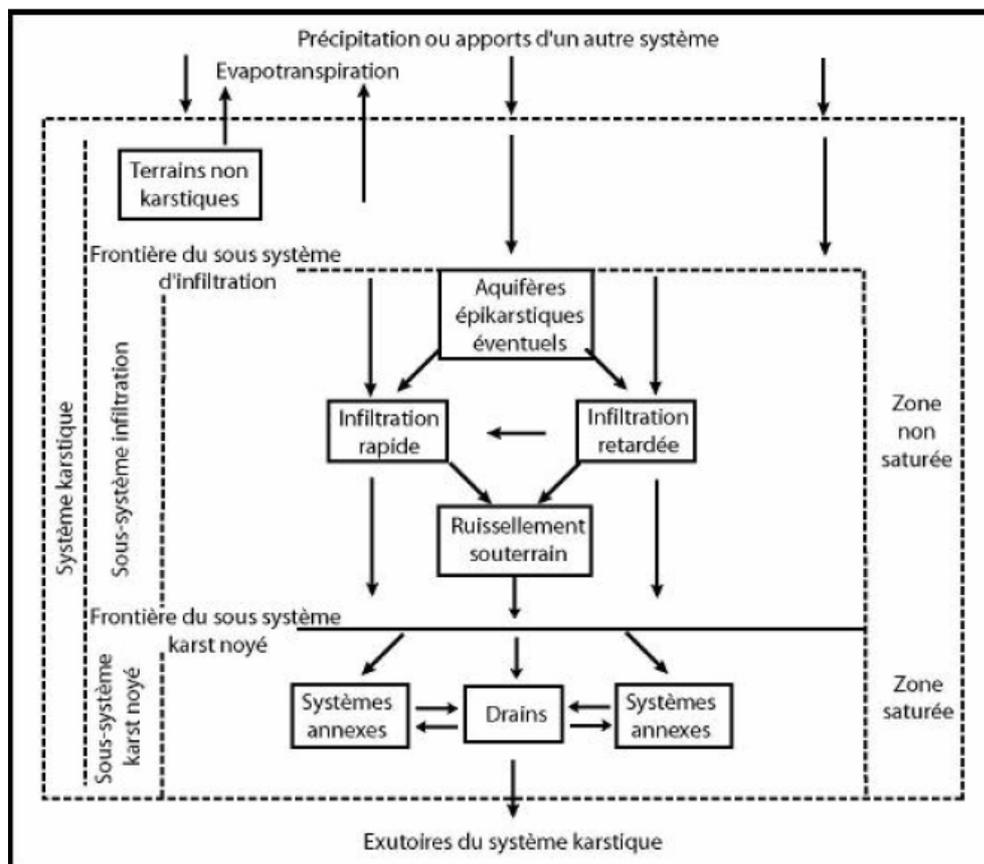


Figure VII.10 Schéma de Fonctionnement général des karst (Mangin, 1975)

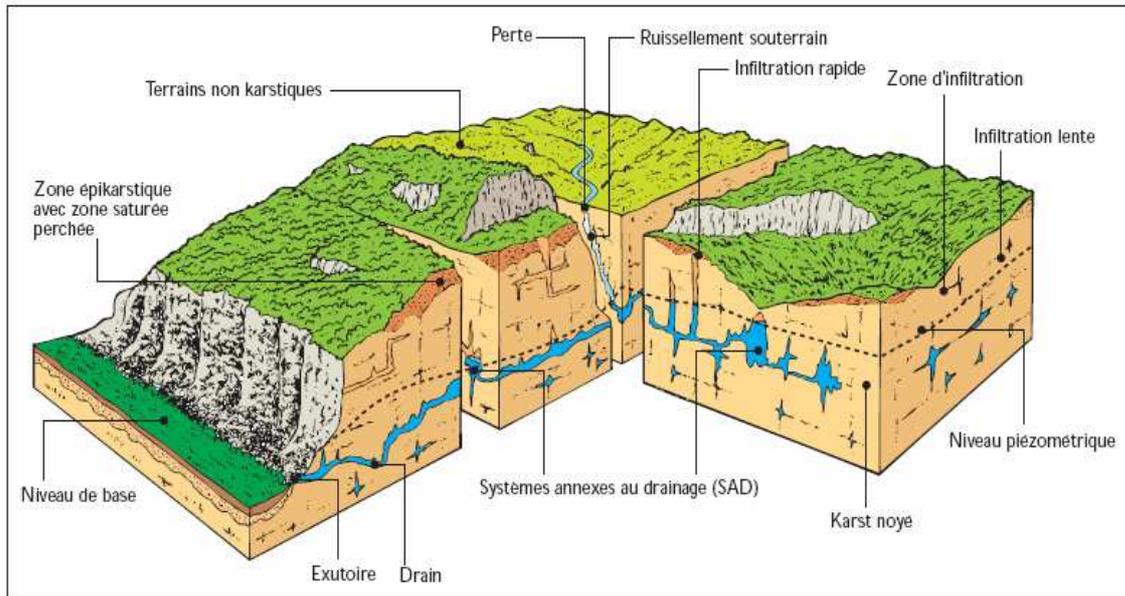


Figure VII.11 : l'aquifère Karstique (Mangin, 1975)

#### VII.5.7.2.4.1. La zone de recharge :

Les infiltrations rapides ne transitent pas par les blocs peu perméables, mais par des points d'infiltration concentrée tels que des pertes, reliés directement au réseau karstique, ainsi que par l'épikarst.

Les conditions d'infiltrations déterminent les modalités d'alimentation de l'aquifère. Elles peuvent être diffuses ou concentrées. Suivant la nature du bassin versant recueillant les eaux de pluie (selon qu'il s'agit d'un terrain uniquement karstique ou, en partie, en présence d'une couverture détritique plus ou moins perméable) on peut distinguer les systèmes unaires ou binaires (fig. VI.12).

les karsts unaires, pour lesquels l'impluvium est constitué exclusivement, de terrains karstiques reçoivent directement, les eaux de précipitations sur sa surface carbonatée. Les karsts binaires possèdent, dans leur bassin versant, des terrains non-karstiques et des couvertures imperméables. Les eaux de ruissellements sont drainées par le karst, par le biais de pertes. Le flux traversant ce type de karst est largement supérieur à celui infiltré à travers la surface de l'impluvium.

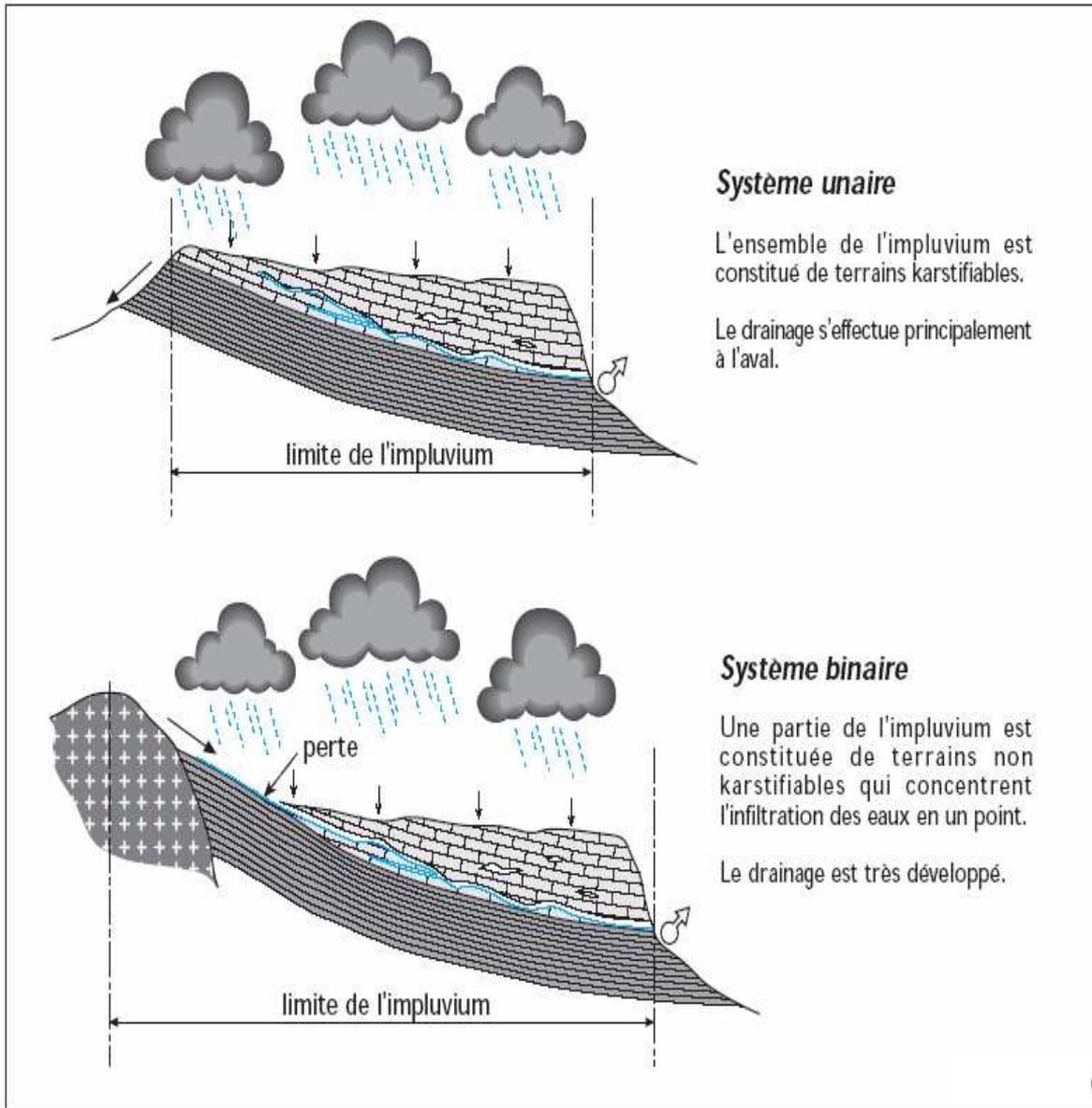


Figure VII.12 : Types de systèmes karstiques, d'après leur impluvium (Marsaud, 1996)

#### VII.5.7.2.4.2. Définition de l'épikarst :

On définit l'épikarst (fig. VII.13) comme une zone d'absorption très fissurée de quelques mètres d'épaisseur plus perméable du fait de l'altération des terrains. Cette zone supérieure du karst n'est pas continue : elle atteint une épaisseur de quelques décimètres voir quelques mètres et peut contenir un aquifère perché temporaire, qui concentre rapidement l'eau d'infiltration vers le réseau karstique (Mangin, 1975).

Dans le cas d'un système d'alimentation diffus, les eaux rentrent à travers l'épikarst et à travers les fractures et les joints de stratification. Le temps de résidence de l'eau en subsurface est très long.

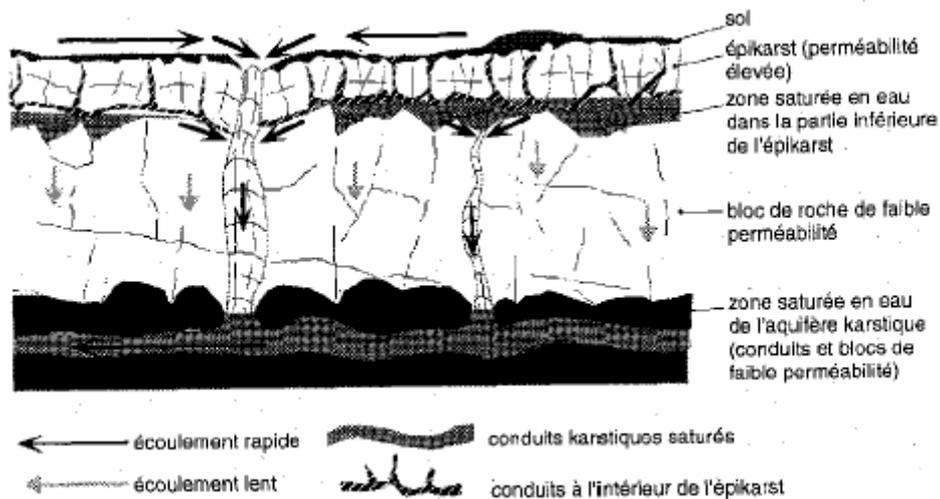


Figure VII.13 : Représentation schématique du fonctionnement de l'épikarst (Jeannin, 1996)

#### VII.5.7.2.4.3. Le réseau de conduits karstiques

Le réseau karstique a une géométrie complexe en raison de nombreuses ramifications possibles dans l'espace tridimensionnel de la formation aquifère. Il peut être plus ou moins développé et ramifié, en fonction de son histoire géologique, hydrogéologique, chimique et physique.

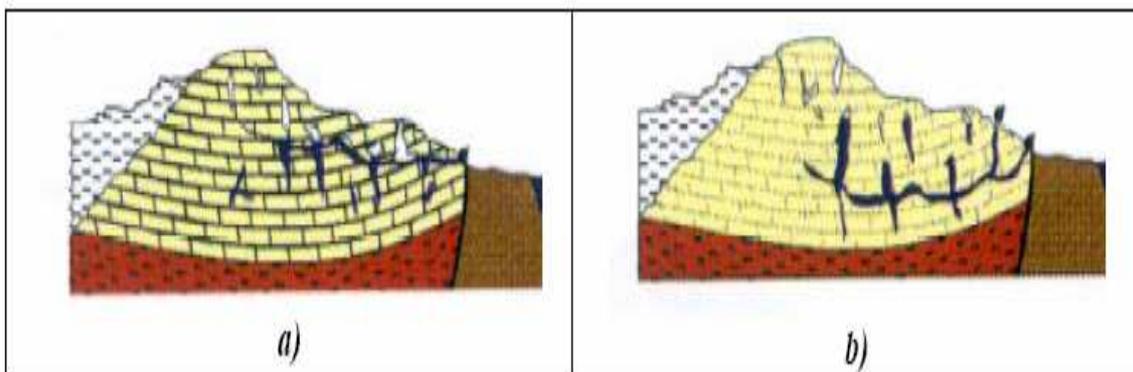
La zone noyée constitue la principale réserve en eau de l'aquifère karstique et assure la fonction de stockage de l'eau. Cette zone est caractérisée par un réseau de drainage organisé et interdépendant, composé d'un drain principal ou axe de drainage qui représente le domaine des rivières souterraines (échelle spéléologique) et de systèmes annexes au drainage (SAD) qui lui sont connectés. A ce niveau les écoulements sont généralement très rapides et turbulents. Au cours de l'écoulement dans la zone saturée, le drain principal assure la fonction transmissive, alors que les SAD assurent la fonction capacitive.

La position de la zone noyée par rapport aux exutoires permet de classer l'aquifère en deux types de systèmes ( Marsaud, 1996):

- le système jurassien (Fig. VII.14), montrant un axe de drainage situé plus ou moins au même niveau que celui de l'exutoire
- le système vaclusien, où l'axe de drainage est situé à un niveau plus bas que celui de l'exutoire.

Toutes ces spécificités du karst ont pour conséquence les phénomènes hydrauliques suivants : des variations rapides du niveau d'eau dans certains forages, alors que d'autres sont lentes (Mangin, 1975) des variations importantes et subites du chimisme de l'eau (Bakalovwicz, 1976).

Le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère karstique est suffisant pour atteindre l'équilibre chimique entre l'eau et les minéraux de la roche. Ainsi la composition des eaux des sources est relativement constante. L'équilibre thermique est probablement achevé. Un karst évolué est caractérisé par un taux et une vitesse de transfert importants (Marsaud, 1996)



a) système jurassien. b) système vaclusien

Figure VII.14 : Différentes configurations du système de drainage (Marsaud, 1996)

### VII.5.7.3. Le système karstique de la nappe sénono – éocène (nappe des calcaires)

#### VII.5.7.3.1. Structure et géométrie du réservoir :

C'est après la transgression du Cénomaniens que commence le dépôt de la formation carbonatée qui va donner en partie la nappe des Zibans. Au Sénonien inférieur, le niveau de la mer baisse et on assiste à des dépôts lagunaires ; argiles, gypses, marnes. Au Sénonien

supérieur, la mer s'approfondit de nouveau et on a un dépôt de calcaires. Cette séquence carbonatée se continue jusqu'à l'Eocène inférieur. A l'Eocène inférieur des mouvements orogéniques affectent la région. On a alors la formation du Djebel Bourhezal. C'est également à cette époque que se développe le karst des calcaires affleurants. Les accidents majeurs sont les failles et la flexure de l'accident sud atlasique.

Le domaine karstique est représenté en affleurement par les massifs carbonatés des chaînons de l'Atlas saharien méridional et de ceux de la terminaison Sud-ouest des Aurès.

Ces massifs sont généralement dénudés de toute végétation et présentent des contours variés généralement composites :

- certains sont rectilignes marquant la présence d'un accident tectonique majeur comme par exemple celui limitant le versant Sud-Ouest du djebel El Ksoum ainsi que la bordure Nord du djebel Bourhezal
- d'autres contours sont sinueux et irréguliers marqués par la présence de cônes d'éboulis. Ces massifs sont généralement bordés par des plaines.

Ces massifs montrent au sommet des champs de lapies perturbés par des diaclases ouvertes à crêtes arrondies et des chicots dépassant un sol très mince parfois inexistant (station du djebel Gouara). Sur les surfaces rocheuses on observe, en outre, des lapiés de ruissellement qui dessinent un véritable chevelu de petites rigoles. Enfin des lapiés de fissures débitant les calcaires en blocs métriques parallélépipédiques.

Le réservoir de la nappe des calcaires est constitué dans la région de Tolga par des calcaires de l'Eocène inférieur et qui sont en communication avec les formations du Sénonien supérieur de même faciès et peuvent l'être également avec les formations du Turonien, malgré l'écran semi-perméable du Sénonien inférieur. Leur épaisseur est estimée de 150 à 250 mètres. Le mur de la nappe correspond, en général, à la limite entre la série carbonatée définie ci-dessus et la série lagunaire appartenant au Sénonien inférieur. La nappe est en charge sur une grande partie. La mise en charge est faite, soit par les terrains de l'Eocène moyen, soit par les terrains du Mio-Pliocène quand celui-ci n'existe pas. Dans la partie occidentale, l'assise calcaire de l'Eocène inférieur plonge vers le Sud avec un pendage régulier. Dans la région d'Ouled Djellal, en s'appuyant sur les observations des affleurements, les courbes du toit de l'Eocène semblent être parallèles à l'allongement du djebel Hamara. Les couches deviennent horizontales au Nord d'Ouled Djellal pour plonger ensuite vers le Sud-Est.

Ces trois unités karstiques sont séparées par des formations semi-perméables. Bien que non karstiques, ces formations sont susceptibles d'être recoupées par des conduits verticaux connectant les réseaux karstiques des formations aquifères.

#### VII.5.7.3.2. Alimentation et recharge :

La zone de recharge est située, le plus souvent, plus au nord, dans les derniers chaînons de l'Atlas saharien et au niveau des chaînes méridionales des Aurès. Ces zones dénudées et sans couverture, présentent au sommet des zones fracturées avec un exokarst très développé qui peut jouer le rôle de l'épikarst. C'est ce dernier (Mangin, 1975) qui capte le ruissellement de surface, l'emmagasine et le restitue vers les fractures ouvertes et les conduits karstiques.

Fautes de données détaillées concernant les débits et la pluviométrie, il est impossible d'effectuer une étude précise des corrélations pluies/débits pour les sources existantes. La méthode de classification des aquifères karstiques de Mangin n'a donc pu être appliquée. On n'a pas observé de manifestations directes du réseau karstique (grottes, gouffres). Nous disposons seulement de données géophysiques et de quelques données de forages.

Contrairement, au système karstique des massifs des Aurès et Belezma (région de la source de Ngaous) où l'essentiel des infiltrations se fait directement sur le massif calcaire, ce qui nous permet de le classer comme système unaire, la région des Zibans se présente comme un système binaire. Car une partie des précipitations efficaces s'infiltré dans les niveaux sableux et limoneux de la couverture mio-plio-quadernaire, constituant un aquifère perché sur le karst. Une partie de cette eau transite à travers la couverture et rejoint directement les calcaires. Les eaux traversant cette couverture se chargent en sels et se mélangent aux eaux caractéristiques des systèmes karstiques exclusivement carbonatés. La forte proportion des formations évaporitiques (couches intercalaires comprises) traversée par les écoulements latéraux (de loin supérieurs aux flux verticaux de la recharge) est responsable de la généralisation du faciès sulfaté au dépend du faciès bicarbonaté.

Les reliefs sont séparés par de larges dépressions, allongées et orientées le plus souvent, dans la même direction que les structures géologiques. Si la couverture est très importante, la totalité de l'écoulement se fait sur ces niveaux imperméables et il n'y a aucune possibilité d'infiltration. Ces eaux sont acheminées vers des dépressions formant des systèmes endoréiques. Les écoulements se concentrent, alors, lors des fortes averses dans les points les plus bas et constituent, en dehors de la fraction évaporée, de véritables stocks qui étalent le flux hydrique et le restitue aux aquifères relativement profonds, à travers les pertes.

#### VII.5.7.3.3. Piézométrie de la nappe des calcaires :

Les mécanismes des écoulements souterrains sont principalement guidés par la nature et la géométrie des milieux traversés et tributaires des conditions aux limites imposés par la recharge et les exutoires. Les lignes piézométriques sont caractérisées par une allure perturbée en raison du drainage.

Les écoulements souterrains sont régis par la distribution des champs de perméabilité, de la porosité, du coefficient d'emmagasinement spécifique et des «conditions aux limites». L'étendue de l'étude nous oblige à travailler sur des cartes à petite échelle (1/200.000). Ceci présente l'inconvénient de cumuler les erreurs de mesures concernant la topographie ainsi que la localisation des points.

Du fait de la forte hétérogénéité, les niveaux relevés dans une nappe karstique ne sont pas représentatifs de l'ensemble de l'aquifère. Ces cartes restent, cependant, valables à l'échelle régionale.

A part quelques sources appartenant aux nappes perchées et au système épikarstique, la plupart sont localisées au niveau de la plaine saharienne. Ces dernières sont toutes artésiennes et en relation avec les grandes failles. La position de la zone noyée se trouve donc à un niveau inférieur par rapport à ces sources, ce qui fait que l'aquifère s'apparente plus à un système vauclusien qu'à un système jurassien.

La carte établie par L'ANRH (1979), à partir de données datant de 1972 (fig.VII.15), peut être subdivisée en deux zones : l'une située dans la plaine d'El Outaya et faisant partie des piémonts méridionaux des Aurès et de l'Atlas saharien, l'autre, située dans la partie septentrionale de la plate-forme saharienne. Ces deux zones sont séparées par les affleurements des roches formant, le plus souvent, les parties affleurantes de ces aquifères.

Une barrière constituée par des massifs orientés NE-SO (djebel Bourhzel, Tenia, Gouara...) sépare la nappe d'El Outaya du système aquifère du Bassin d'El Hodna et limite l'aquifère de Tolga, Doucen et Ouled Djella à l'Est.

Une ligne de partage des eaux souterraines est matérialisée par l'alignement des djebels Métlili et Aahmar (un écoulement vers le bassin du Hodna et un autre vers Biskra). Au niveau du forage de M'Doukel situé au pied de la terminaison périclinale Sud-Ouest du djebel Métlili, et qui exploite la nappe turonienne, le gradient hydraulique montre une pente

de la nappe vers le sud et un drainage au profit du système aquifère des Zibans (Derekoya, 1975).

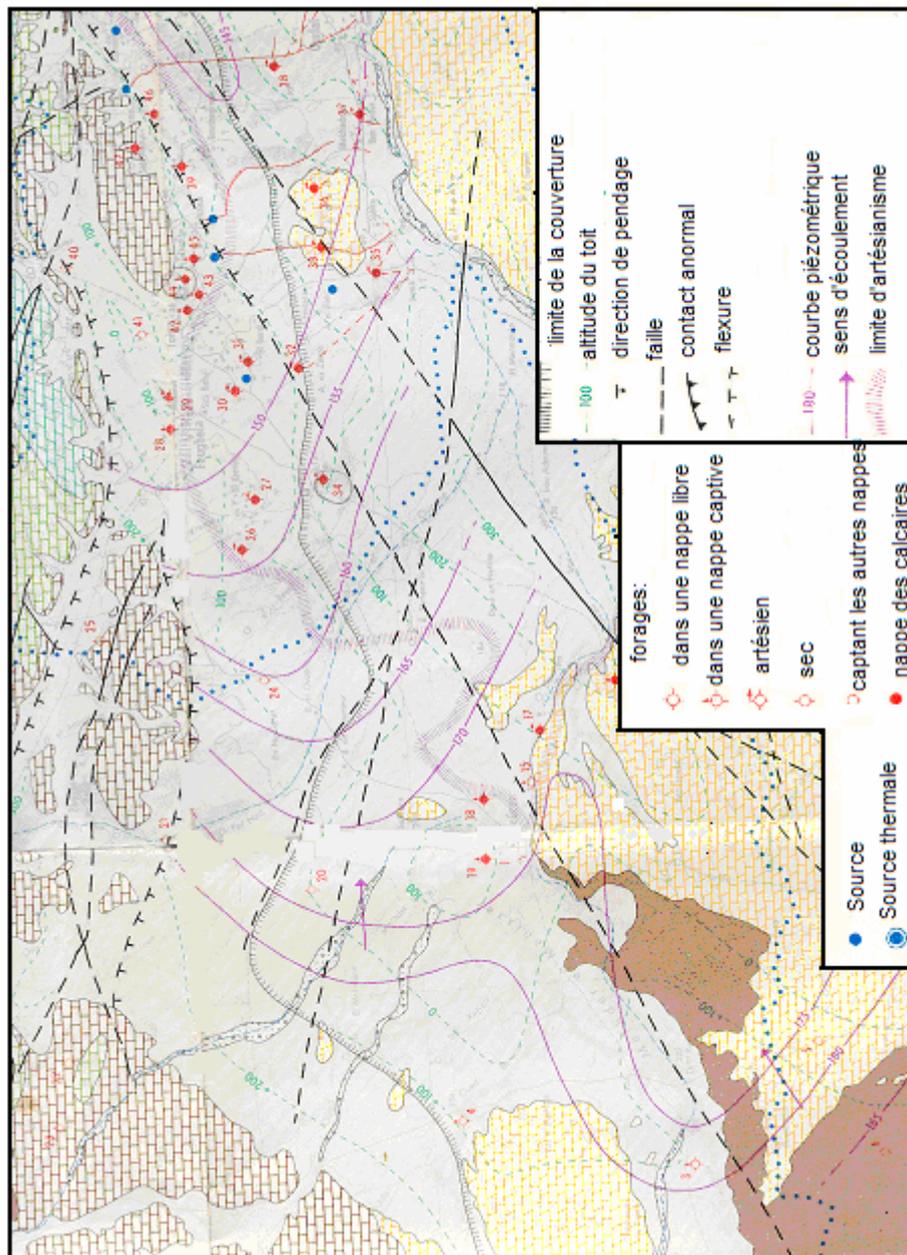


Fig. Carte hydrogéologique de Biskra (ANRH, données 1971)

L'écoulement des eaux souterraine se fait, d'une manière générale, de l'Ouest vers l'Est. Dans la zone d'alimentation les équipotentielles sont parallèles à l'allongement du djebel Hamara. L'ébauche d'une ligne de partage des eaux au niveau de Doucen, fait que, localement, le sens de l'écoulement se fait vers le Nord-Est pour reprendre, au niveau de Biskra, vers la zone des Chotts (Melghir). Le niveau piézométrique est de 180 mètres en

amont et de 100 mètres en aval. Le gradient hydraulique varie de  $6.10^{-3}$  dans la partie Ouest, en amont et de  $3.10^{-3}$  entre Tolga et Bouchagroune.

Dans la plaine d'El Outaya l'écoulement se fait vers le Sud. Cet écoulement est perturbé par les massifs situés sur la flexure sud atlasique qui joue le rôle de seuil hydraulique. Il n'existe pas, de ce fait, une continuité dans le gradient hydraulique orienté Nord-Sud. En outre, à l'Ouest de Tolga, les filets d'écoulement sont, pratiquement parallèles à l'allongement des massifs orientés Est-Ouest. Il en résulte que le sens de l'écoulement des eaux souterraines, comme l'essentiel de l'alimentation au niveau de ces massifs se fait du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Il est à noter que ce sens est, aussi, celui des grandes failles transversales orientées NO-SE. Le sens de l'écoulement est donc imposé par les massifs situés dans la zone nord-Ouest. En revanche les failles orientées NE-SO situées dans la plaine saharienne et qui sont à l'origine des changements de faciès jouent le rôle d'écran et donc de seuil hydraulique. Elles sont, aussi, à l'origine des sources qui se situent sur le même alignement.

Guiraud (1990), dans son chapitre consacré à l'hydrogéologie note que le fort gradient entre l'Atlas saharien et la plateforme saharienne (El outaya et Tolga) dénote d'une lente circulation des eaux d'où une faible perméabilité dans le sens Nord-Sud.

Une campagne piézométrique a été effectuée en 1997. La nouvelle carte établie à partir des ces données (septembre 1997) nous permettra, surtout, de connaître l'évolution interannuelle de la piézométrie et du gradient hydraulique en relation avec le degré d'exploitation. Une importante campagne de creusement de forages a été lancée ces dernières années, provoquant une sérieuse surexploitation de la nappe. La première observation de cet exploitaion intensive est, sans aucun doute, la disparition de l'artésianisme sur une grande partie de la nappe. Ce dernier est confiné à une surface relativement réduite (fig.VII.16) située au Sud-Est de Tolga. Un autre signe de la surexploitation est la disparition des importantes sources de M'Lili et Oumache. La source de Oumache ne débite plus qu'une cinquantaine de litres pour 160 l/s en 1975.

La carte piézométrique (fig.VII.16) montre un écoulement général du Nord-Ouest vers l'Est et un autre gradient Nord-Sud à partir des massifs situés au Nord-Est de Tolga. L'intense exploitation dans la zone de Lioua et Foughala ainsi qu'à Tolga a provoqué l'apparition de zones de dépression avec infléchissement des courbes piézométriques. Les courbes hydroisohypses paraissant perpendiculaires aux massifs bordant la plaine au Nord (région de Tolga) sont en fait à relier avec la nappe située sous la plaine d'El Outaya. On est en droit de poursuivre le tracé de ces courbes à travers les massifs. Ces derniers sont le sièges

d'importants aquifères karstiques. Les filets d'écoulement sont parallèles à l'allongement NW-SE des plans de drainage et la bordure des massifs. Dans le chapitre consacré à la modélisation cette limite est considérée comme une limite à flux.

En comparaison avec la carte établie en 1979 par l'ANRH, la carte piézométrique de 1997 (fig. VII.16) montre une cote piézométrique de 170 mètres en amont, décalée vers l'Ouest et une cote de 125 mètres en aval, au niveau de Ourelal . On observe, en outre, un rétrécissement général des modules et un accroissement du gradient hydraulique ( $10^{-3}$  à  $5 \cdot 10^{-2}$ ).

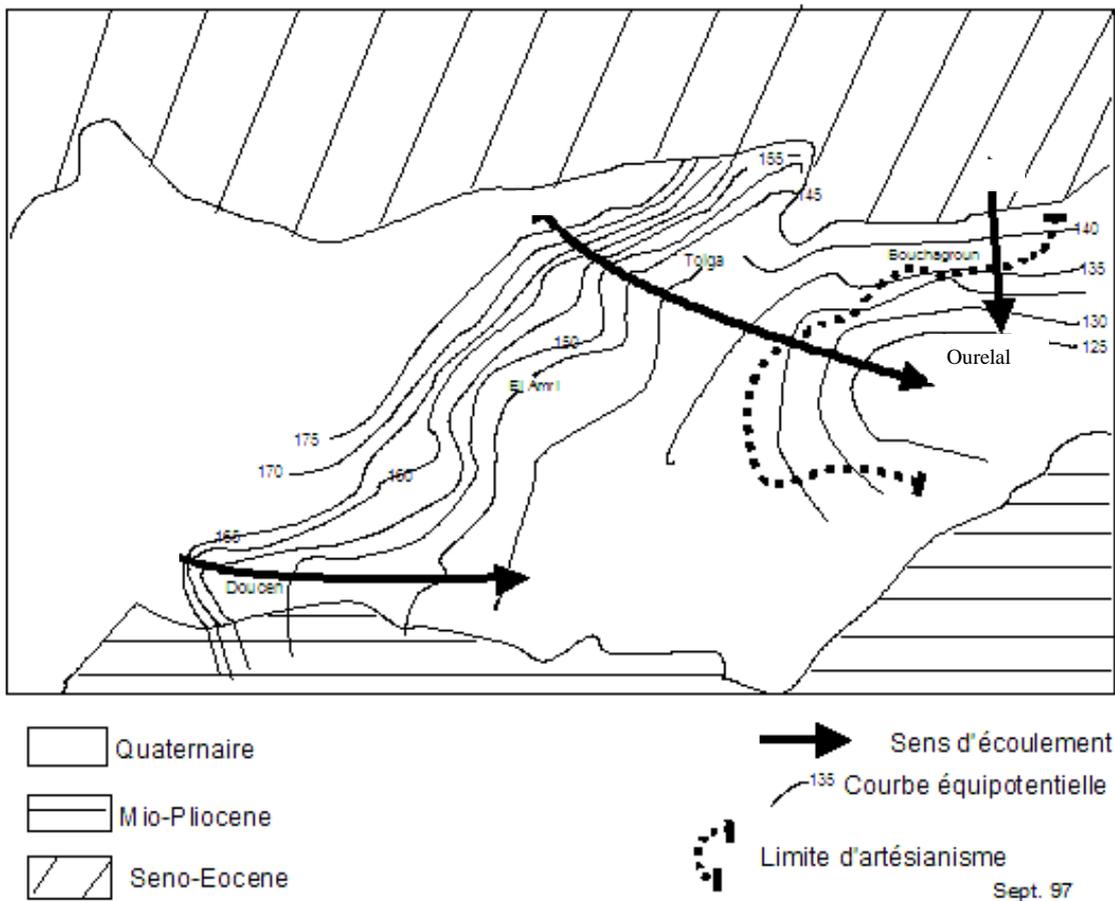


Figure VII.16 Carte piézométrique de la nappe des calcaires (piémont sud de L'Atlas saharien)

#### VII.5.7.3.4. Exutoires

le réseau karstique draine la matrice vers les exutoires : les sources. En plus des sources thermales de la région de Biskra, les sources les plus importantes sont celles de M'lili et Oumache (230 et 160 l/s respectivement en 1975). Ces sources sont, généralement, situées sur l'alignement des failles.

Les eaux circulant parallèlement à l'alignement de ces failles (méridionales) arrivent à regagner la surface lorsqu'elles rencontrent des barrières hydrogéologiques (seuil de déversement). Ces sources alimentent bien les nappes phréatiques et sont à l'origine des formations du Debdeb. Une certaine humidité est maintenue au droit des sources diffuses qui n'arrivent pas à émerger en surface.

Pour R. Guiraud (1990), les exutoires naturels et artificiels de la région de Tolga doivent drainer des eaux provenant de la terminaison orientale de l'atlas saharien, du Hodna et du bassin de l'oued El Haï, une partie de ce débit est absorbé au niveau de la plaine d'El Outaya.

#### VII.5.7.3.5. Caractéristiques hydrauliques :

Dans la région de Tolga, l'aquifère karstique présente de bonnes transmissivités. Il s'agit probablement d'un système très développé où l'écoulement et le transit de l'eau infiltré est très rapide. Ceci est étayé par les observations faites après les grandes précipitations, notamment celles de l'épisode pluvieux exceptionnel de 1969. Après les pluies abondantes qui sont tombées cette année dans cette région, les réponses de la nappe ont été très rapides. Ainsi des sources complètement tariées ont recommencé à couler, le niveau de la surface des eaux souterraines a monté dans les forages et ceux qui ont perdu leur artésianisme sont redevenus artésiens.

Cette perméabilité, en relation avec le degré de karstification, est due à une karstification postérieure à l'érosion de l'Eocène moyen, là où celui-ci a disparu et d'autre part à des fissures tectoniques.

L'aquifère karstique est enfoui sous une épaisse couverture. L'essentiel donc de la connaissance du degré de karstification provient des rapports d'observation lors des forages, ainsi que des résultats des pompages d'essai. Ainsi dans la région de Tolga, au niveau des

palmeraies, une densité importante de forages a montré de fréquentes pertes de boue lors du creusement. A part quelques zones d'affleurements restreintes, la plus grande partie de l'aquifère fissuré est signalée dans les premiers mètres de la formation carbonatée. Ce schéma est typique de la partie Nord située au pied des massifs où la couverture est très réduite sinon inexistante. Plus à l'Est de Tolga les fissures se sont développées en profondeur. La plaine de Doucen montre une importante fissuration à une profondeur de 200 mètres. Les forages réalisés au Sud ont montré des formations plus dolomitiques ou exemptes de fissures.

#### VII.5.7.3.5.1. Résultats des essais de pompage :

Du fait de la grande hétérogénéité et de la répartition aléatoire des perméabilités propre au système karstique, la réponse de ce dernier, lors d'un essai de pompage reste toujours aléatoire. Les transmissivités obtenues par la méthode d'approximation logarithmique de Jacob ne reproduisent pas la réalité. Cette méthode étant, surtout, développée pour les traitements des essais de pompage pour les milieux continus, il reste qu'elle n'en reproduit pas la réalité, en ce qui concerne un réservoir karstique.

Certaines méthodes de traitement des pompages d'essai tiennent compte des écoulements dans les milieux fracturés (Moench, 1984). Le milieu aquifère est assimilé à un double système : un milieu à faible perméabilité relatif aux micro-fissures et un milieu à forte perméabilité relatif au domaine très fracturé (bien développé).

Le coefficient d'emmagasinement est à prendre avec précaution. Le calcul de ce paramètre est tiré du suivi du niveau d'eau d'un piézomètre en même temps que le suivi des rabattements au forage de pompage. Des rapports des pompages d'essai font état d'une quasi stabilité du niveau d'eau au niveau de certains piézomètre, d'observation (piézomètre non influencé par le pompage). Ceci ne traduit pas automatiquement un bon coefficient d'emmagasinement mais parfois, une forte hétérogénéité du système karstique, des drains et conduits sans communication.

Les pompages d'essai effectués dans la région de Tolga indiquent de bonnes valeurs de transmissivités pour l'Eocène inférieur. Celles-ci varient entre  $2 \cdot 10^{-1}$  et  $5 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s, mais elles peuvent décroître jusqu'à  $1 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s. Cependant nous remarquons que cette transmissivité diminue vers l'Ouest et le Sud, de sorte qu'à Ouled Djellal elle est très faible, de l'ordre de  $5$  à  $8 \cdot 10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s. A El Outaya, la transmissivité est de l'ordre  $1.9 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s. Elle est de  $5 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s à Bir Larbache.

#### VII.5.7.3.6. Répartition des zones productives :

La nappe des calcaires ne se montre pas productive dans toute son étendue. Ainsi à l'Ouest de Tolga et au Sud, au niveau d'Ouled Djellal, l'aquifère est très peu productif. Cette zonalité (fig. VII.17) est due :

- à la structure : où la karstification est liée d'une part à des fissures qui sont localisées surtout au niveau des flancs et les charnières d'anticlinaux. Les fissures peuvent être accompagnées par de grandes fractures si le plissement est très fort. Il est à noter que la zone productive de Tolga est située sur le flanc d'un anticlinal.
- La couverture : les alignements des plis anticlinaux, relativement hauts, les plus sujets à l'érosion qui les met en contact avec les eaux météoriques chargés en gaz carbonique. C'est ce dernier qui facilite la dissolution des carbonates. Le phénomène est plus important quand ces zones hautes sont couvertes par des terres arables contenant des matières organiques qui contribuent à l'accroissement en gaz carbonique des eaux qui la traversent. Ainsi à Tolga et Ouled Djellal, les circulations se sont instaurées avant la phase transgressive du Miocène. Avant la transgression et les dépôts mio-pliocène-quaternaire, des résurgences devaient exister aux points libres les plus hauts du réservoir, c'est-à-dire juste en amont du biseau de recouvrement de l'Eocène moyen. On observe actuellement que la zone productive commence à partir de la bordure Nord de l'Eocène moyen et est limitée en fonction du niveau piézométrique.
- Le caractère binaire du système karstique : la dissolution dans les karsts binaires est globalement plus importante par unité de temps (Plagnes, 2000). Les eaux infiltrées à travers la couverture se concentrent au niveau des pertes et rejoignent la zone noyée par des entrées plus importantes. Cette couverture peut aussi s'avérer être une zone de production de CO<sub>2</sub> nécessaire à la karstification.
- Changement de faciès : La diminution vers l'Ouest et le Sud de la perméabilité de l'Eocène inférieur peut s'expliquer aussi par la variation de la lithologie. Les calcaires fissurés des Zibans passent à Ouled Djellal à des calcaires gris à multiples intercalations d'anhydrites et augmentation importante de la fraction argileuse.

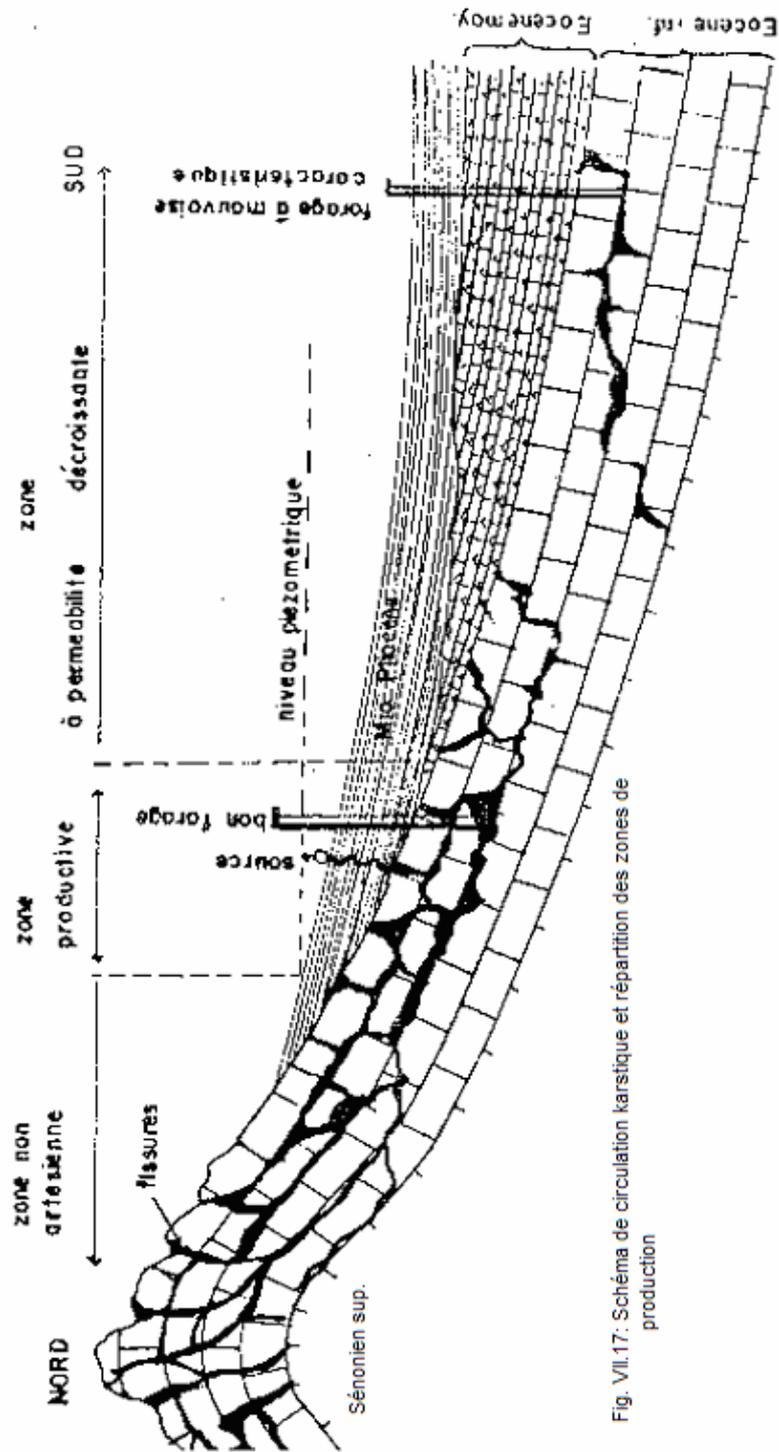


Fig. VII.17: Schéma de circulation karstique et répartition des zones de production

Le réseau karstique devrait être très limité dans les zones comportant ce genre de faciès. En plus les eaux y circulant peu et lentement devaient se charger en sels. Or l'accroissement des quantités de sels dissous (chlorures, sulfates...) diminue la solubilité du gaz carbonique. Il n'y a pas, donc, seulement, une diminution du degré de dissolution mais des phénomènes de précipitation des carbonates. En outre, une fois saturées les eaux ne sont plus agressives. L'augmentation de la température avec la profondeur accroît encore le phénomène.

#### VII.5.7.3.7. Relation fracturation - hydrogéologie (Identification des plans de drainage à partir de la fracturation)

L'objectif est de démontrer l'étroite relation existant entre la structure du karst ennoyé (endokarst) et le type d'organisation de familles de fractures. Les plans de drainage qui sont les directions préférentielles des écoulements suivent en général les grandes discontinuités (fréquence et longueur des fractures). Il est admis, cependant que les écoulements dans le karst utilisent principalement les fractures ouvertes (failles en distension). Ces écoulements utilisent, en priorité, les fractures qui lui permettent de dissiper le minimum d'énergie (Mangin, 1975). La méthode des tectoglyphes (Eraso, 1986) donne de bons résultats. Il s'agit dans ce cas de déterminer l'héllipsoïde de déformation à partir de données tels que les stylolites, les veines de calcite, les fissures de cisaillement et les failles. Ces observations et mesures sont effectuées sur le terrain. Dans notre cas d'étude nous n'avons pas pu noter que les fréquences des longueurs et les directions sur le terrain. L'étude des failles a été réalisée en premier approche à partir des cartes géologiques et des photos aériennes. Les tronçons rectilignes des failles sont classés par fourchettes directionnelles suivant des secteurs angulaires et par unité de longueur.

On obtient des rosaces avec toutes les directions de drainage possible. Les directions les plus probables des drainages coïncident avec les directions les plus fréquentes.

Une première représentation regroupe tout le secteur étudié. On ne tient compte dans ce cas que des principales fractures. L'apport de la photo aérienne concerne l'étude au niveau des stations et ne couvre que des surfaces restreintes.

#### VII.5.7.3.7.1. Etude globale :

Dans la région comprise entre M'Doukal et Biskra, les fractures principales sont (Guiraud, 1990) réparties en quatre familles d'après les orientations : N-S à N 30° E, N 45° E, N 80° à N 100° E et N 120° à N 160° E. Les deux dernières sont les plus, fréquemment, représentées.

Globalement, les accidents E-W formant la flexure sud atlasique abaissent les couches vers le sud, en direction de la plaine saharienne.

Dans la plaine saharienne, les failles de direction NE-SW (détectées grâce à l'étude géophysique et les corrélations entre logs de forages) situées entre Tolga et Ouled Djellal, font remonter la partie Sud sous forme de horst. La plupart des sources sont alignées suivant ces failles, entre Tolga et Biskra (faille dont le rejet est probablement supérieur à 100 Mètres). Ce sont ces mêmes structures orientées NE-SW qui délimitent la plaine d'El Outaya à l'Est et la plaine du Chott El Hodna à l'Ouest.

Un jeu de faille orienté N110 à N140 fragmente le secteur en marches d'escalier effondrées vers le sud. Ces failles transversales sont responsables de grands décrochements.

Les résultats sous forme de rosace et histogramme des fréquences (fig. VII.18) mettent en évidence deux grandes familles prépondérantes. Une première famille comprise entre les directions N 45° et N 70° (totalisant 25 % des plans), alors que la deuxième famille regroupe à son tour trois sous familles comprises entre les directions N 100° et N 140°, dont la fourchette N 130° à N 140° totalise à elle seule 19 % des directions.

#### VII.5.7.3.7.2. Etudes locales

Les sites ont été choisis en fonction des conditions aux limites de la nappe (zone d'alimentation...) et de leurs relations avec le gradient hydraulique.

##### a) sites et mesures

##### - Djebel Ezmila :

Ce secteur se situe à l'Est de Tolga (X = 684 et Y = 3850) sur la route reliant Biskra à Boussaada. Le djebel Ezmila culmine à une altitude de 470 mètres et est constitué par les

formations carbonatées du Sénonien supérieur et de l'Eocène inférieur. Un forage (N° 22, code ANRH) est implanté au pied de ce massif.

- Djebel Tenia :

Ce massif se situe dans le prolongement du djebel Bourhzel (X = 736 et Y = 3853). Son versant Sud longe la route reliant Tolga à Biskra. Ce massif est constitué par les dolomies et calcaires massifs du Sénonien inférieur. Un forage (N° 49, code ANRH) a été implanté, non loin de la route.

b) Interprétation :

Il serait intéressant de vérifier ces résultats avec le système de drainage souterrain. A part en ce qui concerne le karst développé dans les anhydrites, on ne connaît pas de drains ou galeries à l'échelle spéléologique. Ces résultats seront donc comparés avec les directions d'écoulement et le gradient hydraulique de la nappe. Si les directions des plans de drainage qui déterminent des écoulements à l'échelle locale, sont confondues avec les directions d'écoulement (gradient hydraulique), les écoulements seront rapides (Plagnes, 2000). En revanche si ces directions sont indépendantes, les écoulements seront lents et présenteront de fortes pertes de charge.

Les axes de drainage des eaux superficielles et souterraines se sont surimposés suivant les axes structuraux accentués par les accidents tectoniques. Les drains générés par les fractures de direction NW-SE (N 110° à N 140°) suivent le sens du gradient hydraulique global. Les fractures de direction atlasique NE-SW, délimitant généralement les flancs des synclinaux et des anticlinaux se comportent comme des écrans et forment des seuils de déversement. Ces fractures (flexures) accompagnent les déformations souples et les étirements des couches calcaires avec amincissement des épaisseurs.

A l'échelle locale, toutes les directions sont représentées. Les écarts entre les différentes familles sont réduits et ne permettent pas de les caler sur un gradient hydraulique précis. En revanche dans la station de Ezmila et Teniet Eriah, la composante N-S (Directions comprises entre N-S et N 15° peut expliquer le développement des drains suivant un écoulement N-S. Il s'agit probablement d'écoulements locaux dont l'énergie est générée par la topographie et suivant les pendages des couches. Les sources jalonnant les falaises orientées orthogonalement à cette direction sont, probablement, alimentées par les venues d'eau empruntant des chemins des fractures transversales.

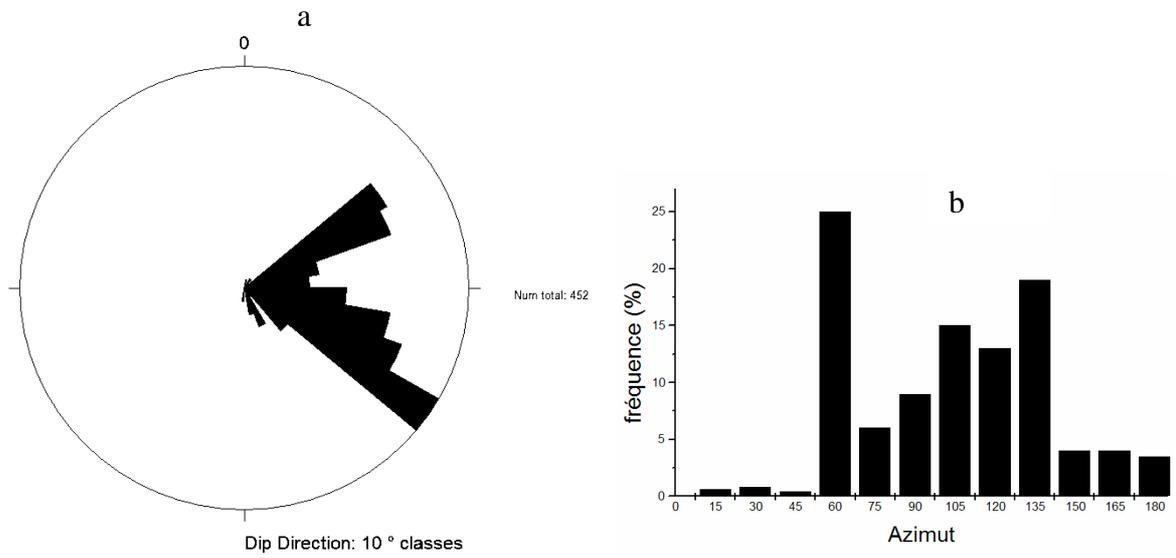


Fig. VII.18 Diagramme des directions des fractures (a) et fréquence des plans drainage (b) de l'étude globale

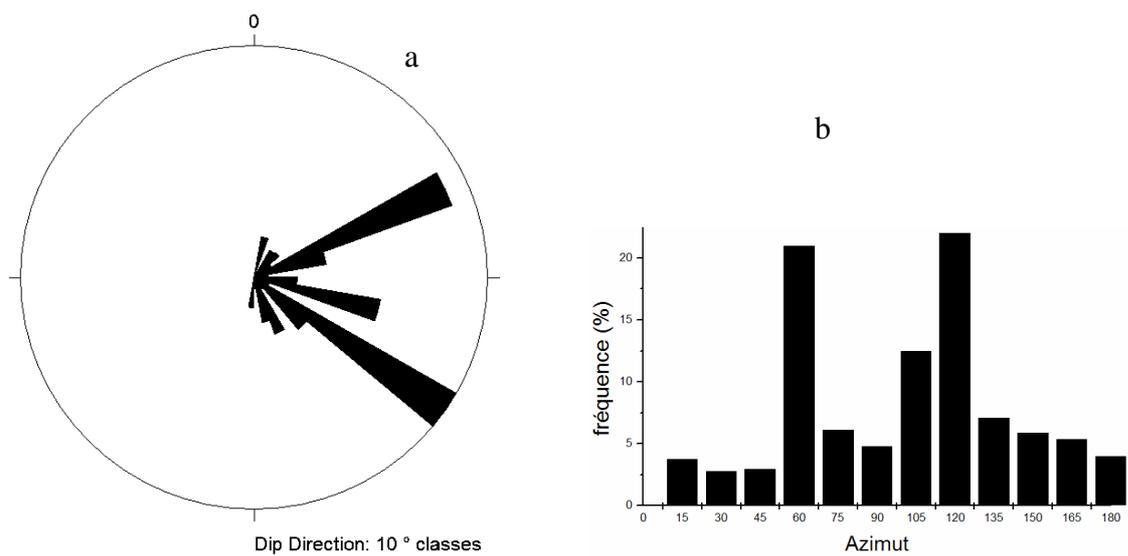


Fig. VII.19 Diagramme des directions des fractures (a) et fréquence des plans de drainage (b), station d'Ezmila.

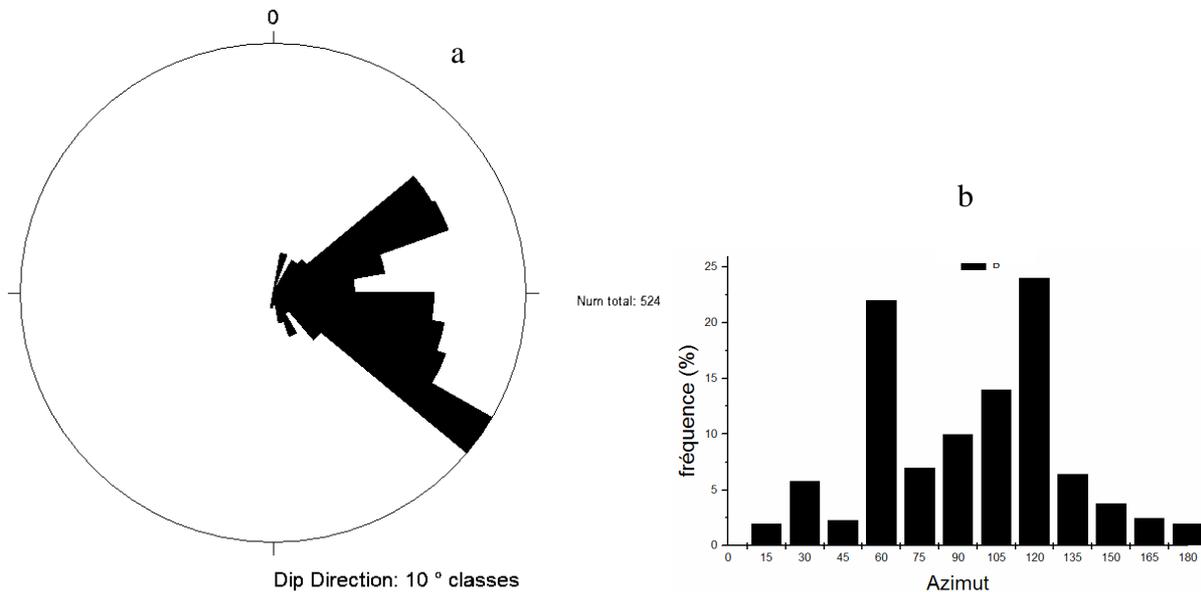


Fig. VII.20 Diagramme des fractures (a) et fréquence des plans de drainage (b) station de Tenia

En conclusion, les grandes fractures situées au niveau de la plate-forme, orientées NE-SO et parallèles à l'orientation de la flexure Sud atlasique se comportent comme des barrières étanches. Elles jouent le rôle d'écran envers les eaux circulant dans l'axe Nord-Sud et NW-SE. Cependant, ce sont ces failles qui permettent la remontée des eaux profondes par drainance (présence de sources importantes). Dans la répartition des charges hydrauliques, elles se présentent comme des seuils de deversement. En revanche en décalant les couches, les unes par rapport aux autres, elles peuvent mettre en regard des formations aquifères différentes et permettre des mélanges d'eaux importants. Les grandes fractures orientées NW-SE sont le siège d'importantes circulations. Les drains principaux de la karstification se sont développés à la faveur des ces structures. En outre, ces fractures régionales se calent fort bien sur l'axe d'écoulement général du Complexe Terminal (écoulement et alimentation à partir de l'Atlas saharien). Dans l'Atlas saharien oriental l'alimentation se fait à partir de la zone Sud-Est du Hodana (seuil de M'Doukal). Dans l'Atlas saharien centrale, l'alimentation provient de la région de Laghouat (voir chapitre isotopie). Les fractures orientées Nord-Sud, ainsi que les fractures NE-SW situées au pied SW de la chaîne des Aurès, constituent des

systemes à drains secondaires. Elles favorisent la karstification dans les couches relativement superficielles et concentrent les écoulements Nord-Sud vers les drains principaux.

## 6. Conclusion

les principaux aquifères sont contenus dans deux grands complexes sédimentaires : le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal. Le CI regroupe les formations continentales du Barrémien et de l'Albien. Dans la région de Biskra le CI se situe à une profondeur de plus de 2000m et a une épaisseur d'environ 500m. Le CT est constitué d'une nappe de calcaire contenue dans les formations sénono-éocènes et de nappes à matériel continental appartenant à l'étage mio-plio-quaternaire. L'écoulement général des deux systèmes se fait des zones d'alimentation situées dans l'Atlas saharien (en grande partie oriental) vers la zone des chotts tunisiens.

## VIII. Hydrochimie

### VIII.1. Introduction

Du fait de la spécificité des caractéristiques physico-chimiques des eaux, leur analyse s'avère un outil nécessaire à l'hydrogéologie. En effet, ce sont la température, le Ph, la conductivité et les teneurs en éléments chimiques dissous qui vont donner aux eaux leur caractères spécifiques.

Les caractères physico-chimiques des eaux, ayant été acquis au cours de leur transfert dans l'aquifère, seront fonction, aussi bien, de la nature lithologique des formations traversées, que du temps de transit et de la profondeur de la nappe.

Certains de ces paramètres physico-chimiques ont fait l'objet de mesures sur le terrain : il s'agit de la température et de la conductivité électrique. D'autres ont été effectués au laboratoire à partir d'échantillons prélevés sur le terrain : ce sont les ions Ca, Mg, Na, K, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, Sr, NO<sub>3</sub> et le résidu sec. L'apport de l'analyse des éléments mineurs tel que le strontium sert à identifier l'influence des roches évaporitiques.

Dans les aquifères en milieu poreux les variations du chimisme de l'eau sont plus lentes et présentent une amplitude moindre que celles observées dans le karst (Bakalowicz, 1979) où l'on observe des variations rapides liées, aussi bien, au secteur où sont prélevés les échantillons qu'aux modifications ioniques qui interviennent, certes, en fonction du temps mais surtout avec le passage d'onde de crue ou le tarissement progressif des différents niveaux fissuraux.

Du fait de l'hétérogénéité au sein d'un même aquifère et de l'existence d'aquifères différents dans la même région, nous aurons, pour préciser les relations entre les différentes unités hydrogéologiques, à étudier les variations simultanées ou non du chimisme de l'eau. Nous utiliseront pour ce faire la période où les variations du chimisme sont les plus faibles et où chaque échantillon offre sa meilleure représentativité. Cela correspond à la période d'étiage.

### VIII.2. Origine et signification géochimique des éléments chimiques :

- les ions Ca et Mg :  
ces ions ont toujours une origine interne au système. Ils proviennent, surtout, de la dissolution des roches calcaires et dolomitiques. Le calcium peut aussi provenir du gypse. Ils indiquent, principalement le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère.

- les ions Cl, Na et K :

Ils sont d'origine, principalement, externe. Ils peuvent provenir des formations salifères du Trias ou des formations marneuses et argileuses. Na et K peuvent provenir de l'altération des minéraux silicatés. En revanche l'élément Cl peut avoir une origine météorique (lessivage des formations lithologiques par les apports pluviométriques). Ces ions sont, généralement, très peu abondants dans les terrains carbonatés, excepté dans des conditions particulières de gisement (Bakalowicz, 1979)

- les ions sulfates :

Les eaux naturelles contiennent, pratiquement, toujours des ions sulfates dans des proportions très variables. Leur présence résulte de la légère solubilité des sulfates de calcium dans les roches gypseuses et de l'oxydation des sulfures se trouvant dans les roches. Cependant, ils peuvent aussi provenir de l'oxydation dans l'atmosphère, de l'anhydrite sulfureux par combustion des hydrocarbures (Bakalowicz, 1979).

- les éléments mineurs : le strontium

Dans la nature, le strontium accompagne les formations évaporitiques et on le trouve généralement sous forme de strontianite  $\text{SrCO}_3$  et de celestite  $\text{SrSO}_4$ . Il peut, aussi, exister sous forme d'élément en trace dans des minéraux carbonatés (aragonite et calcite).

### VIII.3. Caractéristiques physicochimiques

#### VIII.3.1. Les températures

La température de l'eau est un paramètre d'une grande utilité en ce qui concerne les études hydrogéologiques. Elle est nécessaire pour déterminer les équilibres chimiques entre les diverses espèces en présence. La concentration de certains éléments dissous ou les rapports des concentrations d'éléments entre eux, sont l'image de conditions d'équilibre qui sont, elles même, fonction de la température atteinte par l'eau souterraine. On peut en déduire

des informations sur la profondeur de l'écoulement souterrain, le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère (Les eaux souterraines sont influencées par les propriétés thermiques de la roche), ainsi que son origine. Habituellement, on mesure également la température de l'air (ou mieux encore, on donne une indication de la température moyenne du jour de mesure) qui permet de vérifier, après coup, les conditions climatiques dans lesquelles l'échantillonnage s'est déroulé et d'expliquer d'éventuelles anomalies dans les résultats des analyses géochimiques.

L'énergie calorifique apportée par le soleil se propage dans le sol sous forme d'ondes thermiques. Pour une valeur moyenne de la diffusivité,  $K = 0.0043$  unité C.G.S., la vitesse de propagation des ondes thermiques sera de  $0.66$  m/j (Freeze and Cherry, 1979). Les variations de température, même, les plus fortes ne se feront pas sentir au dessus de  $1$  m/j dans un sol ordinaire et de  $1.5$  m/j dans les roches compactes. C'est ce qu'on appelle la zone d'hétérothermie journalière.

La profondeur au-delà de laquelle les variations de la température ne seront plus sensibles, inférieures à  $0.01$  seront de  $15$  à  $17$  mètres dans un sol ordinaire, de  $24$  à  $27$  mètres dans les calcaires et de  $34$  à  $39$  mètres dans les granites. On est ici dans la zone d'homothermie. Au-delà de cette zone la température va s'accroître régulièrement avec la profondeur.

La température de la zone neutre est fonction de la latitude, de l'altitude et de l'exposition. Elle diminuera en moyenne de  $0.44^\circ$  C par tranche de  $100$  mètres. En choisissant la période d'été, nous savons que la température n'est influencée que par le gradient géothermique (profondeur de l'aquifère) et le degré de karstification.

Cependant des anomalies thermiques peuvent perturber l'évolution spatiale des températures des eaux en fonction du gradient géothermique. Ces anomalies se manifestent, généralement par la résurgence de sources thermales d'origine très profonde. Exemple des sources thermales de la région de Biskra (Hammam Essalhine et Ain Taba) qui peuvent atteindre des températures de  $45^\circ$ C.

### VIII.3.2. Conductivité

La conductivité qui est l'inverse de résistivité traduit une aptitude de l'eau à laisser passer le courant électrique. C'est une mesure rapide de la teneur globale en électrolytes d'une solution ; c'est un outil nécessaire à l'estimation de la minéralisation. La minéralisation globale (g/l) est approximativement égale au produit de la conductivité électrique à  $25^\circ$ C par

un coefficient compris entre 0.55 et 0.75 pour une grande majorité des eaux souterraines (Freeze et Cherry, 1979). La conductivité augmente lorsque la température s'accroît. De ce fait on procède toujours à une correction par rapport à une température de référence (20°C ou 25°C).

### VIII.3.3. Le pH

Le pH est par définition, une mesure de l'activité des ions  $H^+$  contenus dans une eau (Tarda-Henry, 1984). Il caractérise l'acidité ou la basicité d'une solution aqueuse ( $pH = -\log(H^+)$ ). L'échelle de pH s'applique pour des activités comprises entre  $10^{-4}$  ( $pH = 14$ ) et 1 ( $pH = 0$ ). Il s'agit d'un paramètre capital pour le calcul des équilibres thermodynamiques. Il joue un rôle primordial, à la fois, dans les propriétés physico-chimiques (acidité, agressivité), dans les processus biologiques et dans l'efficacité des traitements des eaux. Le pH doit être mesuré le plus souvent et de préférence in situ.

### VIII.3.4. Le résidu sec

Le résidu sec est obtenu par dessiccation à 110 ° C, il correspond à la totalité des sels dissous et donne donc une idée sur le degré de minéralisation des eaux. Le paramètre salinité est le plus fréquemment utilisé pour classer les eaux, notamment au niveau des grands aquifères. Tous les points d'eau recensés par l'agence des bassins hydrographiques du Sahara (ABHSahara) ont fait l'objet de mesures systématiques de la minéralisation.

## VIII. 4. Aperçu général des caractéristiques hydrochimiques

Les eaux sont généralement très chargées et ont un faciès sulfaté qui provient des importantes formations évaporitiques.

Les échantillons prélevés dans différents systèmes aquifères montrent une évolution spatiale à l'échelle du bassin assez homogène pour chaque système. Les données recueillies (tab. VIII.1) au niveau de l'ABHSahara concernant le résidu sec des eaux souterraines de la région des Zibans permet une classification régionale de la minéralisation des systèmes aquifères. Les variations spatiales de la minéralisation montrent une relative homogénéité au sein des différentes nappes et à l'échelle régionale. Les aquifères contenus dans les formations du Quaternaire ont des valeurs de résidu sec de 2.7 g/l excepté pour la région de Lioua (fig. VIII.1a) où elles sont de 2.9 g/l. A noter que la précision des valeurs donnée en g/l et au dixième près, ne permet pas distinguer des familles d'eau au sein d'une même formation. Pour les eaux du Mio-pliocène le résidu sec est de 2 à 2.2 g/l; les fortes valeurs se trouvent à

El Outaya, Lioua et Doucen. Dans la nappe carbonatée sénono-éocène, le résidu sec est de 1.8 g/l, excepté pour la zone d'El Kantara qui, se situant à la terminaison Sud-Ouest des Aurés, présente des valeurs de 1.2 g/l. Les eaux de la nappe du Continental Intercalaire présentent des valeurs variant entre 1.8 et 3 g/l.

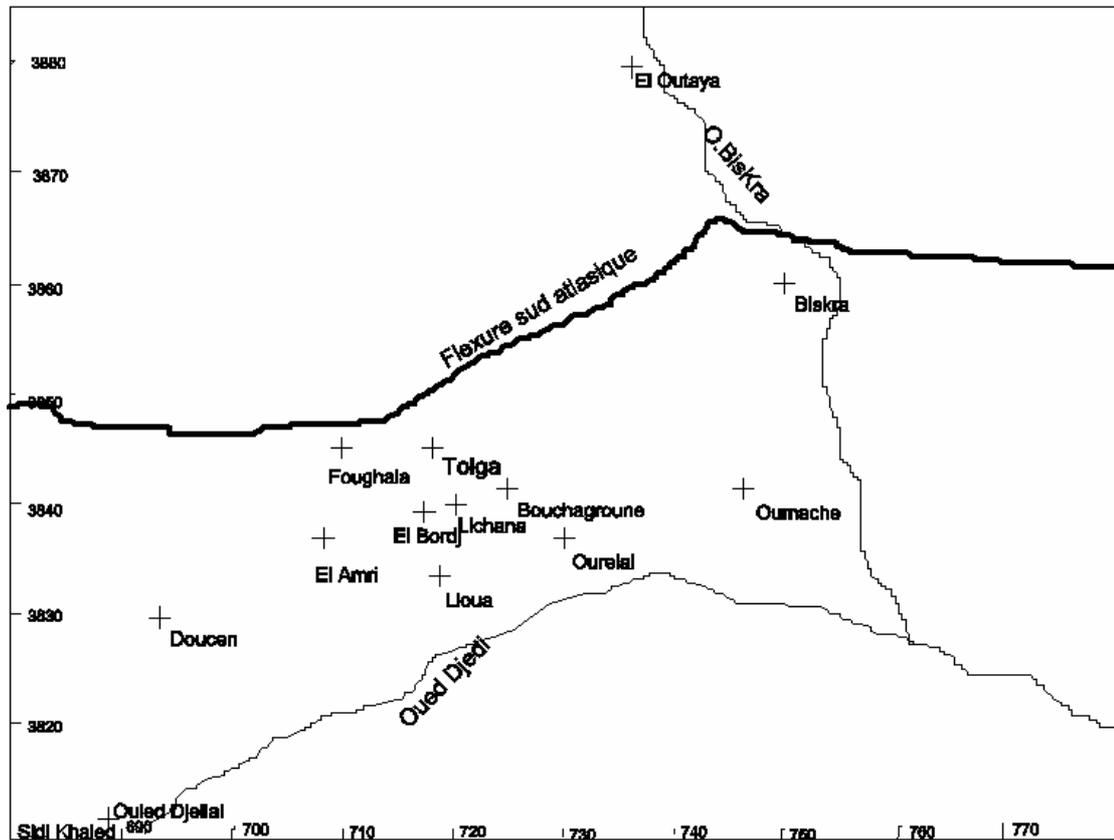


Figure VIII.1a Carte de situation

Ces eaux relativement très chargées (fig;VIII.1b) ont un faciès dominant sulfaté qui provient de la dissolution des importantes formations évaporitiques. La position d'un Trias évaporitique en amont des systèmes aquifères (djebel Mellah à El Outaya) fait que les eaux sont initialement assez chargées en éléments tels que Ca, Mg, Na, Cl et SO<sub>4</sub> qui peuvent provenir de la dissolution du gypse ou de la halite (pour Na et Cl). A cela s'ajoute les différentes couches de gypses et d'anhydrite au sein des formations carbonatées, ce qui donne à ce niveau une double origine à Ca et Mg qui peuvent provenir de la dissolution des calcaires et des dolomies (système karstique) ainsi que de celle du gypse et des anhydrites.

Les échanges cationiques sont très fréquentes et peuvent survenir à tous les niveaux. C'est ainsi que Na contenu dans les minéraux argileux peut remplacer Ca et Mg, expliquant

l'évolution anormale du sodium dans les eaux originellement dépourvues de cet élément et en dehors des formations évaporitiques.

Tableau N° VIII.1 Evolution spatiale des résidus secs des différentes nappes. (extrait des données de l'ABHsahara )

Localité	Quaternaire	Mio-Pliocène	Sénono-éocène	Albo-barrémien
Besbes	3	2.2	1.8	3
Biskra	2.7	-	1.8	3
Bouchagroun	2.7	-	1.8	-
Chaiba	2.7	-	1.8	-
Doucen	2.7	2.2	1.8	2.2
El Ghrouz	2.7	2.2	1.8	2.1
El Kantara	-	-	1.2	-
El Outaya	2.7	2.2	-	-
Foughala	2.7	-	1.8	2
Lichana	2.7	2	1.8	-
Lioua	2.9	2.2	1.8	-
O.Djellal	2.7	-	-	1.8 et 2
Tolga	2.7	2	1.8	-

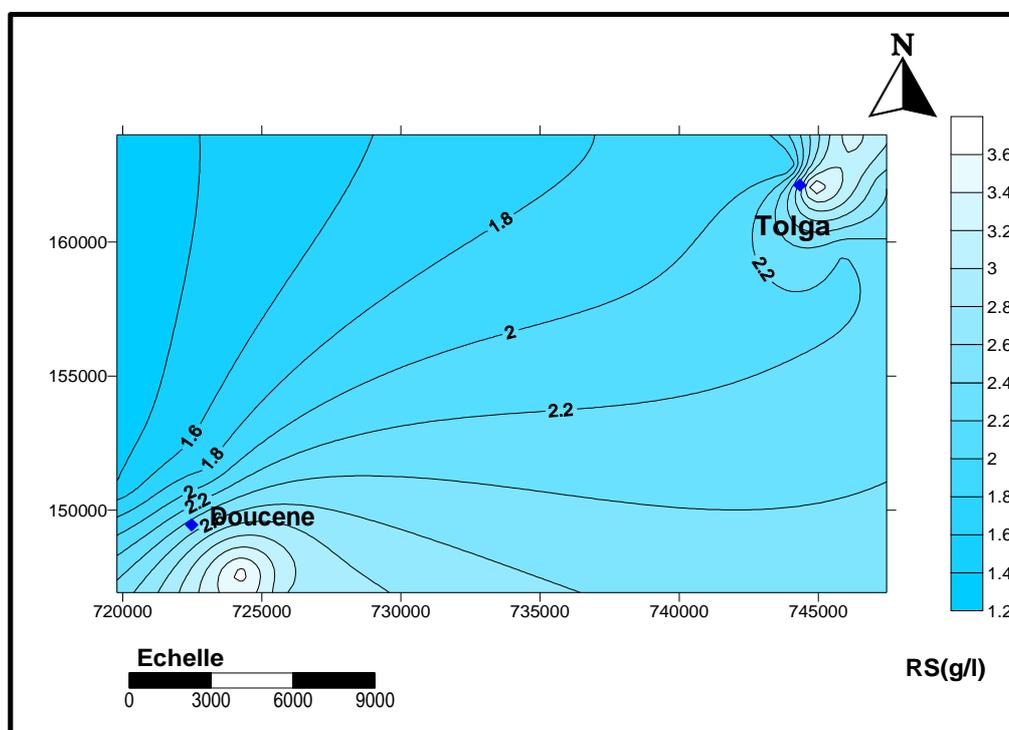


Figure VIII.1b. Evolution spatiale du résidu sec de la nappe de l'Eocène de la région comprise entre Tolga et Doucene (ABHSahara)

En revanche, les eaux souterraines de la vallée d'oued Abdi et Bouzina (région des Aurès) appartenant aux formations carbonatées du Maestrichtien et qui s'écoulent vers le Sud-Ouest présentent de faibles minéralisations (fig.VIII.1c) ont un faciès bicarbonaté calcique caractéristique des systèmes karstiques. La limite sud de cette zone matérialise le passage à un autre domaine à tendance évaporitique. Le dôme salifère d'El Outaya participe, largement, à la minéralisation (par lessivage) des eaux souterraines qui la traversent.

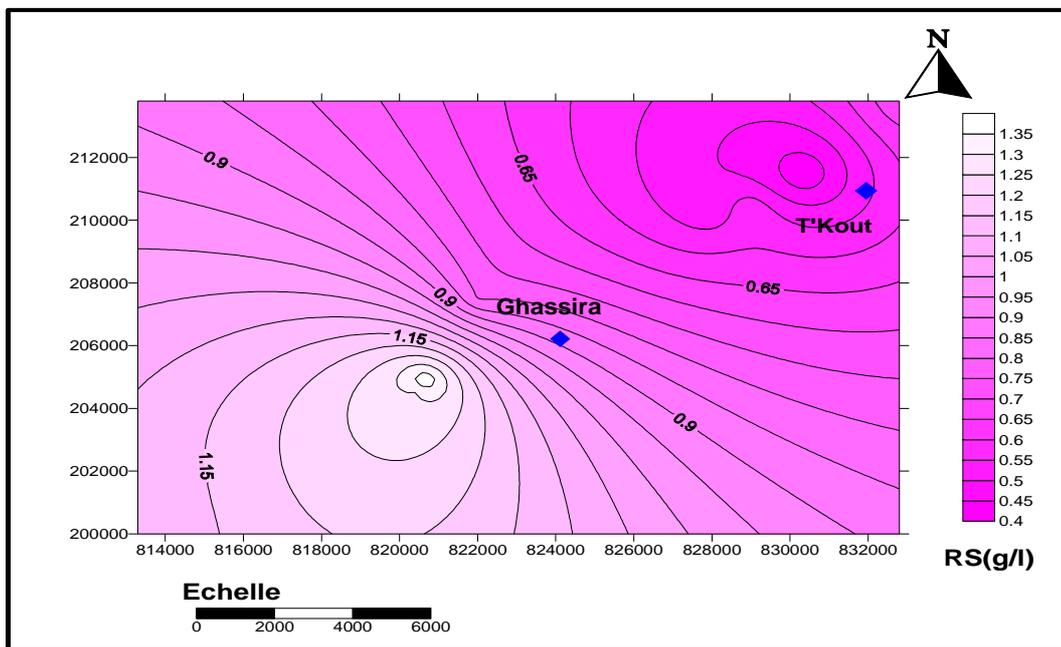


Figure VIII.1c. Evolution spatiale du residu sec de la nappe de l'Eocène dans la partie Aurès (ABHsahara)

Une approche par analyse en composante principale (ACP) des éléments chimiques à l'échelle régionale donnera une vision globale des relations et de l'évolution spatiale des caractéristiques chimiques.

#### VIII.5. Analyse en composante principale des eaux des différentes nappes

L'analyse concerne des échantillons représentatifs des différents systèmes aquifères soit 61 points d'eau. Les variables prises en compte concernent les éléments chimiques majeurs (Ca, Mg, Na, K, Cl, SO<sub>4</sub> et HCO<sub>3</sub>) ainsi que les paramètres physiques : la température et le pH. En raison des effets de redondance, la conductivité et le résidu sec qui traduisent la minéralisation, n'ont pas été pris en compte.

La représentation dans le plan I-II (Fig.VIII.2a et VIII.2b) montre que l'axe F1 qui exprime 48.73 % de la variance totale est représenté, dans sa partie positive, par tous les éléments ainsi que la température. Le pH occupe seul la partie négative. Cet axe explique l'origine de la minéralisation des eaux. Dans le pôle positif l'association de Mg, Na, Cl et SO4 forment un pôle extrême traduisant une minéralisation d'origine évaporitique. La position de Ca lui confère une origine mixte entre HCO3 caractérisant le système karstique (origine carbonatée) et le pôle sulfaté (origine évaporitique). Le pH, en relation avec l'indice de saturation, caractérise l'état d'équilibre des eaux. L'axe F2 qui exprime 14.64 % de la variance totale, oppose les éléments chimiques aux paramètres physiques des eaux. Ce facteur traduit l'origine spatiale des eaux. A l'exception de K qui provient des échanges cationiques, tous les éléments chimiques sont localisés dans le pôle négatif. Le pôle positif exprime donc avec K et la température, la profondeur et le temps de séjour.

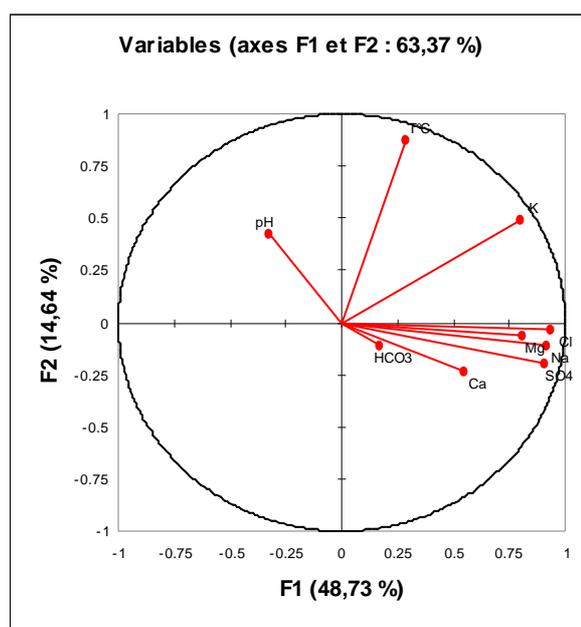


Figure VIII.2a Espace des variables dans le plan F1-F2

Sur le graphe regroupant les variables et les individus (fig.VIII.2), on observe une évolution de la minéralisation des eaux les moins minéralisées provenant des aquifères des Aurès vers celles des aquifères superficiels mio-plio-quaternaires. Les eaux de la nappe des calcaires sénono-éocènes se placent en position intermédiaire traduisant une origine mixte (mélange des eaux d'origine différentes). Des eaux superficielles (nappes phréatiques) situées en amont présentent des minéralisations

plus fortes que celles rencontrées dans des eaux situées à des niveaux, relativement, plus profonds et situées, plus en aval. Ce qui suggère une drainance verticale où les eaux, moins minéralisées en profondeur, se chargent au cours de leur remontée en traversant les couches intercalaires évaporitiques. Une autre alimentation de ces aquifères, autre que par le Nord (à partir de l'Ouest), peut, en apportant des eaux plus douces, abaisser les teneurs fortes hérités des formations évaporitiques.

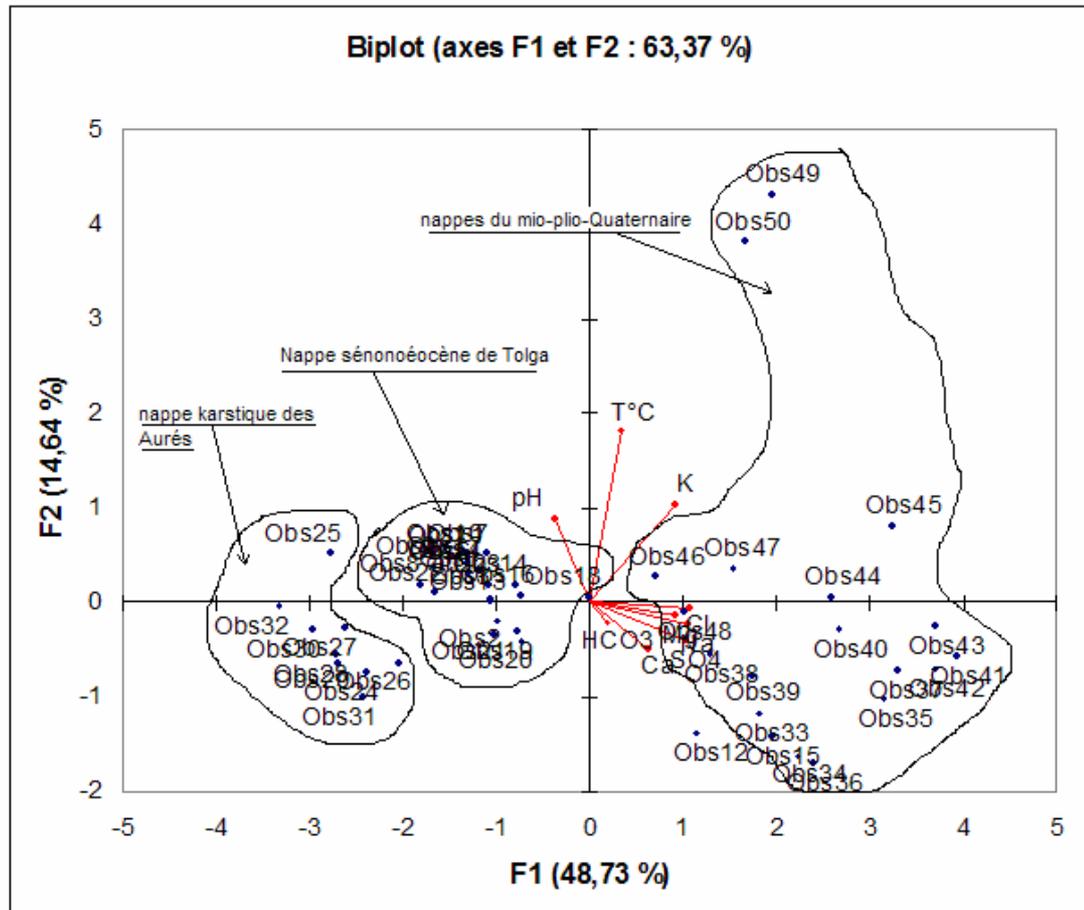


Figure VIII.2b Espace des individus dans le plan F1-F2

L'ACP globale a permis d'individualiser trois grands groupes qui s'échelonnent depuis un pôle bicarbonaté (karst franc) jusqu'à un pôle sulfaté dominant.

#### VIII.6. Chimisme des aquifères profonds et hydrothermalisme :

Ces réservoirs sont généralement connus grâce aux données de l'hydrogéologie pétrolière. Ces données indiquent la présence, dans les formations très profondes, d'eaux très minéralisées dont la salinité peut dépasser les 100 g/l. La plupart montrent de très fortes pressions traduisant l'existence de systèmes aquifères isolés à fortes températures. Certaines sources thermales sulfatées liées à la tectonique profonde sont mises à jour à la faveur de grandes failles.

Dans la région de Biskra, des forages pétroliers BNM1 (Bounaama, Nord-ouest de Tolga) et RED1 (Ras El Djedar, Sud-Est de Ouled Djellal) ont atteint les formations aquifères les plus profondes appartenant au Jurassique. Ce sont pour la plupart des réservoirs carbonatés de mauvaises caractéristiques hydrodynamiques avec une perméabilité de l'ordre  $10^{-5}$  m/s (Bouchiba, 1992). Il s'agit des eaux connées à forte minéralisation en relation avec les gisements d'hydrocarbures gazeux. Le taux de salinité dépasse les 20 g/l et la température peut atteindre les 100 °C.

La région est aussi connue pour ses sources hydrothermales (sources d'Ain Essalhine au Nord-Ouest de Biskra). Les principales connaissances sur les sources thermales sont données par S. Guigue (1947). La source d'Ain Essalhine émerge au pied du djebel Bourhzel. C'est dans cette région qu'affleure les formations gréseuses sommitales du Crétacé inférieur (Barrémien et Albien). A noter qu'à une centaine de kilomètres au Sud-Ouest (secteur d'Ouled Djellal), le Crétacé inférieur (Barrémien) se situe à une profondeur d'environ 2000 mètres. La source chaude d'Ain Essalhine a une température de 45, 5°C. La concentration totale dépasse les 10g/l (ANRH,1972). Ces eaux ont un faciès chimique sulfaté alcalin et alcalino-terreux) et un faciès chloruré alcalin (forte concentration en chlorures alcalins). Une forte odeur d'hydrogène sulfuré se dégage de ces eaux. H<sub>2</sub>S résulte de la réduction des sulfates présents dans le gypse, dans des conditions anaérobiques et en présence de bactéries. Il résulte aussi de l'oxydation de la pyrite ainsi que de la décomposition de la matière organique.

L'origine de ces eaux est très profonde. Ces derniers ont du se charger en sels, au cours de leur remontée, par lessivage des terrains triasiques et des terrains gypsifères et anhydritiques du Crétacés et de l'Eocène.

### VIII.7. Le Continental Intercalaire

La carte d'isominéralisation (fig. VIII.3 ) calée sur la carte des écoulements des eaux (ERESS, 1972) montre en premier lieu une évolution de la minéralisation conforme au sens du gradient hydraulique. La minéralisation augmente des zones d'alimentation vers l'intérieur du bassin. Elle est de 0.5 g/l dans les zones d'alimentation situées dans le grand Erg occidental, puis passe de 1.5 à 3 g/l dans le secteur Nord-Est du Bas Sahara. Cette minéralisation peut atteindre les 5g/l, notamment dans le secteur d'El Borma, Ghadamés. La température peut atteindre un maximum de 75°C (Edmunds et All, 2003) pour les réservoirs profonds, elle est moins importante quand l'aquifère est plus proche de la surface du sol. Les géothermomètres (silice) donnent des valeurs de températures de l'ordre de 90°C.

Les données hydrochimiques récoltées dans la région d'étude concernent une dizaine de points d'eau. Ces données sont généralement mal réparties dans l'espace et dans le temps ce qui rend hypothétique l'analyse de leur évolution.

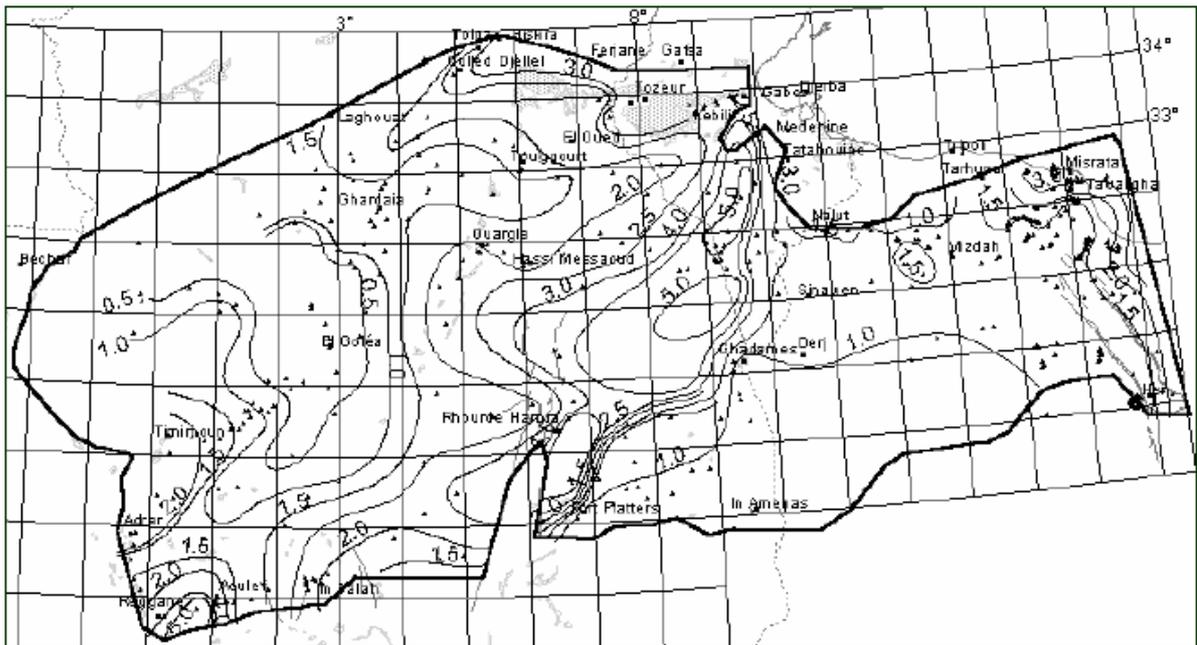


Fig. VIII.3 : Carte de salinité des eaux du CI (ERSS, 1972) (in Ould Baba Sy)

Les eaux des forages d'Ouled Djellal et Sidi Khaled dont les profondeurs sont respectivement de 2135 m et 2600 mètres ont des températures qui varient entre 53°C et 55°C. En revanche dans les zones les plus septentrionales où les formations du CI sont moins profonds (forage de Biskra, Hammam Essalhine, Bouamama et M'Doukal) les températures

varient entre 39.5°C dans les forages de la région de Hammam Essalhine et 45°C au forage de Bouamama (plaine d'El Outaya).

Le pH varie entre 7 et 8. La corrosion du métal peut devenir importante en dessous d'un pH de 6.5. L'incrustation et l'entartrage peuvent apparaître à un pH supérieur à 8.5.

Les eaux du Continental intercalaire dans la région de Biskra sont très incrustantes du fait des températures élevées (55°C). Les canalisations sont obstruées par entartrage et ce même, après refroidissement à 30°C.

Cependant à l'origine ces eaux sont assez corrosives à cause de la forte charge en CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub>S. Après dégazage et changement de température, on a une modification de l'équilibre ionique des acides et des bases. Par ailleurs, il faut tenir compte de la matière des conduites faites généralement en acier et qui supportent mal les instabilités thermodynamiques. En vérité, l'acier se corrode à tous les pH. De ce fait les problèmes rencontrés par les utilisateurs des eaux du Continental Intercalaire sont à rechercher du côté de la nature du matériau utilisé.

Localement la minéralisation totale croît de l'Ouest vers l'Est dans le sens de l'écoulement. Elle est de 2.6 g/l au niveau d'Ouled Djellal et de 3.3 g/l au niveau de Biskra.

#### VIII.7.1. Les faciès chimiques et leur évolution

Le diagramme triangulaire de Piper (fig.VIII.4) ainsi que celui de Schoeller- Berkloff (fig.VIII.5 et VIII.5 bis) permettent d'évaluer les pourcentages des éléments chimiques ainsi que leur classification. Ils permettent, en outre, de suivre l'évolution spatiale et temporelle du chimisme entre les différentes campagnes.

Les eaux de la nappe du Continental Intercalaire représentées sur le diagramme de Piper montrent une faible diversité. Ces points sont regroupés au pôle chloruré et sulfaté calcique et magnésien ainsi que le pôle chloruré sodique et sulfaté sodique. Ces faciès dénotent l'influence des terrains triasiques salifères (djebel El Mellah) et le lessivage des terrains lagunaires gypsifères. Le faciès sulfaté sodique est le résultat d'une évolution du chimisme des eaux du forage d'Ouled Djellal ( campagne de 1972 et 1974).

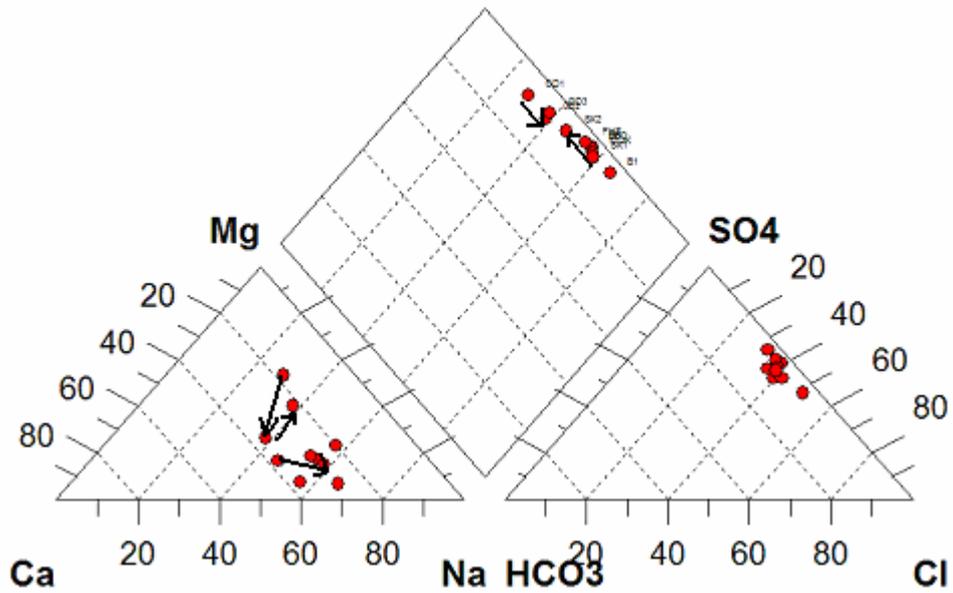


Figure VIII.4. Diagramme de Piper

A l'origine lors du démarrage de l'exploitation de ce forage les eaux présentaient un faciès chloruré magnésien. En revanche les eaux du forage de Sidi Khaled, ne présentent pas de changement dans leur faciès chloruré sodique entre les campagnes de 1970 et 1974.

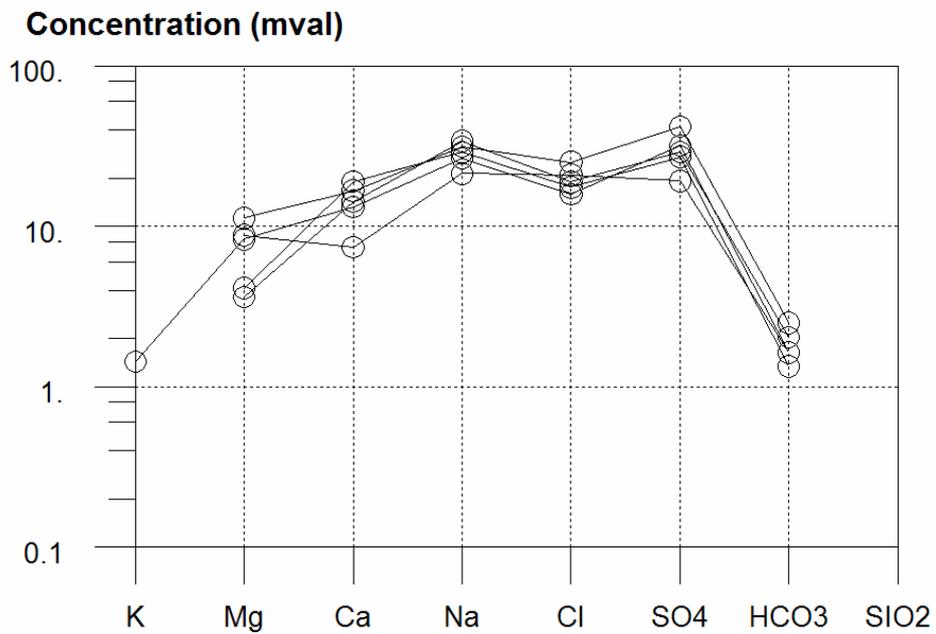


Figure VIII.5. Diagramme Shoeller-Berkaloff

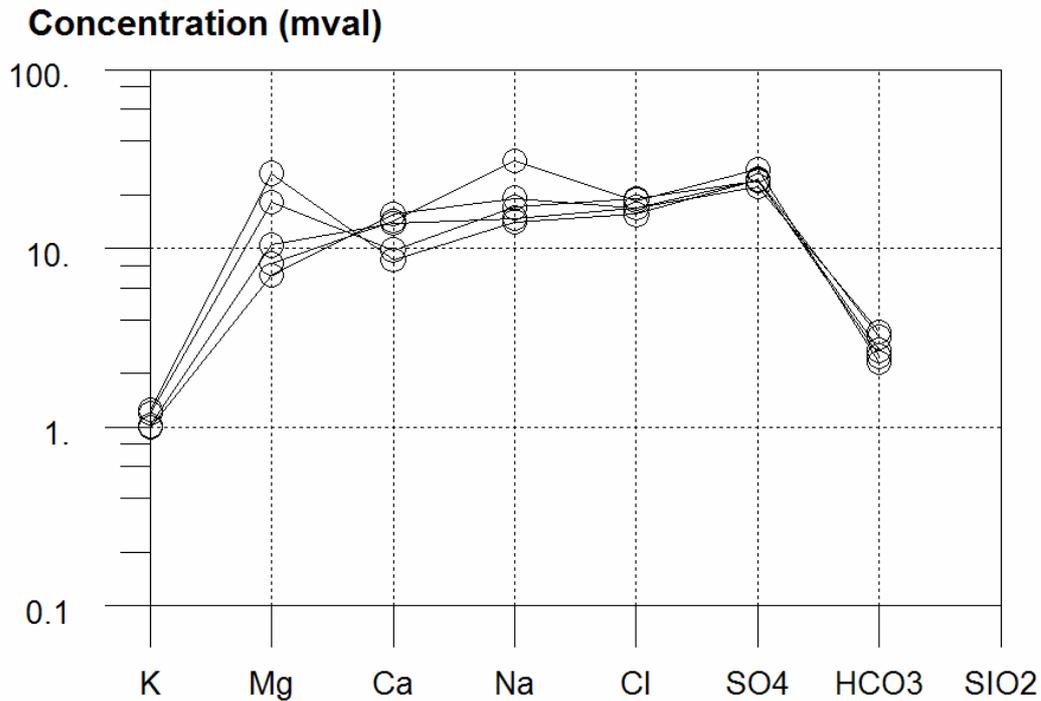


Figure VIII.5. bis Diagramme Shoeller-Berkaloff

#### VIII.7.2. Indice de saturation

L'utilisation de l'indice de saturation (SI) est le fait qu'une solution particulière est sursaturée ou sous saturée par rapport à une phase solide particulière. De ce fait les états de saturation (théoriques) de la calcite, de la dolomite, du gypse et de l'Anhydrite sont calculés à partir des données des teneurs en éléments majeurs (Tab.VIII.2 ). Du fait de sa relation avec l'évolution de l'indice de saturation, la pression équilibrante de  $CO_2$  est calculée en même temps. Nous observons tout d'abord une nette sous saturation vis-à-vis du gypse et des anhydrites pour tous les points d'eau. En revanche, seuls les forages de Ouled Djellal, Sidi Khaled et Hammam Essalhine montrent une sursaturation vis-à-vis de la calcite.

Ech.	localité	calcite	aragonite	dolomite	magnésite	gypse	anhydrite
OD1	O.Djellal	0.88	0.76	1.77	1.21	-0.71	-0.74
SK1	S.Khaled	0.43	0.31	0.16	0.02	-0.38	-0.42
B6	Biskra	-0.04	-0.17	-0.91	-0.99	-0.28	-0.43
BBO	Bouamama	-1.87	-2.00	-4.22	-2.32	-0.39	-0.49
FHS	H.Salhine	0.39	0.25	0.44	-0.08	-0.27	-0.41
MDK	M'Doukal	-0.31	-0.44	-0.70	-0.52	-0.74	-0.88

Tableau VIII.2 : indices de saturation

## VIII.8. Nappes du Complexe Terminal :

### VIII.8.1. Evolution régionale de la minéralisation

On observe un accroissement de la minéralisation dans le sens de l'écoulement, de sorte que les plus fortes minéralisations s'observent au niveau des chotts. La répartition spatiale de la salinité suit le schéma du fonctionnement hydrodynamique des aquifères. On observe un accroissement de la minéralisation de 3g/l (Tolga) à 5 g/l sur la ligne Hassi Messaoud – Chott Melghir.

### VIII. 8.2. Nappes alluvionnaires de l'inféoflux

Les deux nappes les plus importantes de la région sont la nappe de l'oued Biskra et celle de l'oued Djedi. Nous avons choisi d'étudier la nappe située dans l'oued Djedi pour les raisons suivantes : la nappe en gouttières, dans le secteur compris entre Sidi Khaled et Ouled Djellal, est constituée uniquement des formations quaternaires et est isolée des formations du Mio-Pliocène. De ce fait, le caractère chimique de ces eaux reflète les conditions hydrodynamiques spécifiques aux écoulements en relation avec les eaux de surface. Il est à noter, que l'oued Djedi se situe dans la partie la plus méridionale de l'étude et donc la plus aride. Cette nappe est le collecteur de toutes les eaux de surface et ses eaux peuvent provenir de régions très éloignées (Laghout).

Les eaux souterraines ont des températures qui varient de 18 à 22°C (tab.3). Cependant, elles présentent un pH constant compris entre 7 et 7.5. Le résidu sec est compris entre 3,5 et 9 g/l. et dénote une minéralisation relativement excessive en relation avec les terrains salifères. Les valeurs les plus faibles (une moyenne de 4 g/l) se trouvent dans la zone centrale, entre Sidi Khaled et Ouled Djellal. Ceci est justifié par les apports provenant des cours d'eau de la rive gauche. Les aquifères (Mio-Plio-Quaternaires) de la plaine de Doucen participent à une alimentation latérale de la nappe de l'oued Djedi par l'intermédiaire des affluents constituant des nappes d'inféoflux de faible extension.

Tableau VIII 3 Statistiques des données chimiques des eaux de l'inféroflux

Variable	Minimum	maximum	Moyenne	Ecart-type
Ca	50	688	407.2	234.67
Mg	173	947	474.26	271.32
Na	263	123	606.06	281.75
K	7	93	32.46	23.65
Cl	532	2650	1098.26	644.45
SO4	1675	3150	2421.33	382.28
HCO3	134	580	284.4	132.38
T°C	18	22	20	0.610
pH	7	7.5	7.25	0.138
Res. sec	3946	9017	5726	1365.44

D'après le diagramme de Piper (fig . VIII.5ter ) les eaux ont un faciès très sulfaté et chloruré. Les faciès chlorurés magnésiens sont localisés en amont de Sidi Khaled dans la partie Sud-Est. Le reste du secteur de Sidi Khaled présente un faciès Sulfaté calcique. La partie avale comprenant Ouled Djellal est représentée par le faciès sulfaté magnésien. Le calcium comme le magnésium peuvent provenir de la dissolution des sulfates de calcium ou de magnésium. Le passage d'un rapport dominant à l'autre peut se faire par dilution après mélange ou précipitation d'un des ions.

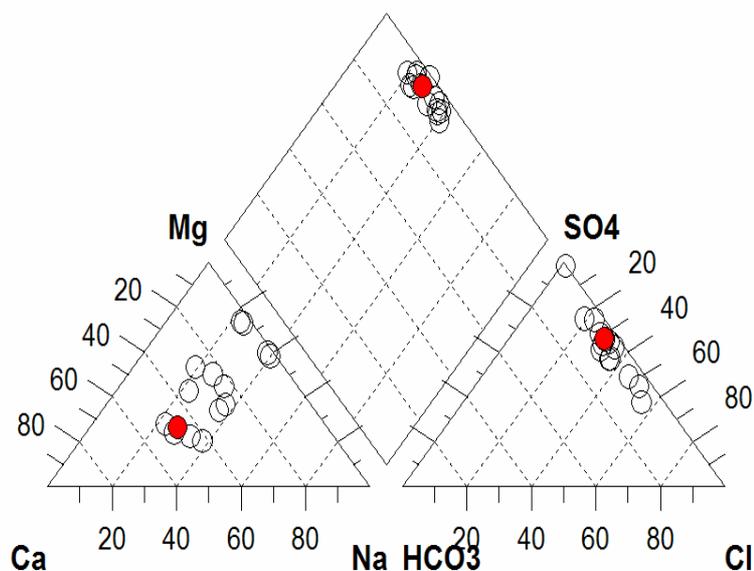


Figure VIII.5ter. Diagramme de Piper de la nappe de l'Inféro-flux

### VIII.8.3. Nappe des calcaires :

#### VIII.8.3.1. Minéralisation totale

Le résidu sec est compris entre 1.1 et 2.5 g/l. Les valeurs les plus fortes sont observées dans le secteur Est et Sud-Est, avec une seconde évolution du Nord vers le Sud. C'est dans le secteur d'El Amri que l'on observe les valeurs les plus faibles (1.1 g/l). L'axe Foughala, Tolga, Lichana présente des valeurs de résidu sec de 2 g/l. Les plus fortes valeurs sont rencontrées au Sud-Est et sont supérieures à 2 g/l (2.5 g/l à Ourelal).

#### VIII.8.3.2. Etude statistique :

L'étude statistique de la répartition spatiale des éléments chimiques présente les valeurs minimales, moyennes et maximales, ainsi que le coefficient de variation (Tab. VIII.4). L'homogénéité d'une série se traduit par des valeurs proches de la moyenne. La dispersion autour de la moyenne est évaluée à l'aide du coefficient de variation (en %) qui est le rapport de l'écart type à la moyenne. Une série homogène présente des valeurs du coefficient de variance inférieur à 50%.

Pour l'ensemble des valeurs, seuls le pH, la température et le potassium, présentent des valeurs inférieures à 50%. Ceci indique une hétérogénéité des origines des éléments chimiques et une évolution spatiale importante du chimisme. Le calcium avec 59 % traduit une origine relativement homogène.

Le calcium avec une moyenne de 366.5 mg/l présente une forte fréquence de valeurs comprises entre 280 et 460 mg/l. Ces valeurs sont localisées au niveau de Tolga et dans la région d'El Outaya. Les teneurs en magnésium présentent une moyenne de 118.31 mg/l et une forte fréquence de valeurs comprises entre 95 et 140 mg/l. Les chlorures et le sodium suivent la même évolution du Nord vers le sud avec une forte fréquence des valeurs des chlorures comprises entre 140 et 180 mg/l et des valeurs comprises entre 100 et 190 mg/l pour Na. Les Sulfates suivent pratiquement la même évolution que le gradient hydraulique, les fortes fréquences s'observent en aval du système aquifère avec de fortes fréquences comprises entre 960 et 1400 mg/l. En revanche les bicarbonates présentent une évolution fréquentielle multimodale, leur répartition spatiale est assez hétérogène.

La température varie entre 21 et 25 °C. Ces eaux relativement chaudes, caractéristiques des eaux moyennement profondes (entre 200 et 500 mètres) sont en conformité avec le gradient géothermique. En revanche, dans la région de Biskra, les eaux thermales (45°C) remontent à la faveur des failles et se mélangent aux eaux de la nappe sénono-éocène. Des cas similaires sont observés au niveau de Ouled Djella et Doucen où des eaux du Sénonien inférieur ont donné des températures entre 30 et 31 °C (Bouchiba, 1992). Les failles peuvent jouer le rôle inverse en acheminant les eaux superficielles vers les nappes profondes.

Le pH varie entre 6.7 et 8, généralement supérieur à 7 traduisant un caractère basique des eaux.

Tableau VIII.4 variation des concentrations en éléments chimiques

élément	Min.	Max.	Moyenne	Norme	Ecart-Type	Coeff. de Var %
K	6.6	12	8.3	12	1.88	48.0
Mg	29	245.0	118.31	50	49.59	73.0
Ca	162	618.0	366.57	100	95.81	59.0
Na	105.0	687.0	184.84	150	125.79	82.0
Cl	113.0	408.0	187.05	200	81.50	72.0
SO4	576.0	2830.0	1306.421	250	438.12	69.0
HCO3	16.0	410.0	224.947	-	133.25	96.0
Sr	4.2	13.5	6.9	-	2.37	49.0
T°	21.0	25	24.316	<25	0.92	16.0
pH	6.7	8	7.6	-	0.34	16.0

#### VIII.8.3.3. Faciès chimiques :

Les eaux les moins minéralisées de la région se trouvent dans la nappe des calcaires. Généralement les eaux karstiques sont de bonnes qualités. La forte minéralisation provient du lessivage des formations salines(halite) du massif du djebel El Mellah situé à proximité d'El Outaya. Elle provient aussi de l'échange avec la roche constituée d'assises évaporitiques intercalées entre les couches carbonatées. L'origine du calcium et du magnésium est de ce fait mixte : à partir des calcaires et des formations gypseuses. Les valeurs relativement fortes du magnésium (un maximum de 245 mg/l) indique un temps de séjours très long de l'eau au contact de la roche. Le sodium indique la présence des formations triasiques. Les sulfates sont généralement reliés à la présence du gypse. Les chlorures attribuées aux eaux

météoriques sont présents en grande quantité (maximum 408 mg/l) par suite du lessivage des formations salines (halite).

Le faciès chimique d'après le graphe de Piper fig.VIII. 6) est sulfaté sodique et chloruré et sulfaté calcique et magnésien. 70 % des échantillons présentent un faciès sulfaté calcique et 30 % un faciès sulfaté sodique.

Le diagramme logarithmique Scholler-Berkaloff (fig. VIII.7 et VIII.7bis) présente les mêmes faciès et des eaux incrustantes.

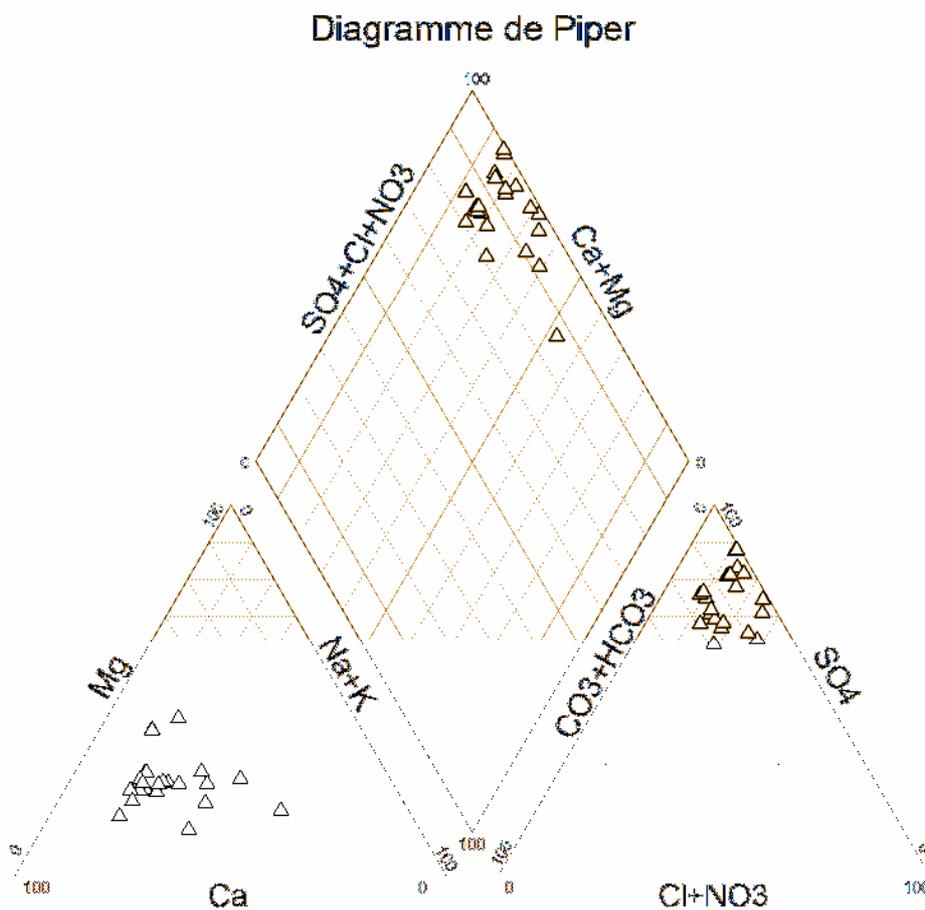


Figure VIII. 6 Diagramme de Piper des eaux de la nappe des calcaires

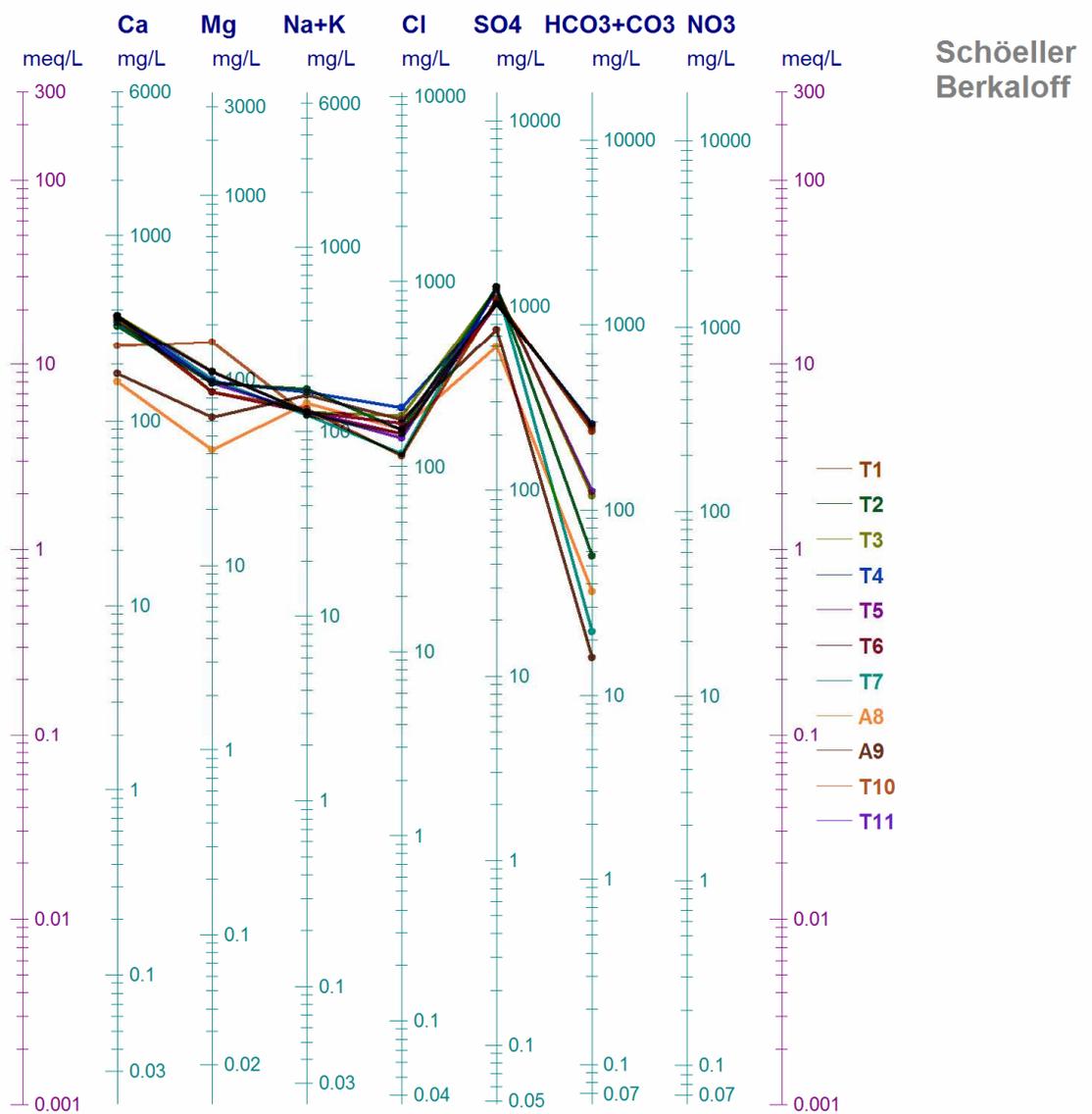


Figure VIII. 7. Diagramme Shoeller-Berkaloff des eaux de la nappe des calcaires

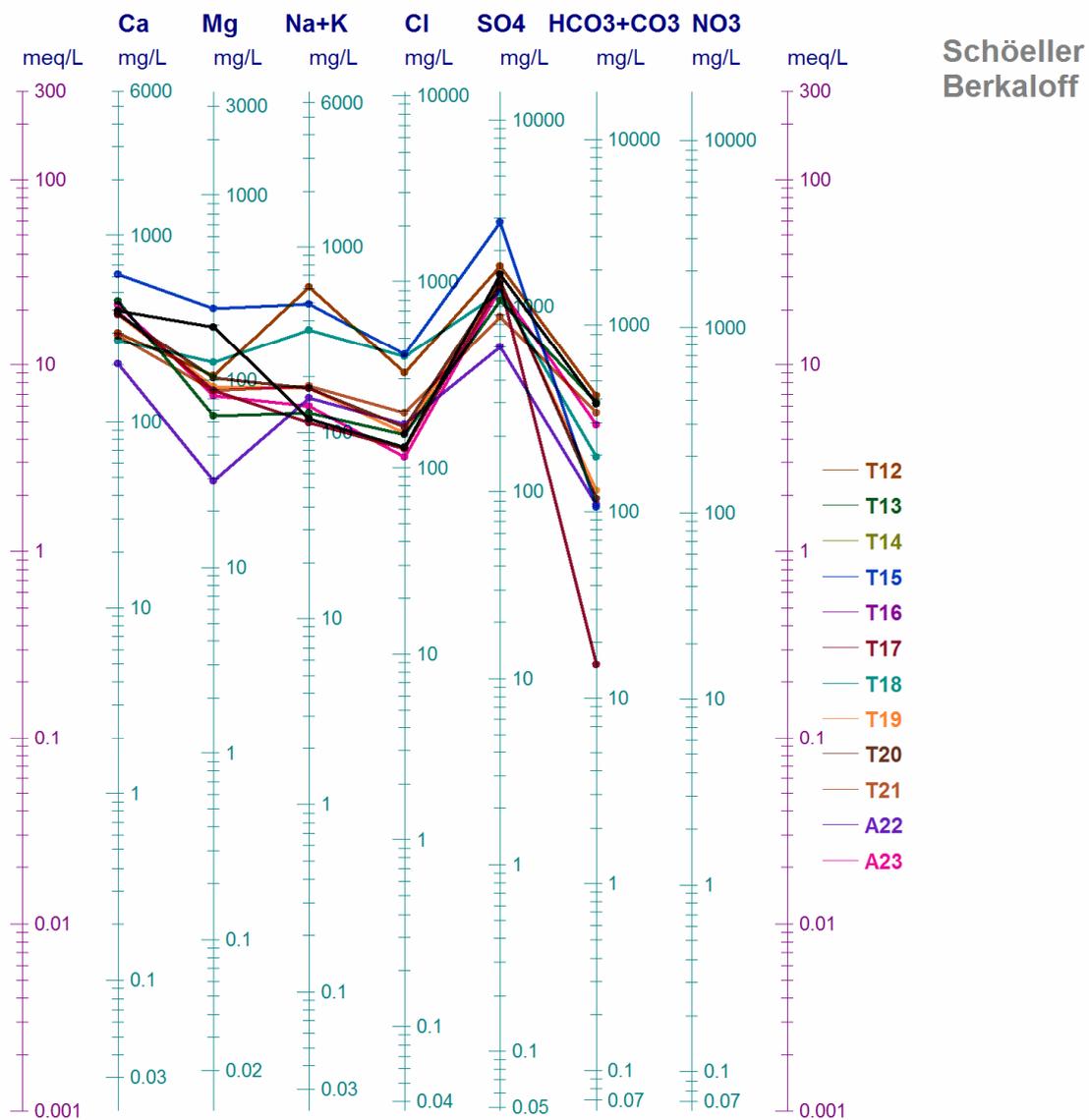


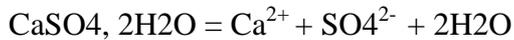
Figure VIII. 7 bis. diagramme Shoeller-Berkaloff des eaux de la nappe des calcaire (suite)

#### VIII.8.3.4. Relation entre les paramètres chimiques et les sulfates

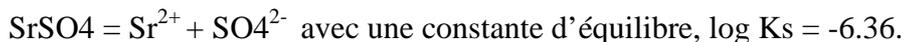
L'ion sulfate est le plus abondant dans les eaux de la nappe des calcaires. Dans les conditions normales des systèmes karstique carbonatés (karst unaire), ce sont les bicarbonates qui dominant. L'origine principale de l'ion sulfate est, sans conteste, liée à la présence des

importantes formations évaporitiques. Les eaux se chargent au cours de leurs trajet par dissolution du gypse ou de l'anhydrite.

Du fait de la valeur élevée de la constante d'équilibre, ( $\log K_s = -4.85$ ), la solubilité du gypse est plus rapide :



L'ion sulfate peut aussi provenir de la dissolution de la celestite qui accompagne souvent les évaporites :



La relation entre l'ion sulfate et les autres paramètres chimiques montre (fig.VIII.8) une bonne corrélation des concentrations de  $\text{SO}_4$  avec les concentrations du calcium, du magnésium, du strontium ainsi qu'avec l'indice de saturation du gypse. Les valeurs de ce dernier sont pour la plupart inférieures à zéro et dénotent une sous saturation vis-à-vis du gypse, ce qui indique une continuité dans la dissolution du gypse. Les éléments tels que les chlorures, le sodium et les bicarbonates ne montrent pas de bonnes corrélations avec les sulfates. Le sodium et les chlorures proviennent de la halite existant sous forme de gisement dans la région d'El Outaya.

Du fait de son origine mixte (carbonates et évaporites), la relation de Ca avec les bicarbonates est assez médiocre. Cependant, dans le nuage de points on peut distinguer quelques échantillons qui s'alignent sur une droite traduisant, une relative, évolution des deux éléments dans le même sens.

#### VII.8.3.5. Indice de saturation

Les eaux souterraines qui séjournent dans la matrice rocheuse tendent à atteindre l'état d'équilibre avec les minéraux de cette roche. La valeur de l'indice de saturation traduit la tendance d'une eau à dissoudre le minéral (indice de saturation négatif) ou au contraire précipiter (indice de saturation positif).

Les eaux présentent un équilibre ou une sursaturation vis-à-vis de la calcite sur tout le domaine, excepté pour quelques points situés dans la région d'El Amri qui se situe dans la zone de meilleure perméabilité. Comme on l'a déjà vu, l'alimentation de ce secteur compris entre Tolga et Doucen se fait directement à partir de l'Ouest (Djebel Hamara). La forte karstification dans cet axe permet un écoulement rapide.

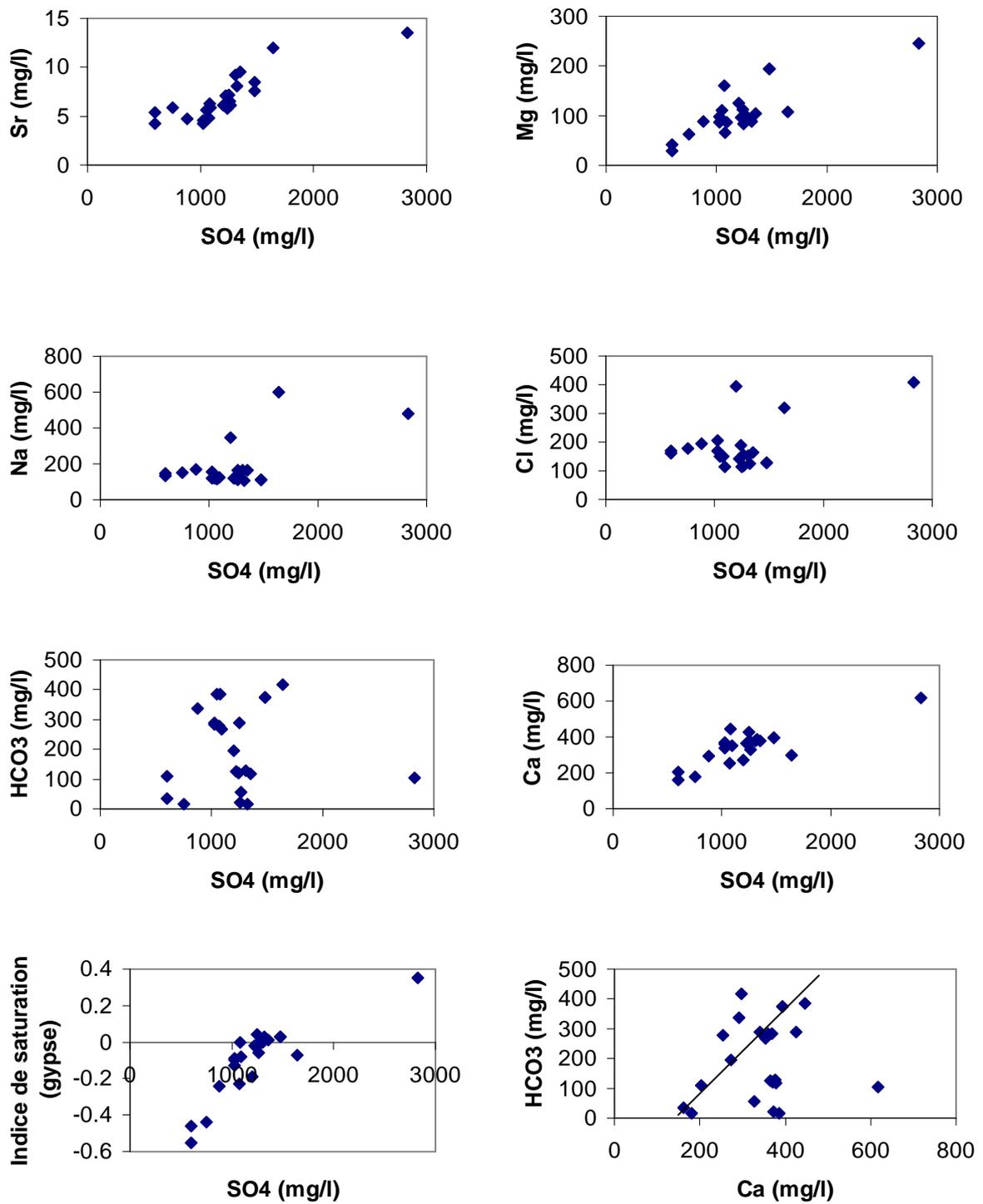


Figure VIII.8 Relation éléments chimiques et indice se saturation avec SO4

En outre la pression partielle moyenne en CO<sub>2</sub> (comprise entre  $1.1 \cdot 10^{-3}$  et  $3.9 \cdot 10^{-3}$ ) dans cette partie est relativement faible. La sous saturation en dolomite suggère un temps de séjour très réduit. Les eaux qui montrent une sursaturation avec la dolomite présentent les valeurs les plus fortes de pCO<sub>2</sub> ( $7.1 \cdot 10^{-2}$ ). Ces eaux circulent dans des niveaux profonds confinés et échappent au phénomène de dégazage. La sursaturation vis-à-vis de la calcite des eaux souterraines, peut s'expliquer d'une part par un dégazage de CO<sub>2</sub> au moment de l'échantillonnage (contact avec l'atmosphère) ou un dégazage dans les conduits à échelle spéléologique, et d'autre part à une diminution du pouvoir de précipitation provoqué par les teneurs élevées en magnésium dissous.

Tableau VIII.5. Indices de saturation et rapports caractéristiques

Echant.	Is calcite	Is aragonit.	Is dolomite	Is gypse	Is anhydrite	pCO <sub>2</sub>	Sr/Ca	Ca/Mg	Cl/Na
T1	1.13	0.99	1.46	-0.08	-0.3	0.00379	7.65	2.48	0.59
T2	00	-0.15	-0.74	-0.06	-0.2	0.00196	8.51	2.05	0.62
T3	0.67	0.52	0.61	-0.03	-0.25	0.00208	7.17	2.00	1.01
T4	1.33	1.18	1.91	-0.13	-0.35	0.00254	5.65	2.10	0.86
T5	1.35	1.20	1.97	-0.10	-0.33	0.00031	7.12	1.98	0.80
T6	1.36	1.21	1.88	-0.09	-0.31	0.00131	5.97	2.59	0.91
T7	0.06	-0.08	-0.63	-0.01	-0.29	0.00036	7.99	2.23	0.69
A8	-0.41	-0.56	-1.63	-0.54	-0.67	0.00248	15.25	2.33	0.76
A9	-0.54	-0.69	-1.75	-0.44	-0.45	0.00112	14.99	1.73	0.77
T10	1.20	1.06	2.01	-0.23	-0.24	0.07149	8.64	0.96	0.84
T11	1.01	0.87	1.25	-0.02	-29	0.00544	8.87	2.31	0.76
T12	0.08	-0.87	-0.49	-0.07	-0.22	0.00329	18.42	1.68	0.34
T13	1.38	1.24	1.74	0.00	-0.19	0.00414	6.46	4.16	0.80
T14	1.48	1.34	2.47	0.03	-0.19	0.00329	9.87	1.23	0.75
T15	0.27	0.13	-0.10	0.035	-0.41	0.00417	9.99	1.53	0.55
T16	1.38	1.24	2.27	0.03	-0.22	0.00414	8.82	1.23	0.75
T17	0.01	-0.14	-0.81	0.03	-0.21	0.00017	9.60	2.66	0.72
T18	0.56	0.14	0.58	-0.19	-0.47	0.00543	10.26	1.32	0.73
T19	0.33	0.18	-0.15	0.00	-0.68	0.00575	11.19	2.47	0.60
T20	0.26	0.12	-0.24	0.01	-0.19	0.00512	11.50	2.20	0.64
T21	0.73	0.59	0.72	-0.24	-0.19	0.01176	7.36	2.01	0.75
A22	0.16	0.01	-0.74	-0.46	-0.32	0.00396	9.42	4.26	0.76
A23	1.33	1.19	1.76	0.04	-0.19	0.00324	7.73	3.11	0.56

Vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite, tous les échantillons présentent une sous saturation, excepté pour la zone située à l'Est de Tolga qui présente un équilibre avec le gypse, suite au mélange des eaux provenant du Nord (plaine d'El Outaya). Cette sous

saturation, en parallèle avec les fortes valeurs de  $\text{SO}_4$ , traduit une phase de dissolution du gypse.

Ces résultats montrent que les eaux ont évoluées sous l'effet de la dissolution et du lessivage des évaporites, en même temps que la précipitation des ions calcium et bicarbonates. Au passage d'un milieu géochimique à un autre, on assiste à des mélanges d'eaux et donc à des modifications des équilibres calco-carboniques. Les eaux peuvent devenir plus agressives et favorisent la dissolution, comme c'est le cas pour le secteur d'El Amri (A8 et A9).

VIII.8.3.6. apport de l'élément chimique Sr dans la définition de l'origine de la minéralisation des eaux du système karstique

L'hydrochimie renseigne tout d'abord sur le type de roche qui constitue le réservoir aquifère (Plagnes, 2000).  $\text{HCO}_3$ , Ca et Mg caractérisent des réservoirs formés de calcaires ou de dolomies alors que  $\text{SO}_4$  et Sr sont caractéristiques des formations évaporitiques. La forte minéralisation des eaux souterraines de la région montre que celles ci ne circulent pas exclusivement en milieu carbonaté mais à travers d'autres formations évaporitiques. Le système karstique dans ce cas est du type binaire : mettant en évidence la circulation à travers la couverture ou les formations intercalaires. Dans ce cas l'utilisation des éléments mineurs ou en trace devient nécessaire pour déterminer les causes de la salinité. L'ion Sr nous permet, de ce fait, de distinguer l'origine de Ca qui provient des deux formations, carbonatées et évaporitiques.

L'ion Sr se rencontre sous forme de strontianite ( $\text{SrCO}_3$ ) dans les carbonates primaires ou sous forme de celestite ( $\text{SrSO}_4$ ) dans les évaporites. Sa présence ne s'explique ici que par la dissolution de la celestite, un minéral, généralement associé au gypse.

Un autre phénomène, non moins important, dans la présence du gypse au sein des calcaires, est la transformation des bancs calcaires en gypse. Au contact des évaporites les carbonates de calcium peuvent se transformer en gypse. A. Brives (1924) a décrit ce phénomène dans les formations de l'Eocène inférieur aux environs d'Ouled Djellal. Il a constaté un passage latérale des calcaires à des gypses avec une transformation progressive. Ce phénomène est accentué aux voisinage des failles et des points d'eau. Il résulte de l'action des eaux profondes chargées de sulfate de sodium (Brives, 1924).

La bonne corrélation entre les ions Ca et Sr peut expliquer cette transformation. Ces deux ions ont les mêmes propriétés (des rayons ioniques très voisins) ce qui permet à l'ion Sr de remplacer Ca dans la structure cristalline des minéraux carbonatés (Plagnes, 2000).

La concentration moyenne de Sr est de 6.9 mg/l et varie entre 4.2 et 13.5 mg/l. Ces valeurs sont assez fortes pour un système karstique carbonaté. Ces fortes valeurs se rencontrent dans les provinces évaporitiques ou dans les nappes côtières envahies par les eaux marines (Chabour, 2004). La bonne corrélation de Sr avec SO<sub>4</sub> d'une part et en même temps avec Ca et Mg confirme l'origine dominante de Ca à partir des évaporites. L'évolution de Sr/Ca (tab. VIII.5) traduit les phases de dilution ou de précipitation de la calcite. Les valeurs les plus fortes (15.25 et 18.42) se trouvent dans les secteurs à fortes perméabilité, présentant une sous saturation vis vis de la calcite et de la dolomite. Les faibles teneurs en pCO<sub>2</sub> par dégazage dans les grands conduits peut accélérer la phase de précipitation et de dolomitisation de la calcite.

VIII.8.3.7. Evolution des teneurs en éléments chimiques suivant une radiale depuis les Aurès jusqu'à la région d'oued Djedi

L'étude porte sur l'analyse de l'évolution des éléments chimiques depuis les zones d'alimentation. Le massif des Aurès est le réservoir principal d'alimentation des nappes situées plus au Sud. Lors de leur cheminement à travers les différentes provinces, les eaux souterraines acquièrent leur composition chimique et subissent des modifications. Le suivi a porté sur quatre éléments : Cl, SO<sub>4</sub>, Ca et HCO<sub>3</sub>.

Les chlorures sont les éléments les plus conservatifs des systèmes aquifères. L'enrichissement en cet élément est acquis lors de la phase initiale à partir des eaux météoriques ou par lessivage des sels (halite). Il provient du transit dans les gisements de sel d'El Outaya. Au niveau des Aurès, des échantillons montrent des teneurs assez élevées (> à 350 mg/l) héritées dans ces mêmes régions. Après un enrichissement dans la région d'El Outaya (fig.VIII.9), les teneurs décroissent dans les zones situées au sud de la flexure. L'ion Cl est, de ce fait, la preuve d'un mélange des eaux initialement chargées et des eaux moins chargées. Comme c'est le cas pour la plupart des éléments, une évolution en dents de scie avec des interruptions, observée dans la partie du piémont saharien, indique une hétérogénéité locale qui ne peut s'expliquer que par des apports ponctuels. Ceci traduit la complexité du système d'écoulement et la difficulté à interpréter les changements dans la composition chimique des eaux le long des axes d'écoulement. Dans le chapitre hydrogéologie, nous avons mis en évidence une alimentation par le Nord (Eaux relativement chargées) et une autre alimentation en conformité avec le gradient hydraulique (à partir de l'Ouest). La zone de mélange se situe dans la région de Tolga, les eaux sont ensuite acheminées vers les principaux

exutoires qui sont les aires des Chotts. En revanche les anomalies rencontrées dans une même zone ne s'expliquent que par la forte drainance (apports verticaux) à travers les failles.

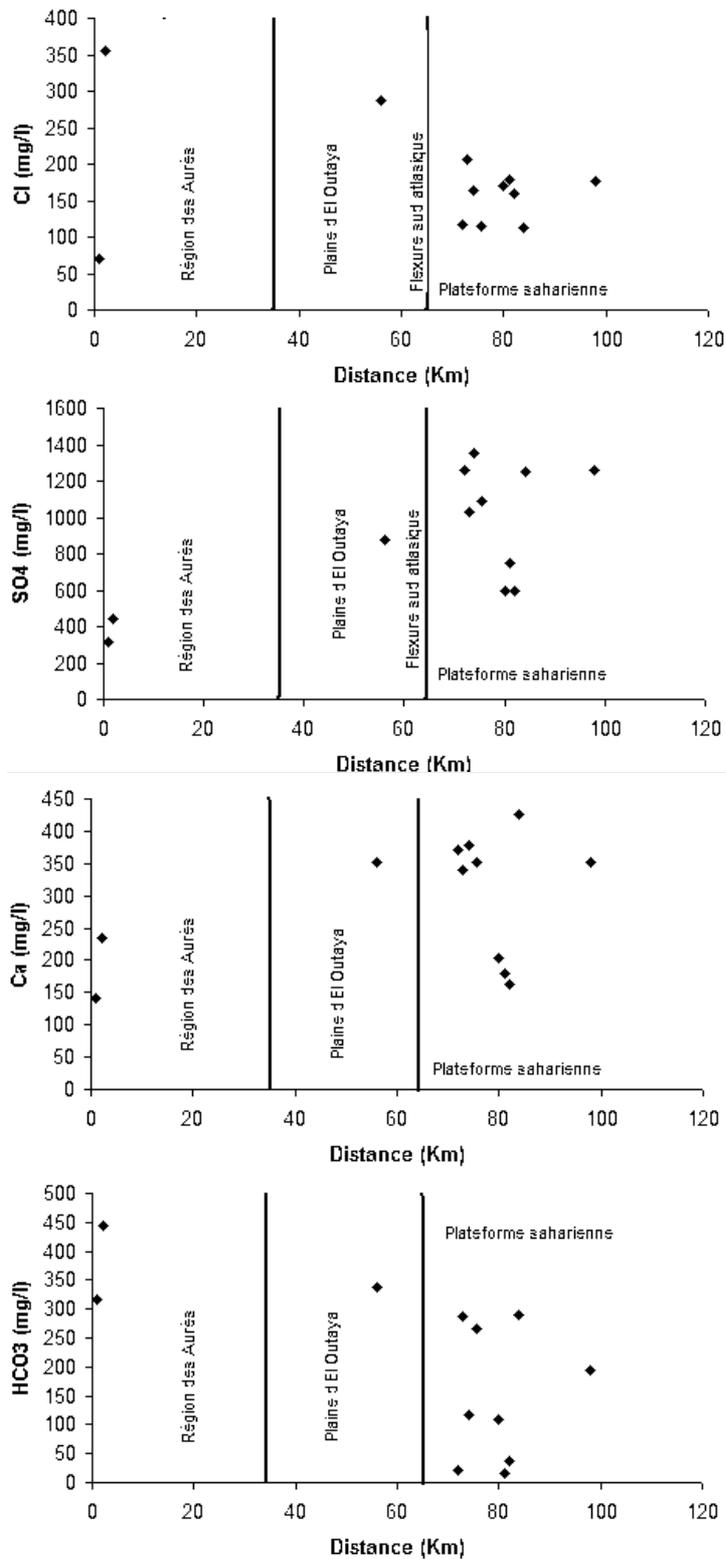


Figure VIII.9 Evolution des teneurs en Cl, SO4, Ca et HCO3 depuis les Aurès jusqu'au niveau de l'oued Djedi

Les ions Ca et SO<sub>4</sub> évoluent dans le même sens. Leurs teneurs sont relativement faibles dans la région des Aurès puis augmentent au niveau de la plaine d'El Outaya. Cette augmentation se poursuit dans la plateforme saharienne, notamment, dans les secteurs de Tolga (près du piemont) et Doucen. Cependant on assiste, en même temps, à une diminution des teneurs dans quelques échantillons localisés dans le couloir central situé entre Tolga et Doucen. L'augmentation des concentrations de Ca et SO<sub>4</sub> indique une continuité dans la dissolution du gypse. Leur diminution traduit un mélange des eaux d'origines différentes.

Les bicarbonates, en revanche, montrent une diminution des concentrations depuis les Aurès jusqu'à la plate-forme saharienne. La diminution est très significative pour certains points. La sursaturation en Ca ainsi que le phénomène de dégazage (diminution de pCO<sub>2</sub>) provoque la précipitation des carbonates.

#### VIII.8.3.8. Analyse en composante principale de la nappe des Zibans

La complexité des systèmes karstiques fait que l'approche géochimique qui offre une large gamme de traceurs naturels (en plus des gaz dissous, PCO<sub>2</sub>...) ne peut permettre des interprétations à partir de modèles chimiques classiques ou par comparaison entre les éléments chimiques, deux à deux. Les analyses en composante principale sont utilisées, dans ce cas, pour pouvoir interpréter toutes les données ensembles. Une ACP a été effectuée pour la nappe des calcaires de la région de Tolga. Une autre tient compte des données régionales en intégrant l'aquifère karstique de la région Sud-Ouest des Aurès.

L'analyse a été traitée avec 23 observations et 9 variables. Nous n'avons retenu que les échantillons représentatifs de chaque secteur, ce qui nous évite la surcharge sur les graphiques de représentation. Les variables utilisées sont les éléments chimiques majeurs (Ca, Mg, Na, K, Cl, SO<sub>4</sub>, et HCO<sub>3</sub>), mineur (Sr) ainsi que les paramètres physiques : la température et le pH. En raison des effets de redondance, la conductivité et le résidu sec qui traduisent la minéralisation, n'ont pas été pris en compte ( les éléments majeurs justifient en même temps la minéralisation).

##### VIII. 8.3.8.1. Calcul du Coefficient de corrélation

Il est intéressant de préciser si les éléments évoluaient dans un certain ordre ou indépendamment les uns des autres, donc de préciser le degré de liaison entre eux. Le tableau VIII.6 donne la matrice de corrélation. Le ph et la température paraissent sans liaison directe

entre eux et avec l'ensemble des éléments. Il en est de même pour HCO<sub>3</sub> qui reste isolé. Son degré de corrélation avec les autres ions n'étant pas significatif. L'ion Cl présente les meilleurs corrélations avec Na et K. Une forte corrélation existe entre les ions Ca, Mg, SO<sub>4</sub> et Sr. L'ion Sr est significativement corrélé à SO<sub>4</sub> ( $r = 0.854$ ) et moyennement corrélé à Ca ( $r = 0.587$ ), l'origine de Ca étant double (carbonates et sulfates).

L'interprétation de ces corrélations est basée sur l'origine de la minéralisation. L'existence de terrains salifères et gypsifères expliquent ces associations.

Tableau VIII. 6. Matrice des corrélations

Variables	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	T°C	pH	Sr
Ca	1	0.603	0.176	0.088	0.157	0.812	0.182	-0.268	0.158	0.587
Mg	0.603	1	0.327	0.210	0.374	0.803	0.266	-0.286	0.100	0.549
Na	0.176	0.327	1	0.638	0.868	0.597	0.151	-0.505	-0.731	0.679
K	0.088	0.210	0.638	1	0.654	0.380	-0.153	-0.175	-0.441	0.363
Cl	0.157	0.374	0.868	0.654	1	0.527	0.027	-0.589	-0.550	0.453
SO <sub>4</sub>	0.812	0.803	0.597	0.380	0.527	1	0.065	-0.463	-0.223	0.854
HCO <sub>3</sub>	0.182	0.266	0.151	-0.153	0.027	0.065	1	0.145	0.136	0.009
T°C	-0.268	-0.286	-0.505	-0.175	-0.589	-0.463	0.145	1	0.434	-0.335
pH	0.158	0.100	-0.731	-0.441	-0.550	-0.223	0.136	0.434	1	-0.508
Sr	0.587	0.549	0.679	0.363	0.453	0.854	0.009	-0.335	-0.508	1

#### VIII.8.3.8.2. Résultat et interprétation

Les trois principaux axes (Tab.VIII.7) expliquent 78.39 % de la variance totale. L'axe I exprime 46.97 % de la variance totale, l'axe II exprime 20.97 % et l'axe III exprime 10.45 % de la variance totale. La matrice de corrélation (Tab.VIII.8) montre que l'axe F1 est corrélé négativement à la température (-61%) et avec une valeur acceptable au pH (- 56%). Il est corrélé positivement aux éléments Na, Cl, SO<sub>4</sub> et Sr, avec des valeurs dépassant les 80 %. Sa corrélation avec Mg est dans les limites de l'acceptable. En revanche il n'est pas corrélé à HCO<sub>3</sub> (6 %). L'axe F2 est corrélé positivement à Ca (71 %) ainsi qu'à Mg et au pH, avec des valeurs acceptables. L'axe F3 n'est corrélé qu'à l'élément HCO<sub>3</sub> (87 %).

La représentation dans le plan I-II (Fig.VIII.10 et VIII.11) montre que l'axe F2 est représenté, dans sa partie positive, par les éléments HCO<sub>3</sub>, Ca, Mg, SO<sub>4</sub> et Sr, ainsi que la température et le pH. Dans sa partie négative, il regroupe les éléments Na, Cl et K. Cet axe explique l'origine de la minéralisation des eaux. Dans le pôle positif l'association de HCO<sub>3</sub> et Ca traduit une origine carbonatée, alors que l'association de Ca, Mg, SO<sub>4</sub> et Sr traduit une origine à partir des formations évaporitiques. Ces deux groupes existent dans les formations séono-éocènes constituant la nappe karstique des Ziban. Le pH et la température traduisent la

relation des eaux en fonction de la profondeur et de leur indice de saturation (états d'équilibre). Dans le pôle négatif, les éléments Na, Cl et K traduisent une origine à partir des lessivages des couches salifères (Halite) en relation avec les dômes de sel (djebel Mellah, au Nord d' El Outaya). L'axe F1, comme on l'a déjà cité, regroupe le caractère minéralisation dans le pôle positif et une influence des conditions du milieu dans le pôle négatif (rôle de la température).

Tableau VIII.7. valeurs propres

	F1	F2	F3
Valeur propre	4.697	2.097	1.045
Variabilité (%)	46.970	20.971	10.453
% cumulé	46.970	67.941	78.394

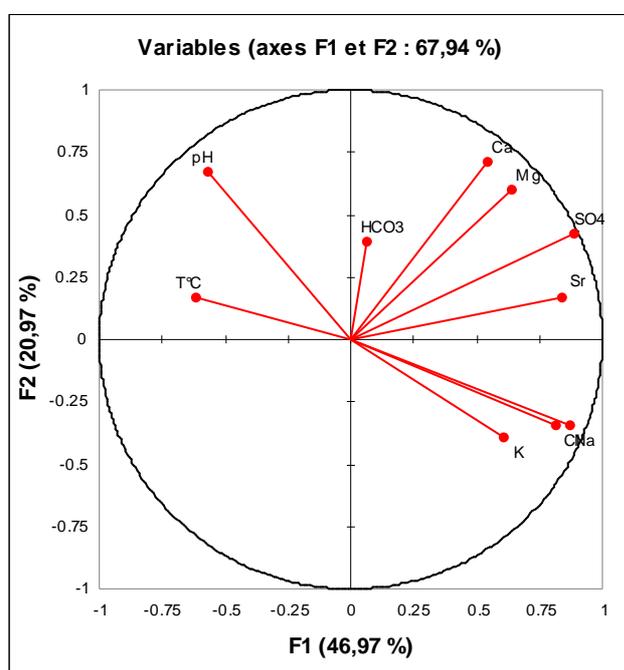


Figure VIII.10 Espace des variables dans le Plan F1-F2

Tableau VIII.8. Corrélation entre les variables et les facteurs

	F1	F2	F3
Ca	0.546	0.714	-0.193
Mg	0.637	0.599	0.056
Na	0.875	-0.347	0.269
K	0.611	-0.388	0.072
Cl	0.813	-0.347	0.164
SO4	0.885	0.421	-0.158
HCO3	0.062	0.393	0.879
T°C	-0.618	0.168	0.295
pH	-0.565	0.672	-0.040
Sr	0.840	0.164	-0.116

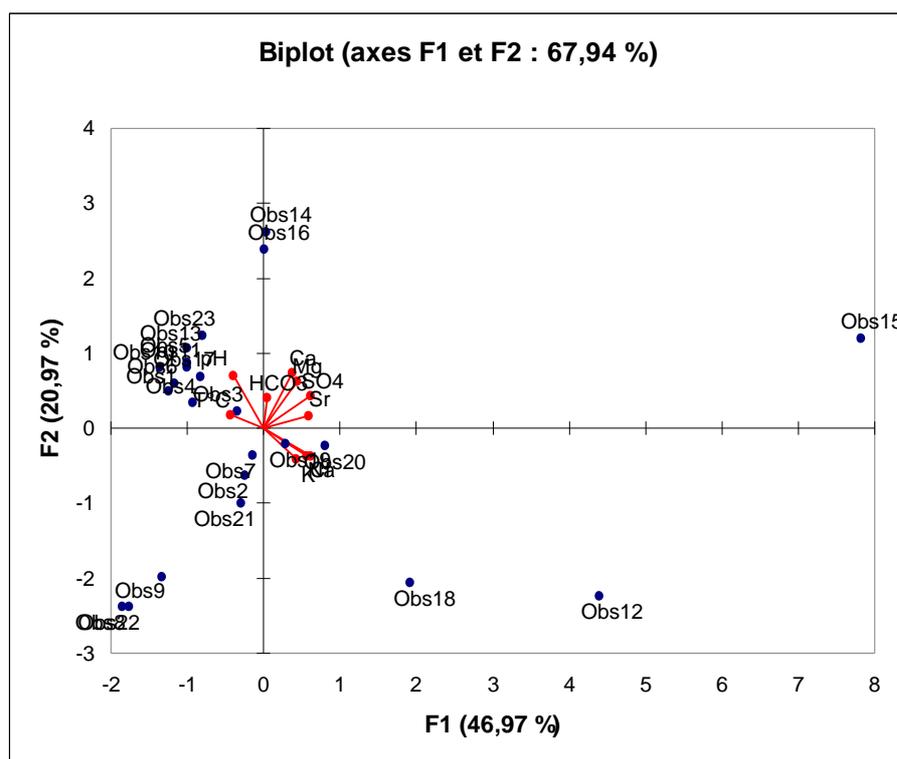


Figure VIII.11. Espace des Individus dans le Plan FI-F2

#### VIII.8.3.8.9 ACP des eaux de la nappe des calcaires des zibans et de celles de la nappe des calcaires des Aurès

Les eaux de la nappe des formations maestrichtiennes de la vallée de Bouzina sont caractérisées par un faciès Bicarbonaté typique des karsts. Ces eaux, provenant de l'amont constituent une grande partie de la recharge de la nappe des Zibans. Elles deviennent sulfatées en traversant les formations évaporitiques de la région d'El Outaya. L'intérêt de regrouper ces deux entité est de déterminer l'origine et l'évolution spatiale des éléments chimiques.

Dans ce cas, les deux axes factoriels F1 et F2 représentent à eux seuls, 75.22 % de la variance totale (respectivement 56.27 et 18.95 %). Toutes les variables, exceptés HCO<sub>3</sub> et le pH sont, significativement, corrélées au facteur F1. Le pH est très bien corrélé avec le Facteur F2. Le facteur F3, avec seulement 13.2 % est uniquement corrélé à HCO<sub>3</sub>.

Dans l'espace des variables (Fig.VIII.12), le facteur F1 regroupe tous les éléments chimiques dans le pôle positif à l'exception de pH et HCO<sub>3</sub> qui définissent respectivement les facteurs F2 et F3. Le facteur F1 caractérise donc la minéralisation (influencée principalement par les évaporites) dans sa partie positive et les eaux moins minéralisées dans le pôle négatif. Le facteur 2, qui oppose le pH et HCO<sub>3</sub> caractérise les eaux carbonatées, expliquant le temps de séjour des eaux et leur caractère acide ou basique.

Dans l'espace des individus (Fig.VIII.13), une évolution suivant le Facteur F1 où les eaux issues des massifs des Aurès (groupe I) se situent dans le pôle négatif caractérisent les eaux les moins minéralisées. Leur position (pôle négatif) suivant l'axe F2 leur confère un faible temps de séjour et un écoulement rapide avec un équilibre ou une sous saturation vis-à-vis de la calcite. Le groupe II représente des eaux faiblement minéralisées appartenant à la nappe des calcaires de Tolga. Ces eaux sont localisées dans le couloir d'El Amri qui reçoit une alimentation à partir de l'Ouest (djebel Hamara). Il s'agit donc d'un mélange entre les eaux moins minéralisées provenant de l'Ouest et des eaux plus chargées provenant de la région d'El Outaya. Ces eaux sont situées dans le pôle négatif et sont caractérisées par une relative sous saturation vis-à-vis de la calcite. Le groupe III et IV représentent les eaux plus minéralisées ayant subit une forte influence des évaporites. La distinction entre ces deux groupe provient de leur de degré de saturation vis-à-vis de la calcite.

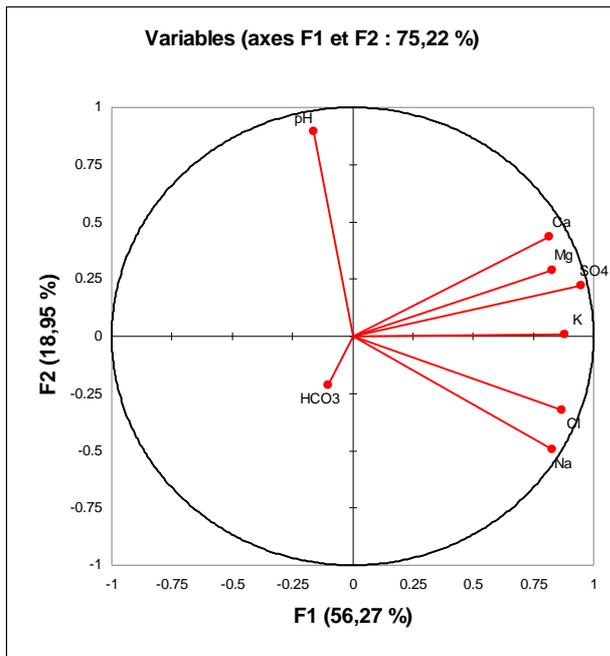


Figure VIII.12 Espace des variables dans le plan F1-F2

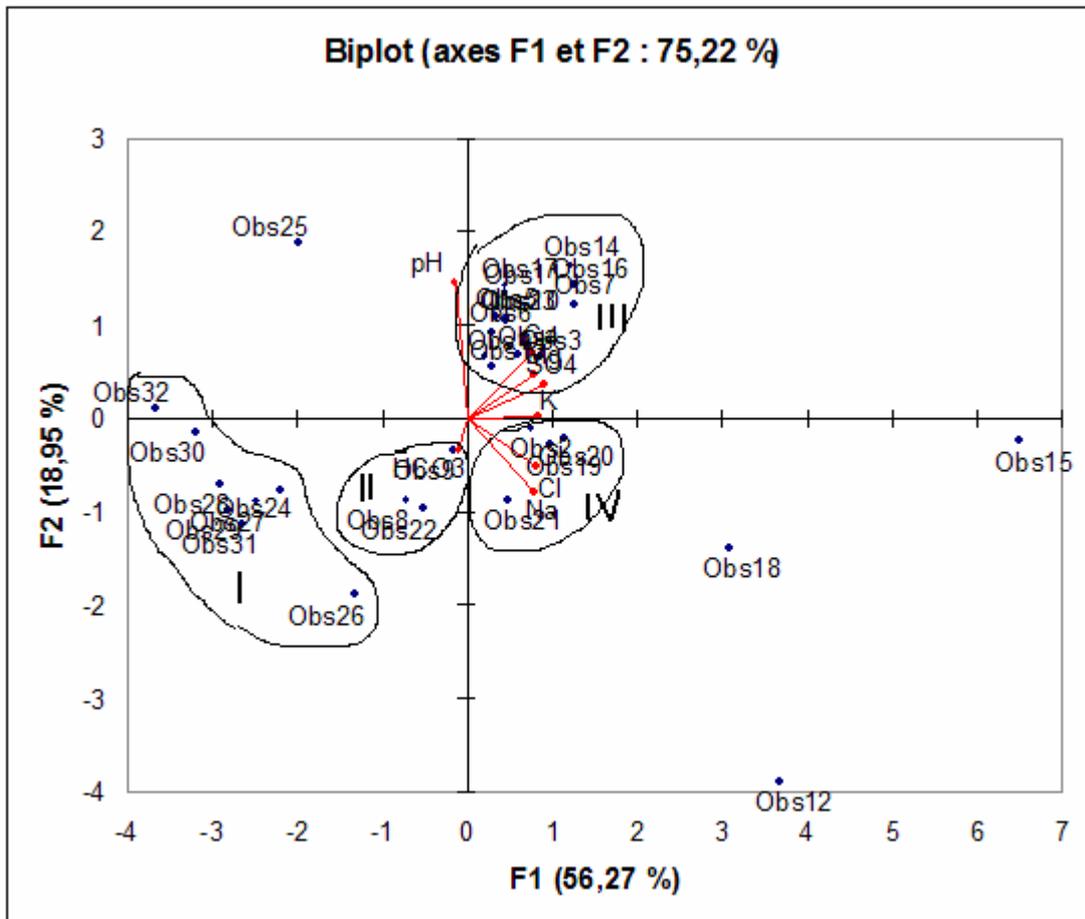


Figure VIII.13 Espace des Individus dans le plan F1-F2

## 9. Conclusion

Les facteurs principaux qui contrôlent la composition des eaux souterraines sont la nature lithologique des formations traversées, le temps de transit, la profondeur de la nappe et le développement du système karstique. Cette région est caractérisée par de forts gradients géothermiques et la manifestations de sources thermales. Les eaux montrent des températures assez fortes. En raison de la présence importante des évaporites, les eaux sont relativement chargées (entre 1.5 et 5 g/l). Ces eaux sont en général du type sulfaté. Ce faciès est acquis lors du transit des eaux à travers les formations triasiques du djebel El Melah, dans la région d'El Outaya. La drainance verticale en traversant les couches intercalaires évaporitiques donne aux eaux d'origine carbonatée une dominance sulfatée. La configuration hydrogéochimique des systèmes aquifères est compliquée par les origines hétérogènes ainsi que les mélanges des eaux.

## IX. L'apport de la géochimie isotopique

### IX.1. Introduction :

La géochimie isotopique est une technique qui fait appel aux isotopes stables et aux isotopes radioactifs de l'environnement, pour retracer les mouvements de l'eau dans le cycle hydrologique.

Pendant les phases d'évaporation et de condensation, la teneur en isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène d'une molécule d'eau connaît de légères variations. Par conséquent, à différents stades du cycle hydrologique, l'eau est naturellement marquée d'une signature isotopique qui varie en fonction des antécédents de la masse d'eau en question et de son itinéraire au cours du cycle hydrologique.

Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène sont essentiellement des isotopes légers. Lorsque l'eau des océans s'évapore, les isotopes les plus lourds se condensent les premiers et tombent sous forme de pluie avant les isotopes plus légers. La plus grande partie de la vapeur d'eau présente dans l'atmosphère est produite au dessus des océans. Par conséquent, plus les pluies sont éloignées des côtes, moins elles contiennent des isotopes lourds.

Les premiers travaux faisant appel aux techniques isotopiques relative à la zone d'étude remontent aux débuts des années 70, avec, notamment, les études entreprises par l'UNESCO concernant le projet ERESS (1972). Il s'agit de l'étude des ressources en eau du Sahara Septentrional algéro-tunisien. En 1969, la FAO a entrepris une étude dans le pourtour du chott Hodna, (Gonfiantini, 1974). Les études isotopique couvraient, dans ce cas, les régions Sud-ouest du Chott Hodna, notamment, les secteurs de Barika et M'Doukal. J.C. Bellion (1973) a utilisé les techniques isotopiques pour étudier les eaux souterraines et celles des sources de la partie Nord occidentale des monts de Belezma. Les principaux travaux récents utilisant les techniques isotopiques effectués au niveau de l'erg oriental sont ceux de Guendouz (1985), Guendouz et All (1997,2003), Moulla (2003), Cherchali (2000) et Edmunds (1997, 2003).

L'analyse isotopique permet dans ce cas de connaître l'origine, les directions et les vitesses des écoulements des eaux, les mélanges entre les différents types d'eau, le temps de transit ainsi que le temps de séjour des eaux.

Les types d'analyses isotopiques effectués sont, généralement, composés des isotopes stables (oxygène 18 et deutérium), du tritium et du carbone 14 et 13. D'autres éléments tels que le chlore-36 sont récemment utilisés (Guendouz, 2003).

La teneur des isotopes stables s'exprime en part par mille par rapport à un étalon international appelé SMOW (Standard Mean Ocean water).

Les facteurs influents les variations naturelles de la composition des isotopes stables de l'eau des précipitations (Fontes, 1980) sont (fig. IX.1) :

- l'effet de l'altitude : la composition isotopique diminue quand l'altitude croit
- l'effet de la latitude : la composition isotopique diminue quand la latitude augmente
- l'effet de continentalité
- l'effet saisonnier
- l'effet paléo-climatique

Les isotopes stables permettent de caractériser une eau par rapport aux eaux météoriques et peuvent apporter des éléments de réponse dans la détermination des aires et des conditions de recharge des nappes ainsi que leurs relations. Ceci consiste en fait à comparer les teneurs en isotopes lourds des précipitations et celles des eaux souterraines.

Les droites météoriques (relation des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) sont, de ce fait, des références pour les eaux souterraines.

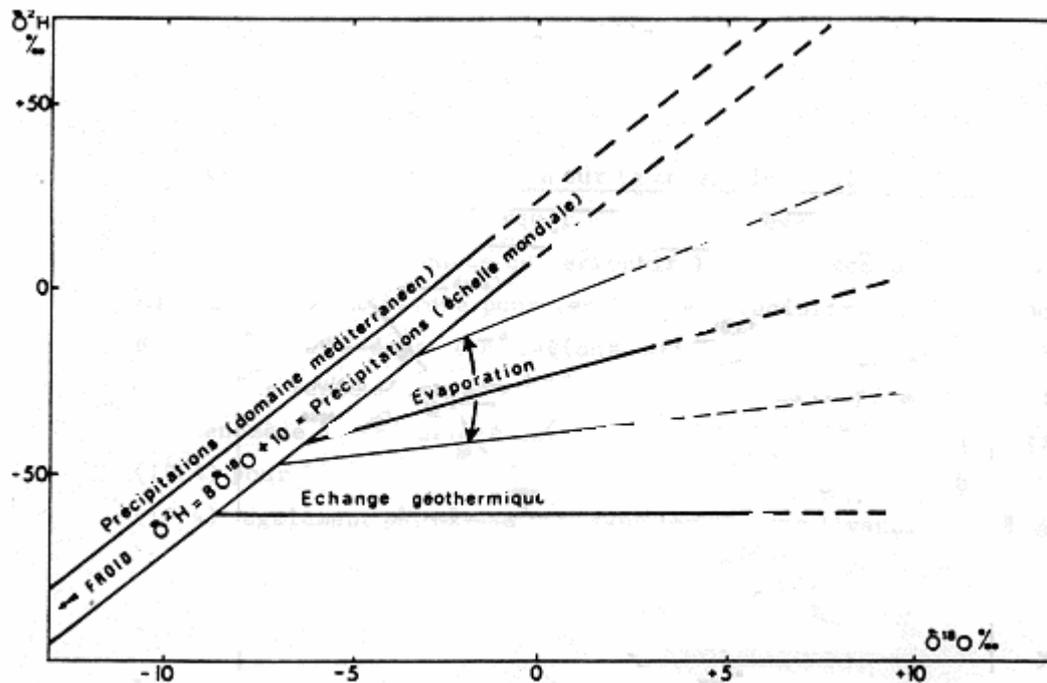


Figure IX.1 Relation O18/Deutérium dans les eaux naturelles (Fontes, 1976)

La figure IX. 2 montre les droites météoriques mondiale et locale (station d'Ouargla). La droite météorique mondiale mise en évidence par Craig (1961) concernant le réseau mondial AIEA (1968) a pour équation :  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ . Cette droite est généralement considérée comme la norme. Les points s'écartant de cette droite sont considérés comme atypiques.

Le carbone 14 est l'isotope radioactif du carbone et sa concentration dans les eaux souterraines, sous forme de carbone inorganique dissous a été utilisée depuis les débuts des années 70, dans le but d'estimer les âges des eaux. Le C14 est produit continuellement dans l'atmosphère par l'action des rayons cosmiques. Ces isotopes radioactifs se désintègrent suivant une cinétique exponentielle. Leur temps de demi vie est de 5730 ans. Généralement l'estimation de l'âge du C14 dans les eaux est traduit en carbone moderne en pourcentage (PMC). Du fait de la diversité des origines des eaux, l'âge radiométrique d'une eau est en fait l'âge moyen d'un mélange de plusieurs écoulements.

## IX.2. Le Continental intercalaire

Le manque de données isotopiques ainsi que les difficultés d'ordre analytique font que les études hydrogéologiques entreprises dans ces régions soient incomplètes et pleines de lacunes. De ce fait l'essentiel de ce chapitre est tiré des travaux de certains auteurs (Guendouz A., Moulla A.S., Edmunds et al., Gonfiantini et al) et leurs résultats sont pris comme référence.

### IX.2.1. les isotopes stables

Le Continental Intercalaire est caractérisé par des teneurs en isotopes stables très appauvris et très homogènes (Moulla A.S. et Guendouz A., 2003) avec décroissance dans le sens de l'écoulement. Pour la station locale de Ouargla, l'équation de la droite est :  $\delta^2\text{H} = 3.2 \delta^{18}\text{O} - 26$  (Guendouz 1985). Au niveau des affleurements de l'Atlas saharien central et occidental, la composition des eaux du Continental Intercalaire est confondue avec celle de la droite des eaux météoriques avec des valeurs de  $-6.3\text{‰}$  en O18 et  $-40\text{‰}$  en  $^2\text{H}$  (Ould Baba Sy, 2005). Dans la zone de l'Erg oriental la nappe est caractérisée par des teneurs en oxygène-18 allant de  $-7,43$  à  $-8,84\text{‰}$  (Guendouz, 1985) et indique une recharge faite à la fin du Pléistocène.

La valeur de  $-7,43$  est rencontrée à Ouled Djellal qui est situé dans le secteur le plus septentrional du bas Sahara et montre le caractère relativement plus enrichi des eaux (Tab.

IX.1). Les teneurs en deutérium varient entre  $-52,9$  et  $-64,1\text{‰}$  (Gandouz,1985). La valeur extrême de  $-52,9$  concerne, encore une fois, la région d'Ouled Djellal.

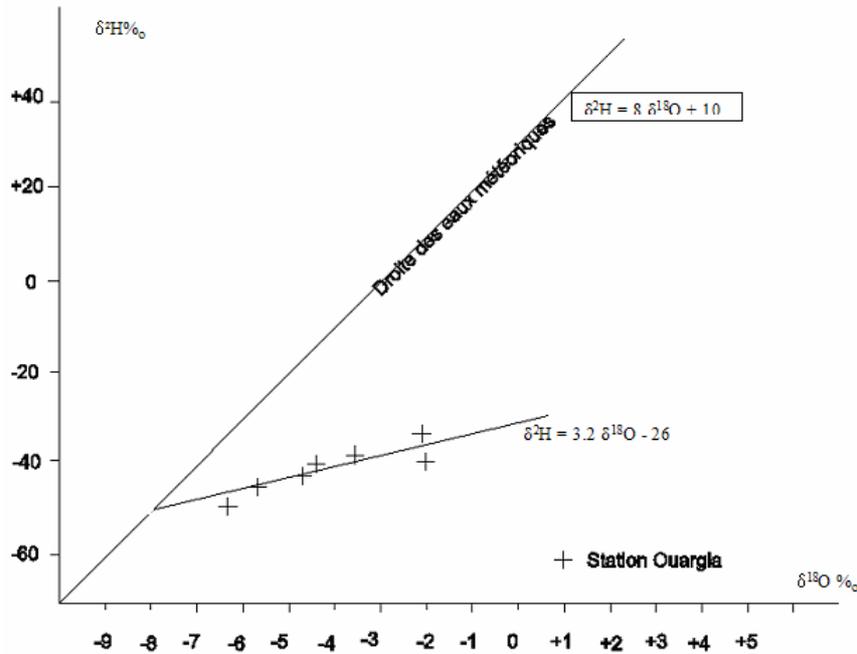


Figure IX.2. Corrélation entre les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  des eaux des précipitations d'après Craig (1961) et Guendouz (1985).

Ces teneurs sont centrées sur les valeurs suivantes :  $\delta^{18}\text{O} = -8,4 \pm 0,3\text{‰}$  et  $\delta^2\text{H} = 61 \pm 3\text{‰}$  (Moulla A.S. et Guendouz A., 2003).

Tableau N°IX.1 Données des résultats à la station d'Ouled Djellal

Locali.	Date-obs.	Prof.	Prof. Crép.	Litho.	O18	deutérium
O.Djellal	24.03.83	2135	1880-2135	grès	-7.43	-52.9

Ce manque de différenciation dans les teneurs en isotopes stables ne permet, de ce fait, aucun calage avec les zones prétendues de recharge et les sens d'écoulement de la nappe.

#### IX.2.2. Les isotopes radioactifs (le carbone 14)

Toutes les eaux de la nappe du Continental Intercalaire à l'échelle du bassin oriental ont été trouvées quasiment dépourvues de tritium (Moula et Guendouz, 2003), d'où l'utilisation du carbone 14. Les activités du carbone 14 dans le Continental Intercalaire sont très basses et varient entre 0 et 5% du carbone moderne (Edmunds et All, 2003). Les zones de

recharge (Laghouat) présentent des valeurs comprise entre 50 et 80 pmc. Les ages corrigés déterminés à partir du carbone 14 concernant l'Erg oriental varient entre 20000 et 40000 (OSS, 2003). Les valeurs maximales se situent dans les zones de vidange (golf de gabès). Ces eaux seraient liées à la phase humide majeure de recharge du Pléistocène inférieur. Dans la région de Biskra, les eaux sont relativement anciennes, la carte (fig.IX.3) montre des ages compris entre 20000 et 30000 ans. Les eaux les plus jeunes se situent dans la région de Laghouat (environ 30000 ans).

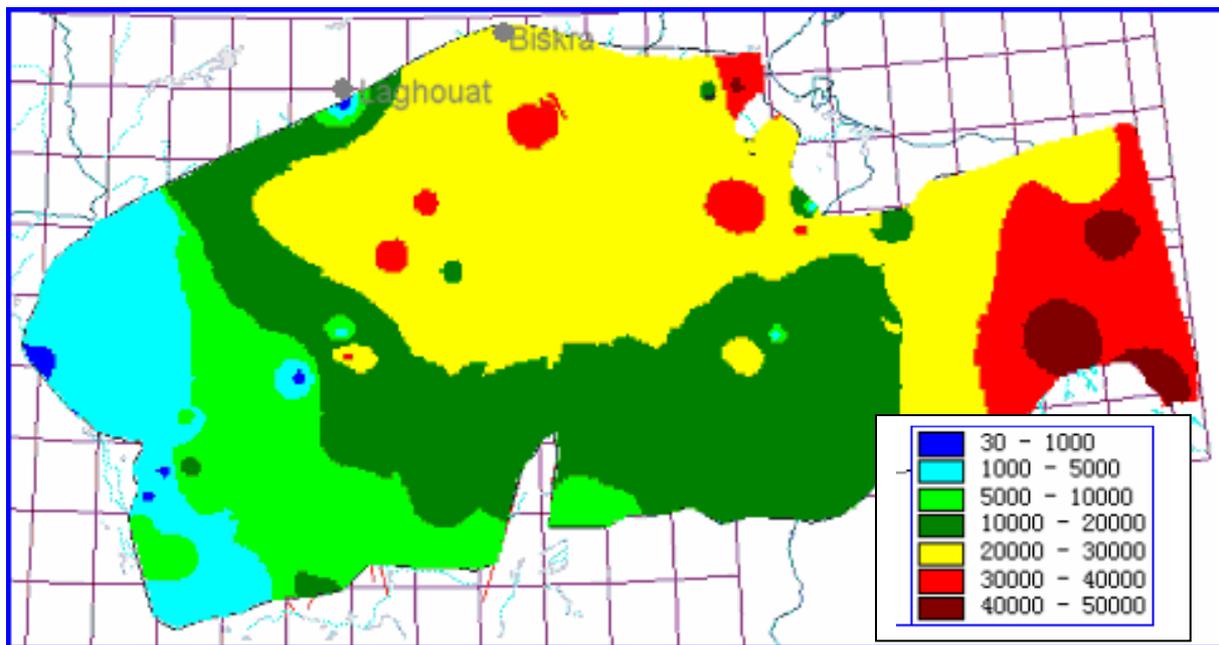


Figure IX.3. Age des eaux du Continental intercalaire d'après la teneur en C14 (OSS,2003)

### IX.3. Le Complexe Terminal et les nappes de l'Atlas saharien et les Aurès.

#### IX.3.1. Les isotopes stables :

Les teneurs en isotopes stables des aquifères du Complexe terminal présentent une grande dispersion (Guendouz, 1985, Ould Baba Sy, 2005). Elles varient entre  $-3\text{‰}$  et  $-8.9\text{‰}$  pour l'oxygène 18 et entre  $-34\text{‰}$  et  $-64\text{‰}$  pour le deutérium.

La composition isotopique de la nappe des calcaires montre des teneurs en isotopes lourds assez dispersées avec des moyennes de  $-7\text{‰}$  + ou -  $0.47\text{‰}$  en O18 et  $-49\text{‰}$  + ou -  $3.57\text{‰}$  en deutérium, soit un excès en deutérium moyen de + 10. Leur excès en deutérium indique que les eaux n'ont pratiquement pas subi d'évaporation, ce qui suppose une

infiltration assez rapide des précipitations dans les calcaires affleurants au niveau de l'Atlas saharien.

Les eaux du Mio-Pliocène de la zone Nord des Chotts ont des teneurs moyennes en O18 et deutérium, respectivement, de  $-5.3$  et  $-49$  ‰ (Guendouz et All, 2003). Les eaux sont situées en dessous de la ligne des eaux météoriques actuelles, traduisant une évaporation avant de rejoindre la nappe (Guendouz, 1985).

J. C. Bellion (1973) a étudié les eaux des sources localisées dans la partie occidentale des Belezma. Les mesures ont porté sur l'oxygène 18 et le tritium. Du fait de la nature carbonatée des formations (système karstique) les eaux des précipitations sont rapidement infiltrées et ne subissent donc point d'évaporation. Ainsi la composition moyenne isotopique des eaux des sources peut être assimilée à celle des précipitations infiltrées à différentes altitudes. Les teneurs en oxygènes 18 varient entre  $-8$ ‰ et  $-10$ ‰. La moyenne générale de  $-9$ ‰ pouvait donc représenter la composition isotopique moyenne des précipitations tombées entre 1400 m et 1800 m d'altitude (Bellion, 1973). L'alimentation de ces sources provient de la partie orientale du massif qui est aussi la zone d'alimentation des sources situées au Sud et Sud-Ouest des Aurès. Il s'agit donc des eaux qui vont alimenter par relais les nappes des Zibans.

Les résultats obtenus au Sud de Barika (Nord des Zibans) par R. Gonfiantini et T. Dincer (1975) ont donné pour la nappe profonde des teneurs en oxygène 18 variant entre  $-7.68$  et  $-9.15$  ‰ et des teneurs de deutérium variant entre  $-51.5$  et  $-60.1$ ‰. Ces eaux s'apparentent plus à celles du Complexe Terminal, dénotant ainsi une même origine.

### IX.3.2. Le carbone 14

Comme pour la nappe du Continental Intercalaire, les âges des eaux du Complexe terminal croissent des zones d'alimentation vers les zones de vidange. Dans la région de Biskra l'âge radiocarbone est de 20000 ans plus ou moins 1000 (Guendouz, 1985).

Dans la région Sud-Est du Chott Hodna les activités du carbone 14 s'échellonnent entre 45.1 % et 0.6 %. Le point présentant une forte valeur en C-14 montre en même temps des teneurs riches en isotopes lourds.

## X. Gestion et Modélisation

### X.1. Gestion

#### X.1.1. Introduction

L'évaluation des ressources en eau, considérées d'abord sur une base physique et quantitative comme des flux et des stock d'eau (Margat, 1987) et leurs gestions doivent se référer nécessairement à des domaines limités dans l'espace. La notion de ressources en eau dans les zones arides à semi-arides où les apports directs (pluviométriques) sont très faibles s'apparente plus à la notion de stock. La notion de ressource implique en même temps la disponibilité de l'eau ainsi que le degré d'accessibilité. En dépit de la disponibilité, dans certaines régions la définition des ressources s'apparente, beaucoup plus, à la notion d'économie qui correspond aux coûts d'investissement.

#### X. 1.2. Evaluation des ressources en eau

La bonne gestion des ressources en eau d'une région impose la connaissance des paramètres qui influencent le fonctionnement de l'aquifère et notamment l'identification des causes de perturbation des écoulements. Ceci nécessite automatiquement des mesures et des suivis s'étalant sur une large période. Ces points de mesure doivent être effectués selon une disposition spatiale et une fréquence adéquate. De ce fait des mesures et suivis de l'évolution de la piézométrie, des mesures hydrométriques ainsi que les relevés des paramètres climatiques doivent être effectués sur plusieurs décennies.

Malheureusement, il est très rare de concevoir et d'acquérir ce genre de données. En outre quand une partie des données est réalisée, ces dernières sont généralement entachées d'erreurs de mesure.

La première étape consiste donc à faire le bilan des eaux de surface et des eaux souterraines et leurs interactions. La ressource étant assujetti à la demande et donc à la notion d'exploitation, nécessite impérativement la quantification, la disponibilité et le mode de mobilisation. La plupart du temps, avant toute étude détaillée, la gestion des ressources consiste en la gestion de l'offre, c'est-à-dire le développement de la mobilisation de l'eau par la multiplication des ouvrages hydrauliques. De ce fait, il est impératif de tenir compte de l'évolution de l'état qualitatif et hydrodynamique du système.

La disponibilité de ces ressources en eau risque de disparaître si des mesures de protection quantitatives et qualitatives ne sont pas prises. Au études citées précédemment, il

faut rajouter celles relatives à la connaissance du comportement du système face à des excitations d'ordre anthropiques ( assèchement total, affaissement des terrains, pollution irréversible ...).

Cette approche classique de l'évaluation des réservoirs a montré ses limites notamment dans les zones arides où la surface du bassin hydrogéologique dépasse de loin les secteurs où se font les études ponctuelles. Ces grands bassins hydrogéologiques sont constitués de plusieurs aquifères qui se relayent. Le concept de masse souterraine d'eau introduit dans la directive cadre de l'eau en Europe (Roche P-A et al, 2005) serait mieux adaptée à la gestion des eaux à l'intérieur des bassins hydrogéologiques à large échelle. La masse d'eau souterraine est définie comme étant : un volume distinct d'eau souterraine à l'intérieur d'un ou plusieurs aquifères. Les responsables doivent effectuer une caractérisation initiale de toutes les masses d'eau souterraines pour évaluer leurs utilisations et la mesure dans laquelle elles risquent de ne pas répondre aux objectifs de qualité de chaque masse d'eau. Ces objectifs sont préalablement établis.

La délimitation des masses d'eau est faite suivant des critères hydrogéologiques (géologie, zone d'alimentation, ligne de partage des eaux...) ainsi que des critères liés aux conditions de la gestion (captages, impacts liés à l'exploitation ...).

### X.1.3.Ressources renouvelables et non renouvelables

Le bilan global est maintenu en équilibre à l'échelle de la planète grâce au cycle de l'eau. Il s'agit de l'ensemble des échanges d'eau sous forme liquide, solide, gazeuse entre les océans, l'atmosphère et les continents.

La quasi-totalité des eaux de surface ainsi que les eaux souterraines des aquifères superficiels dont l'alimentation provient des eaux de surface se renouvellent. Dans les zones arides et semi-arides, les ressources en eau sont, généralement, dominées par les eaux souterraines. Du fait de la faible pluviosité, les nappes intermédiaires reçoivent de faibles quantités d'eau. Ce sont ces nappes qui ont été les premières à être exploitées et surexploitées. Ce qui a provoqué des baisses continues du niveau piézométrique avec, cependant, des reprises de stabilité et de remontée lors des périodes pluviales exceptionnelles. La baisse du niveau piézométrique dans les nappes de l'inferroflux situées dans les lits d'oued est rapidement rétablie lors des différentes crues.

En réalité, dans ces région même en ce qui concerne les nappes superficielles, une part importante de la ressource utilisée est non renouvelable et on assiste à un déstockage continu.

Certains cas exceptionnels , telle que la remontée des eaux dans les nappes de sable (région d'El Oued) sont dus à une recharge involontaire (Chabour, 2003) à partir des eaux profondes (généralement du Continental Intercalaire). La détérioration des ouvrages hydrauliques, le rejet des eaux issues des nappes profondes et le manque de réseau d'assainissement schématise très bien la mauvaise gestion des ressources en eau de cette région.

En revanche, une partie relativement importante des eaux qui s'infiltrent dans le sol atteignent des profondeurs qui les rendent inaccessibles, elles sont alors protégées des phénomènes de l'évaporation et peuvent donc être conservées même à travers les temps géologiques. Ces aquifères bien protégés sont exempts de tout mélange (Moula, Guendouz, 2003). Ces nappes jadis difficilement accessibles n'ont été explorées qu'à l'occasion des forages pétroliers. Ces eaux sont considérées comme non renouvelables, elles sont dites aussi, nappes profondes fossiles. Les eaux du Continental Intercalaire correspondent à des eaux très anciennes provenant de pluies tombées pendant des périodes plus humides et ne se renouvellent plus. Le terme « fossile » ne doit normalement être utilisé que pour les eaux infiltrées et piégées durant la phase de sédimentation des couches géologiques ; ces réserves seraient donc synsédimentaires, pour la plupart du temps connées.

Ces résultats ne concernent pas, en fait, les zones de recharge (Atlas saharien, région de Tinhert et les mont de Dahra). Dans ces secteurs et dans l'Erg occidental des études (Kassir, 1983) montrent que ces eaux ne sont pas totalement fossiles. Cette inertie est surtout due à la lenteur des vitesses d'écoulement entre la zone de recharge et la zone de vidange.

L'exploitation de ce genre d'aquifère (eau non renouvelable) s'apparente plus à une exploitation de gisement qui tendrait à s'épuiser, se traduisant par une baisse continue du niveau piézométrique. Les nappes situées dans les zones arides et susceptibles de recevoir des recharges (eau renouvelable) ne sont pas exemptes de ce phénomène d'épuisement. Les apports étant très faibles, ne compensent plus les sorties (généralement par forage). Ceci se traduit au début par la disparition des exutoires naturels (sources), ensuite à un changement de la configuration de la surface piézométrique accompagné d'une augmentation des gradients hydrauliques.

Une gestion rationnelle et durable des eaux de ces nappes en tenant compte de leur taux de réalimentation consiste donc en une optimisation de l'exploitation avec des objectifs et en tenant compte de certaines contraintes : extraire le maximum pour satisfaire la demande sans pour autant porter préjudice au système, à savoir :

- s'agissant de nappes profonde, une disparition de l'artésianisme ou une baisse très importante ferait que l'exploitation devienne techniquement et

économiquement limitée. L'utilisation de pompes aspirantes, dans ce cas, serait inefficace.

- la dégradation de la qualité des eaux (salinisation) exigeant des coûts plus élevés pour leur traitement
- problèmes environnementaux (affaissement, dégradation des sols, remontée des eaux). La mauvaise maintenance des ouvrages hydrauliques provoquerait non seulement des déperditions de l'eau mais aussi des affaissement avec apparition de grands cratères tels que celui de Hassi Berkaoui. La détérioration du tubage a mis en relation les eaux ascendantes du Continental Intercalaire et les couches salifères provoquant l'effondrement des couches superficielles.

Une attention spéciale sera donnée aux nappes karstiques dont les réserves importantes sont mal évaluées du fait de leur hétérogénéité et des techniques d'étude fines exigées (traçage naturel et isotopique...). Ces systèmes sont en plus très sensibles et très vulnérables à la pollution.

Le facteur changement climatique local ou à l'échelle de la planète qui traduit l'interaction entre les eaux souterraine et le climat est aussi à prendre en considération lors des estimations de la demande future.

La demande future doit être estimée en fonction des plans d'aménagement des régions. En plus des besoins pour l'AEP, une partie importante des eaux est destinée à l'agriculture. Or au cours des dernières années, le développement agricole au sahara, encouragé par un nouveau cadre juridique, a connu une véritable révolution (Benazzouz, 2000). Le fort développement démographique dans le Sud se fait, surtout, sentir dans les oasis. Cette poussée démographique est mieux marquée, justement, vers l'Ouest de Biskra où la population de Tolga est passée de 8949 en 1966 à 36245 en 1993, tandis que Doucen qui ne comptait que 2597 en 1966 a atteint 18500 en 1993 (Benazzouz, 2000).

Les conséquences de cette surexploitation ont fait que le rabattement de la nappe du Continental Intercalaire a dépassé les 80 mètres dans la région de Biskra (ABSHSahara). La multiplication des forages dans la région de Tolga a fait que le taux de prélèvement est largement supérieur à celui de la recharge.

L'amélioration de la connaissance et la caractérisation de ces hydrosystèmes passe par le développement d'outils mathématiques tels que les modèles numériques. Plusieurs de ces modèles ont été développées ces dernières années (projet ERESS en 1972, 1983, 2003).

Trente ans après la première expérience, la problématique retenue par l'équipe actuelle est posée en ces termes : comment exploiter les nappes sahariennes, au-delà de leur taux de réalimentation, par puisage dans les réserves accumulées, dans l'optique d'une gestion durable. Comment assurer un maximum de prélèvements d'eau pour le meilleur développement de la région sans risquer, pour autant de dégrader irrémédiablement l'état de la ressource (OSS, 2003). L'objectif principal de l'OSS en 1998 est d'améliorer les modèles précédents, en améliorant notamment, les données. Il s'agit d'homogénéiser les mesures piézométriques, de procéder à un nivellement des cotes topographiques des points d'eau, de préciser l'extension et la géométrie des réservoirs ( surtout, vers les bordures septentrionales où les structures sont compliquées par la tectonique), d'estimer l'infiltration efficace sur les bordures du bassin.

Le modèle SASS utilisé est un modèle tridimensionnel pour un réservoir multicouche. Dans la partie simulation, trois scénarios ont été retenus : 1) un scénario de référence qui consiste à maintenir constant les prélèvements et à calculer l'évolution des rabattements 2) un scénario avec hypothèse forte présentant des prélèvements additionnels de  $101 \text{ m}^3/\text{s}$  pour la partie algérienne (les prélèvements initiaux étaient de  $42 \text{ m}^3/\text{s}$  et 3) et un scénario faible présentant des prélèvements additionnels de  $62 \text{ m}^3/\text{s}$ .

L'inconvénient de ces modèles régionaux réside dans la simplification du modèle conceptuel qui consiste à regrouper des entités hydrogéologiques différentes dans un seul système. Le Complexe Terminal, notamment, dans les limites septentrionales du bassin est très hétérogène montrant des aquifères isolés les uns des autres par des couches imperméables et ne communiquant entre eux que par drainance à travers des failles. D'où la nécessité de réaliser des modèles à l'échelle locale.

## X.2. Modélisation de la nappe des calcaires de la région de Tolga

### X.2.1. Introduction

La mise en œuvre d'un modèle nécessite la compréhension du fonctionnement des aquifères et donc, requiert au préalable une description géométrique du système hydrogéologique ; en particulier les unités hydrogéologiques qui les contiennent. Ceci nécessite obligatoirement une connaissance suffisante et relativement complète du milieu physique et du système d'écoulement. La réalisation d'un modèle numérique passe de ce fait par les étapes suivantes : (1) élaboration d'un modèle conceptuel, (2) construction de la géométrie du modèle, (3) modélisation des écoulements.

La définition du modèle conceptuel est la première étape que le modélisateur doit entreprendre avant de créer la géométrie. Toutes les complexités du terrain ne peuvent pas être prises en compte, et l'hydrogéologue devra faire un effort de réflexion pour regrouper des séries lithologiques semblables en des unités équivalentes, ou pour englober des petites lentilles dans des unités plus grandes.

Il s'agit dans cette étude, d'étudier le système hydrogéologique des calcaires karstiques de la formation appartenant au Sénonien supérieur et à l'Eocène inférieur et qui repose sur les formations imperméables du Sénonien inférieur lagunaire. L'aquifère karstique des Zibans se caractérise par une forte hétérogénéité se traduisant par des réseaux de conduits fortement perméables et une matrice peu perméable. Les modèles utilisés dans les aquifères karstiques sont de deux types. Les modèles de type « boîte noire » où l'on analyse les réponses à une excitation ( relation univoque entre les entrées et les sorties), ces modèles supposent un réservoir homogène et unique, et les modèles discrets, généralement à éléments finis ou différences finis.

Nous avons modélisé la partie sud sous couverture afin de réduire l'influence des deux paramètres : recharge et évaporation. La surface de recharge ainsi que les précipitations étant insignifiantes, l'essentiel donc de la recharge (justifiant les grandes potentialités de la nappe) ne peuvent provenir que des apports latéraux.

### X.2.2. Objectifs :

L'objectif est de bâtir un modèle numérique d'écoulement afin de tester le modèle conceptuel. Le concept prévisionniste permettra une utilisation durable de la ressource suite à une éventuelle surexploitation. L'objectif principal de l'étude est la simulation des écoulements (simulation des directions des écoulements des eaux souterraines et la distribution des charges).

Il s'agit de ce fait de :

- estimer la recharge (les apports à partir des flux latéraux),
- prévoir les rabattements futures et les conséquences des surexploitations,
- implanter au mieux les ouvrages à venir,
- gérer rationnellement les débits afin d'optimiser l'exploitation de la nappe (réaliser de nouveaux scénarios de prévision).

### X.2.3. Description du modèle :

Le modèle tridimensionnel MODFLOW (Mc Donald and Harbaugh, 1988) a été utilisé pour simuler les écoulements souterrains et estimer la recharge de la nappe. C'est un modèle à bases physiques, déterministe, capable de représenter des écoulements laminaires monophasiques tridimensionnels dans des systèmes multicouches. Il résout l'équation de diffusivité aux dérivées partielles de l'écoulement des eaux souterraines en milieu poreux (combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité) par la méthode des différences finies.

Le nombre et la taille des mailles dépend de la précision attendue et de la nature des données sources. Le domaine modélisé a été discrétisé en 16 lignes et 33 colonnes. Les mailles sont carrées et ont pour dimension 1500 mètres de côté.

La zone karstifiée a été modélisée en posant l'hypothèse qu'il fonctionne hydrauliquement comme un milieu poreux granulaire (écoulement du type Darcéen). L'hypothèse d'un régime permanent implique des entrées et des sorties égales et néglige les variations dans l'emmagasinement.

Les aquifères superficiels conditionnés par les infiltrations et l'évaporation sont, suivant les saisons, en régime transitoire traduis par des fluctuations du niveau piézométrique. En revanche, pour les nappes profondes dont l'alimentation est assurée à partir des entrées latérales, les conditions de régimes transitoires sont établies quand les paramètres

hydrauliques (perméabilité) sont assez faibles ou en situation d'exploitation intense ( rapport flux/stock).

#### X.2.4. Dimension et extension du modèle :

L'extension latérale et verticale du modèle est défini à partir des limites (Fig. X.1) suivantes :

- au nord à partir de la limite nord du sous bassin versant oued Djedi-Biskra. En fait, le réservoir calcaire s'étend plus au Nord, sous la plaine d'El Outaya et est en relation avec les aquifères carbonatés des Aurés. La ligne de crêtes des derniers massifs méridionaux de l'Atlas saharien schématise cette limite. Une partie (méridionale) de ces massifs affleurant fera, donc, partie du domaine modélisé. Du fait de l'importante épaisseur de la couverture, la recharge n'est assignée qu'au niveau des formations carbonatées affleurantes.
- à l'Ouest et au Nord- Ouest : dans cette région (voir étude géologique et géophysique), la structure géologique aurésienne se continue et est matérialisée par des structures orientées NE-SW qui fait que le djebel Hamara joue le rôle d'une limite hydrogéologique naturelle. Il s'agit, aussi, d'une zone d'alimentation traduite par le gradient hydraulique (carte piézométrique).
- au Sud : à partir de l'oued Djedi, la géophysique a mis en évidence la présence de failles orientées NE-SW, provoquant un changement de faciès des calcaires et dolomies au Nord vers des formations plus évaporitiques à faible perméabilité. Localement, la ligne de partage des eaux située au Sud de Doucen est assignée comme limite Sud.
- à l'Est : le même schéma décrit au Sud est représenté au Nord-Est avec la présence de horst et la remontée des formations imperméables du Crétacé inférieur (Anhydrites, Gypses, marnes). En revanche, la partie Est est matérialisée par une limite à flux sortant représentant la partie aval de la nappe et l'écoulement des eaux souterraines vers la zone de vidange qui est le Chott.
- à la base : le toit du Sénonien inférieur à dominance argileuse et anhydritique. Cette limite reste, cependant, hypothétique, du fait du changement latéral des faciès du Sénonien intermédiaire. Dans la partie Sud, la prédominance des couches argileuses et de passés anhydritiques font que le complexe turono-sénono-éocène est divisé en deux parties, isolant l'aquifère turonien du complexe sénono-éocène. Ce schéma est très

fréquent dans les régions sud-ouest (région de Hassi Messaoud). En revanche, dans le secteur Nord (El Outaya), le complexe turonien-sénonien-éocène et même parfois, le Cénomaniens se comporte comme un seul système aquifère. Du fait de l'importance de la tectonique, les données ponctuelles des forages et de la géophysique ne permettent pas d'estimer une profondeur exacte du substratum imperméable.

#### X.2.5. Les conditions aux limites :

Généralement les écoulements des eaux souterraines d'un système aquifère sont régies par leurs conditions aux limites.

Deux type de conditions aux limites sont représentés dans le modèle : le type 1, conditions de potentiel imposé (conditions de Dirichlet) pour lequel la charge est connue et imposée et le type 2, conditions de flux imposé (conditions de Neuman) pour lequel le flux ou ses dérivés sont connus et imposés. Pour les limites étanches, le flux est spécifié égal à zéro.

Lorsque la nappe est relativement profonde, comme c'est le cas sous climats plus secs ou dans les régions à fort relief, une condition de limite à flux spécifique est utilisée (Sanford, 2002). La partie modélisée concerne un aquifère captif relativement profond dont les affleurements sont localisés dans la limite Nord du domaine. La recharge directe à partir des précipitations se fait sur ces massifs septentrionaux. La nature karstique de ces affleurements (exokarst) fait que l'infiltration est relativement rapide (au niveau des zones : pertes). La partie ruisselée est pratiquement, totalement, reprise par l'évaporation au niveau des piémonts. La recharge se fait donc par flux souterrains. Les mesures de flux sont basées sur les vitesses de Darcy.

Les conditions aux limites suivantes sont imposées à l'endroit des limites géographiques et géologiques.

Des flux ont été imposés dans les mailles de la bordure Nord et Ouest du modèle où ils traduisent l'apport latéral à partir des zones situées plus au Nord. Ces flux sont introduits dans le cas du programme MODFLOW sous forme de condition de condition de potentiel. Car en général, les flux entrant ou sortant latéralement dans le domaine modélisé sont difficilement estimables. Alors que les potentiels hydrauliques sont relativement mieux connus à partir des mesures piézométriques.

Les mailles auxquelles il n'a pas été affecté de valeurs de débit ou de charge sont considérées comme étanches. En outre, les limites latérales coïncidant avec une ligne de partage des eaux sont considérées comme des limites étanches. La notion même de limites

imperméables définies à partir du modèle conceptuel ( nature géologique des formations, distribution des directions d'écoulement) peut s'avérer hypothétique pour expliquer le fonctionnement hydrodynamique de la nappe. Dans ce système multicouche, le substratum ainsi que le toit sont assimilés à des couches imperméables. Sur une très grande période de temps, la drainance à travers les aquitards influence le système aquifère complet (De Marsily, 1980). Il en est pour preuve la faible différence entre les charges appartenant à la nappe turonienne et la nappe sénono-écène. Les failles de direction NE-SW assimilées à des écrans hydrauliques peuvent favoriser des remontées d'eau par drainance. Ces failles sont généralement, associées à des sources.

Flux imposé : à la base (au toit du Sénonien inférieur), le flux est nul. A la surface, le flux imposé est donné par l'infiltration, seulement, au niveau des massifs exempts de couverture imperméable. L'infiltration efficace est estimée à 20 % (Modèle SASS), notamment lors de forte crues, en ce qui concerne les nappes phréatiques superficielles. S'agissant d'une surface d'affleurement appartenant au système karstique, les eaux tombées s'infiltrent rapidement et échappent ainsi à l'évapotranspiration. De ce fait, l'infiltration efficace a été estimée à 30 % des précipitations moyennes annuelles.

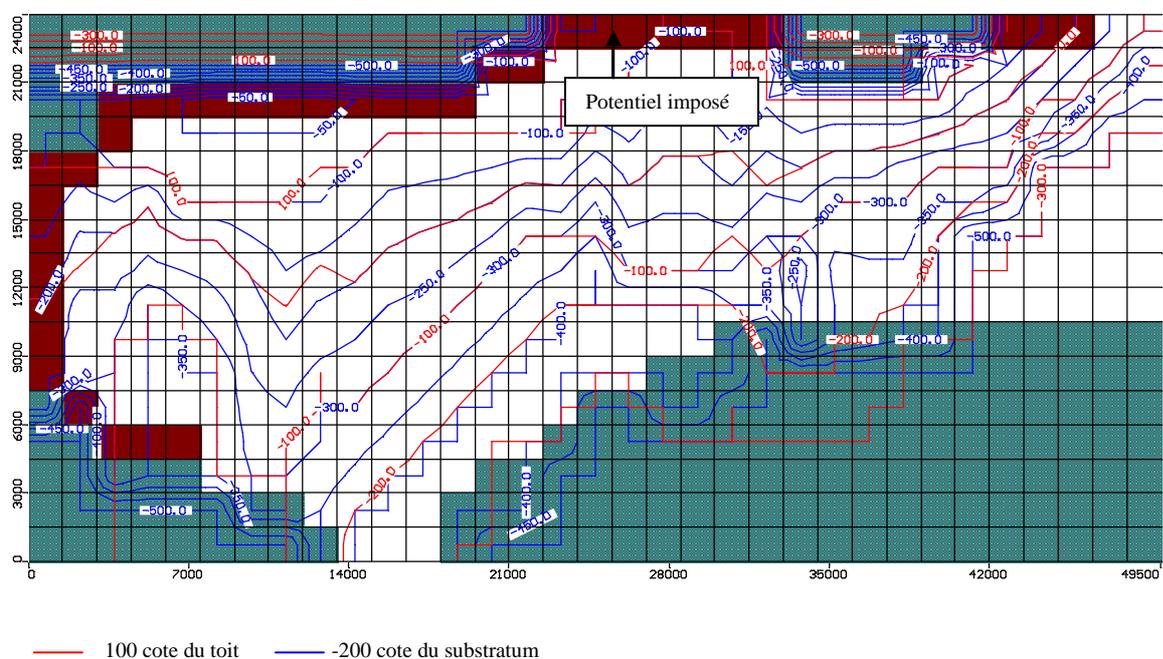


Figure X.1 Limites du modèle et altitude du toit et du substratum

### X.2.6. Paramètres hydrauliques :

Dans un contexte de forte hétérogénéité (système karstique), la représentativité régionale des paramètres hydrauliques reste très hypothétique. La gamme des transmissivités que nous aurons à utiliser est très étendue. Dans un premier stade, nous utiliserons les données recueillies au niveau de l'ANRH, que nous affinerons au fur et à mesure du calage.

Les paramètres hydrauliques de l'aquifère sont tirés des résultats des pompages d'essai. La plupart des essais de pompage ne sollicitent qu'une partie de l'aquifère, ce qui empêche d'en déduire une valeur de la transmissivité moyenne de toutes les couches traversées. Les transmissivités connues ne sont donc qu'apparentes et uniquement représentatives des couches supérieures de l'aquifère (voir chapitre hydrogéologie).

Les transmissivités varient entre  $2 \cdot 10^{-1}$  et  $5 \cdot 10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s, mais elles peuvent décroître jusqu'à  $1 \cdot 10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s (Fig. X.2). Les coefficients d'emmagasinement ont été considérés comme homogènes dans tout le périmètre ( $2 \cdot 10^{-2}$ ), excepté pour la zone centrale où l'on a adopté  $4 \cdot 10^{-2}$ . En régime permanent ce paramètre n'intervient pas ; par conséquent sa valeur exacte importe peu. En outre les valeurs de ce coefficient peuvent apparaître insignifiant pour un aquifère karstique. Des piézomètres situés près des forages en pompage (avec fort rabattement) peuvent ne pas réagir du fait de l'hétérogénéité des formations ou tout simplement parce qu'ils ne sont pas situés dans le même conduit karstique.

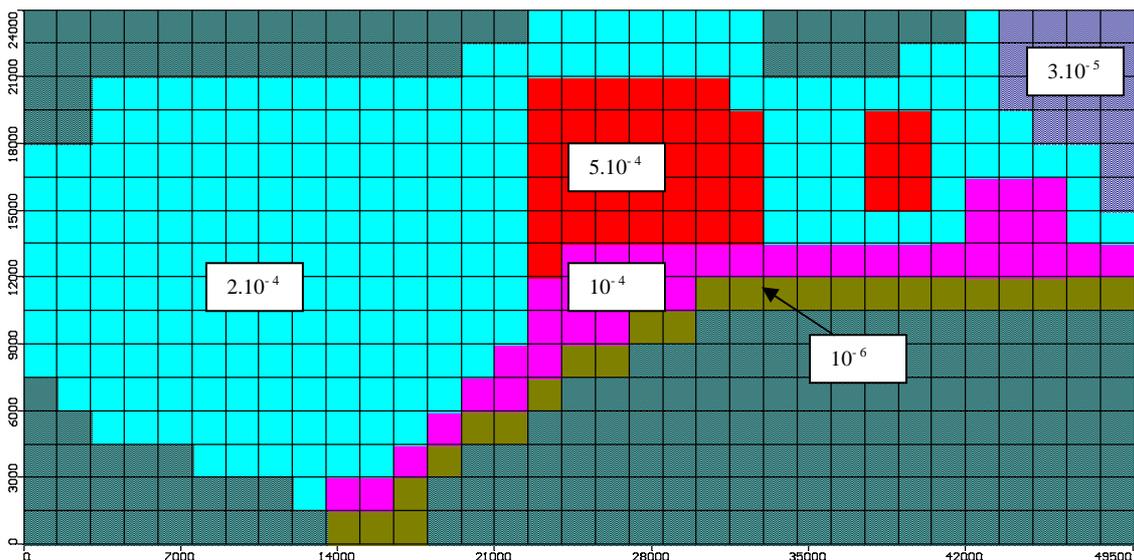


Figure X.2 carte de répartition des perméabilités en m/s

Des valeurs de perméabilités de  $10^{-9}$  m/s sont assignées aux formations semi perméables, de manière à garantir leur effets de barrière hydraulique. La limite Sud-Est est caractérisée par une zone de changement de faciès (passage vers des formations lagunaires très faiblement perméables). Cependant, un écoulement très lent et des échanges se font de part et d'autre, ce qui nous a poussé à assigner de faibles perméabilités ( $10^{-6}$  m/s) aux mailles intérieures bordant cette limite. Les valeurs de perméabilité s'échelonnent donc entre  $10^{-6}$  m/s pour les secteurs à très faible perméabilité et  $5 \cdot 10^{-4}$  m/s pour les secteurs à forte perméabilité.

#### X.2.7. Piézométrie de référence ou niveau piézométrique initial

On a affecté la valeur de 180 mètres pour les mailles situées dans la partie amont, zone d'alimentation et 145 mètres pour les mailles situées dans la partie aval (zone de vidange). Une valeur moyenne de 155 mètres a été affectée à toutes les mailles du reste du domaine (zone intermédiaire).

#### X.2.8. Exploitation

Le module réservé aux forages dans le modèle sert à simuler les entrées et les sorties sous forme d'injection ou de pompage. Les forages sont pris en compte dans le modèle en spécifiant leur localisation et leur débit d'exploitation. Plus d'une cinquantaine de forages sont exploités dans le domaine modélisé (fig.X.3).

Plus de 400 forages exploitant la nappe profonde des calcaires étaient recensés en 1997-98 dans la région comprise entre Tolga et Doucen, pour une cinquantaine en 1971.

Tableau X.1 Débits d'exploitation pour l'année 1971

Zone de Tolga	50 000 000 m <sup>3</sup> /an	1.52 m <sup>3</sup> /s
Zone d'El Amri	9 000 000 m <sup>3</sup> /an	0.29 m <sup>3</sup> /s
Zone de Doucen	16 000 000 m <sup>3</sup> /an	0.51 m <sup>3</sup> /s
Total	75 000 000 m <sup>3</sup> /an	2.32 m <sup>3</sup> /s

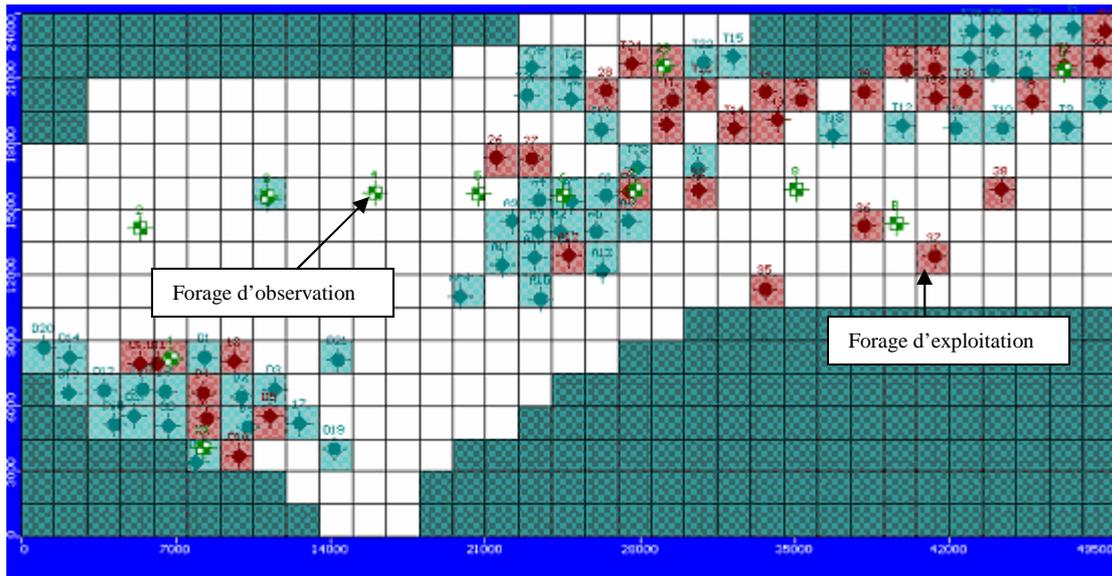


Figure X.3 Carte de situations des forages d'exploitation et des forages d'observation

Dans certains secteurs la densité des points d'eau est telle que, pour une même maille, il faut faire la somme des débits de l'ensemble des forages et le représenter en un seul forage.

#### X.2.9. Calage du modèle en régime permanent

L'étape la plus délicate de l'élaboration d'un modèle est sans aucun doute son calage qui consiste à ajuster des paramètres visant à restituer la configuration piézométrique ou l'évolution des niveaux piézométriques.

la condition essentielle nécessaire pour obtenir un bon calage repose sur l'utilisation de données fiables et précises. La médiocrité de certaines données disponibles (fiabilité, spatialisation, densité) pour le calage du modèle induisent, inévitablement, une incertitude sur les valeurs obtenues.

le calage a été effectué manuellement et automatiquement. L'objectif consiste à réduire le plus possible l'écart entre les valeurs calculées (répartitions des charges) et celles observées sur le terrain. Ce travail revient, en fait, à vérifier et à calibrer certains paramètres (hydrodynamiques et géométriques). Ceci implique de fixer une seule inconnue à la fois. L'objectif étant, principalement, la détermination du taux de recharge de la nappe (bilan hydrique), il est admis que les paramètres hydrodynamiques sont assez bien connus et donc maintenus à l'intérieur d'une fourchette de valeurs. En outre, les débits sortants sont bien estimés à partir des extractions des eaux par forage. Il revient donc de faire varier les débits

des entrées jusqu'au calage final. Ces débits sont calculés selon la loi de Darcy. Pour une maille donnée, il s'agit de varier la puissance de la nappe. Le débit étant égal au produit de la perméabilité par la section et par le gradient hydraulique. Le calcul est effectué automatiquement par le modèle.

Le calage en régime permanent est effectué par rapport à la carte piézométrique établie par l'ANRH en 1975. Cette période est choisie pour les raisons suivantes : (1) le développement de l'exploitation de cette nappe a débute à cette époque, (2) les données recueillies par l'ANRH sont assez importants et complets (ANRH, 1971), (3) la nappe n'était pas en surexploitation (forages artésiens, existence de sources importantes). Naturellement, l'hypothèse de la représentation d'un état piézométrique permanent ne peut être conçu qu'après un suivi temporel de la nappe. Celle ci ne doit pas montrer de fluctuations inter-annuelles notables, à long terme, dans l'évolution temporelle et spatiale du niveau statique.

#### IX.2.10. Interprétation des résultats du calage :

Les différences entre les potentiels calculés (fig.X.4) et mesurés restent relativement élevés, de l'ordre de 3 à 5 mètres. Au Nord-Est, une différence extrême de 5 mètres est à remarquer à l'endroit du piézomètre d'oservation situé dans la zone aval de sortie. Cette zone qui forme une section restreinte est aussi la zone de résurgence des importantes sources. Ainsi, les différences entre les résultats du modèle et les mesures s'expliquent par :

- le choix de l'hypothèse simplificatrice d'un vrai régime permanent
- l'hypothèse d'un système poreux pour un milieu karstique très homogène
- la forte variation spatiale de la piézométrie
- les variations latérales de perméabilités

La configuration de la surface piézométrique mesurée (établie par l'ANRH) traduisant une nappe à filets convergeant vers le Nord-Est, implique une axe de drainage principal central et des axes d'écoulement latéraux Sud et Nord. Lors des étapes du calage, la restitution de cette configuration exige l'affectation de valeurs de perméabilité ou de transmissivité très fortes dans l'axe centrale et de faibles valeurs sur les bords. Pour ne pas sortir de la fourchette de valeurs de perméabilité, nous avons doublé les valeurs du coefficient d'emménagement dans la partie centrale. En fait, le modèle conceptuel du système aquifère ne peut concevoir d'alimentation à partir du Sud-Ouest et la configuration de la carte piézométrique calculé montrant des courbes de niveaux plus ou moins parallèles à la limite Ouest est plus réaliste.

D'autant plus que les cartes établies récemment (1997) ont une configuration analogue, malgré les anomalies piézométriques locales provoquées par les exploitations intensives. De ce fait le modèle reste valable et le décalage entre les niveaux piézométriques calculés et mesurés dans certaines zones sont probablement dues à l'imprécision des mesures, aux données des débits d'exhaure mal estimées et aux conditions hydrogéologiques spécifiques (rétrécissement de la section d'écoulement, présence de failles importantes) de certains secteurs, notamment, la partie avale Nord-Est comprise entre deux importantes failles, créant un seuil de déversement et en même temps un plan de drainage alimentant les nombreuses sources de la région.

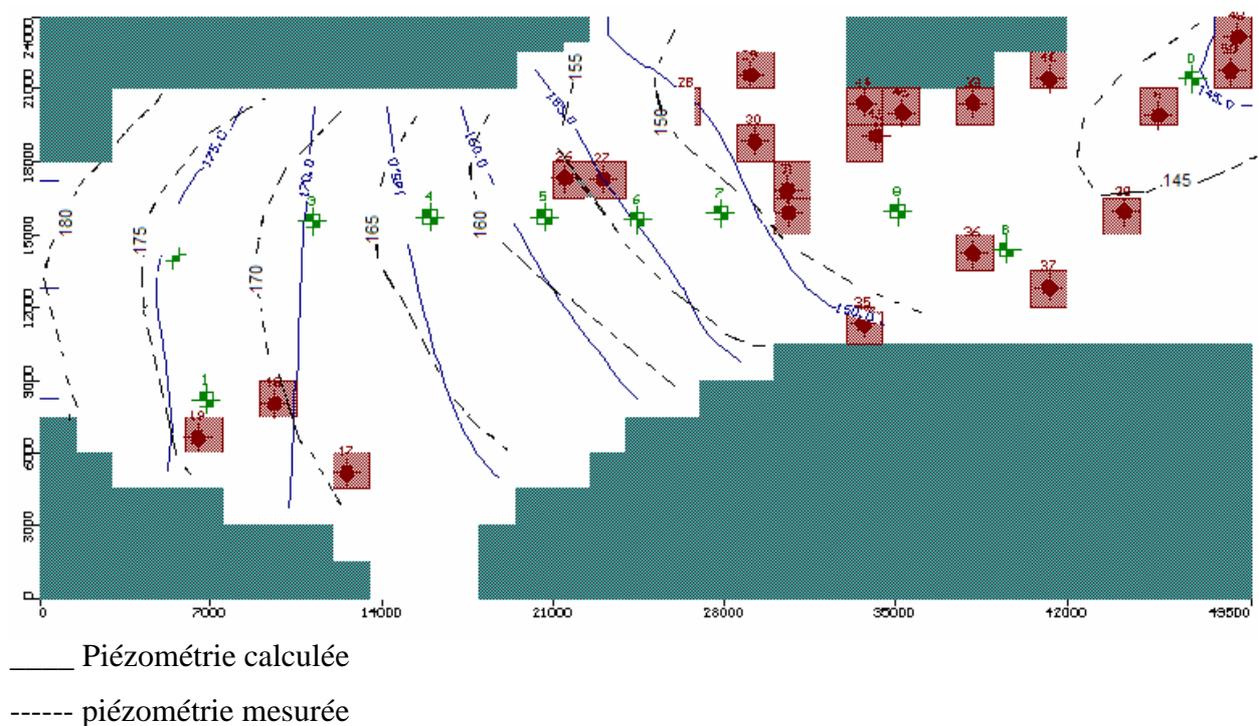


Figure X.4 : Carte piézométrique calculée et mesurée

En outre, le fait de ne pas prendre en considération la drainance verticale peut donner de mauvais résultats sur l'estimation de l'emménagement et par là, des hauteurs piézométriques erronés. Le secteur présentant de forts écarts entre les hauteurs piézométriques calculées et mesurées se trouve justement dans la zones des sources importantes générées par les failles profondes qui acheminent les eaux provenant des aquifères profonds vers la surface.

#### X.2.11. Sensibilité du modèle

Nous avons essayé de tester la réponse du modèle à différentes excitations (la recharge, la puissance de la nappe, la perméabilité).

Pour la recharge, la surface affleurante (non captive) intégrant le domaine modélisé est très réduite par rapport au bassin hydrogéologique. Son influence n'est pas très importante. Si on admet un décalage de 3 mètres minimum entre la piézométrie calculée et celle mesurée et en maintenant les autres paramètres fixes, il aurait fallu multiplier par 10 le module infiltré pour observer une fluctuation de cet ordre. En outre son influence ne se fait sentir qu'aux alentours des mailles recevant cette recharge. Le secteur situé dans la limite Est et Sud-Est semble moins influencé du fait de la faible perméabilité.

La perméabilité est obtenue à partir du rapport de la transmissivité et de l'épaisseur de l'aquifère. Une sous-estimation de la perméabilité ou de la puissance de l'aquifère engendre une baisse de la valeur de la transmissivité et de ce fait l'apparition de forts gradients et une baisse du niveau piézométrique. Une baisse de 15 à 20% de la perméabilité provoque une baisse du niveau piézométrique comprise entre 5 et 10 mètres. Ce qui nous a obligé de procéder, lors du calage, à des changements de valeurs de la perméabilité comprises dans une fourchette  $10^{-6}$  (pour les secteurs de très faible perméabilité) et  $4 \cdot 10^{-4}$  m/s (pour les secteurs à fortes perméabilité).

#### X.2.12. Bilan hydrique

Le calcul des flux entrants et sortants est effectué pour le cas final. Il en ressort que le système d'écoulement est dominé en entrée par la recharge latéral et en sortie par le soutirage par forages, l'exfiltration au niveau des sources et les sorties latérales avales.

Le bilan hydrique (Tableau X.2) fait ressortir une recharge latérale totale de  $4.91 \text{ m}^3/\text{s}$  dont  $3.1 \text{ m}^3/\text{s}$  se fait à partir de la zone ouest et sud-ouest et  $1.22 \text{ m}^3/\text{s}$  par le nord. L'écoulement général se faisant de l'Ouest vers l'Est, les filets d'écoulement sont pratiquement parallèles à la limite Nord ce qui justifie l'importance de la recharge par l'Ouest. Avec le développement de l'exploitation, notamment dans la région Nord de Tolga, le soutirage a provoqué un appel des eaux souterraines à partir du Nord et un infléchissement des courbes piézométriques dans cette région. Un sens d'écoulement Nord-Sud est apparu dans les cartes piézométriques réalisées en 1997.

Tableau IX.2 bilan hydrique calculé

	Entrées (m <sup>3</sup> /s)	Sorties (m <sup>3</sup> /s)
Zone ouest	3.1	-
Zone Nord	1.22	-
Zone avale	-	2
Forages	-	2.32

Cette configuration est reconstituée dans le scénario 3 où l'on obtient une recharge latérale à partir du Nord de 1.9 m<sup>3</sup>/s. les sorties latérales en aval sont estimées à 2 m<sup>3</sup>/s.

#### IX.2.13. Simulation :

Les simulations en régime transitoire ont été effectuées sur une période de 20 ans :

- 1<sup>er</sup> scénario : ce scénario sert à tester les capacités d'emmagasinement sur une période de 20 ans. Les débits sortants pris en compte sont ceux de l'année de référence et sont maintenus constants. Dans ce scénario, deux cas ont été pris en compte : le premier cas sans recharge et le deuxième avec recharge. Le modèle ne semble pas être influencé par ce paramètre. L'évolution des rabattements est pratiquement identique dans les deux cas où (Fig. X.5) l'on observe une augmentation du rabattement au niveau des piézomètres situés dans le secteur Nord-Est. Le rabattement est de l'ordre de 1 mètre. Ceci indique bien le rôle principal de la recharge latérale, à partir d'autres aquifères.
- 2<sup>ème</sup> scénario : consiste à maintenir le même nombre de forage et à multiplier par deux les débits d'exhaure. Dans ce cas, c'est la partie ouest qui semble être affectée avec des rabattements maximum de 5 mètres. Cette disparité entre la partie orientale et la partie occidentale vient principalement de la forte densité de forages localisés entre Tolga et El Amri. C'est aussi la partie la plus perspective du point de vue réserve (meilleure transmissivité).
- 3<sup>ème</sup> scénario : hypothèse très forte, proposant des prélèvements importants. Dans les années 1997-98 le nombre de forage entre Tolga et Doucen est passé d'une cinquantaine à environ 400. Théoriquement le débit a été multiplié par environ 10 mais les forages réalisés appartiennent en grande partie à des agriculteurs qui n'utilisent ces eaux que pendant quelques heures par jour. Le facteur 10 donne de ce fait des débits fictifs dépassant largement le taux d'exploitation actuel. Le graphe (fig.X.6) montre des rabattements qui dépassent les 80 mètres. L'accès à ces niveaux

d'eau exige des pompes très puissantes pour les zones les moins influencées et l'impossibilité d'exploitation des zones à fort rabattement. En outre, dans ce cas, il y a disparition total de l'artésianisme.

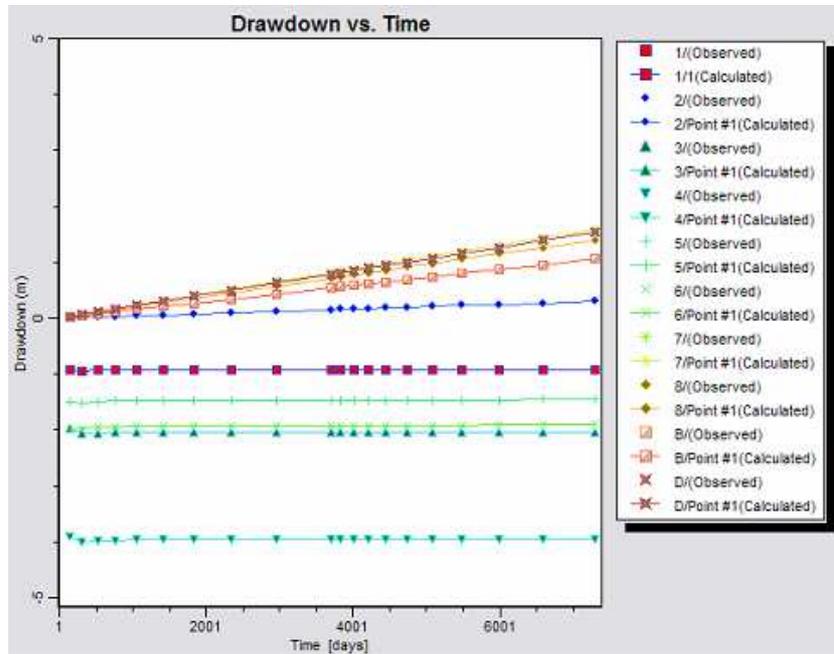


Figure X.5 : Courbes de rabattement (scénario 1)

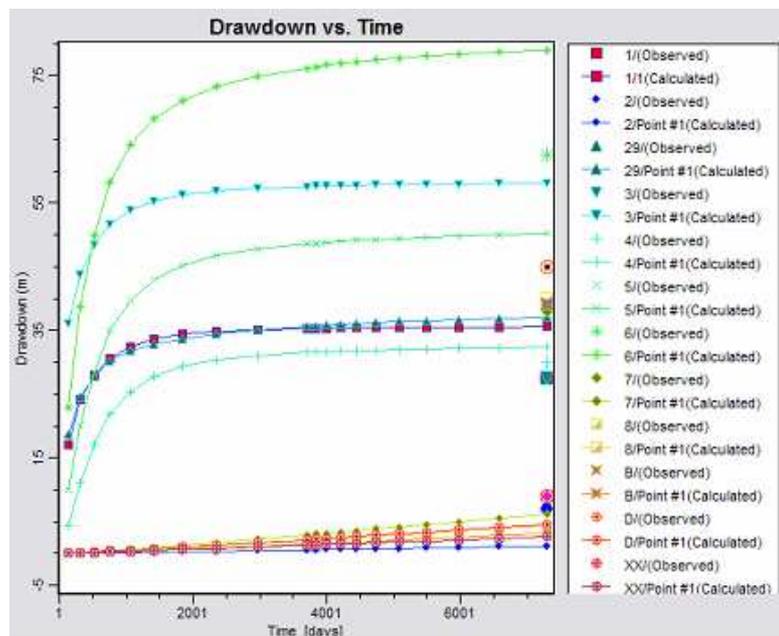


Figure X.6 : Courbes de rabattement (scénario 3)

#### X.2.14. Conclusion :

Cette étude a permis d'aboutir à la caractérisation de l'aquifère des calcaires et à la réalisation d'un modèle hydrogéologique de la région de Tolga. Le système karstique (dominé par des régimes d'écoulement de fractures) est caractérisé par des systèmes d'écoulement complexe rendant difficile la quantification de la masse d'eau souterraine du fait de l'hétérogénéité de la perméabilité fonction de la densité et l'importance des fractures. L'approche suivant l'hypothèse d'un milieu poreux a cependant permis d'estimer la recharge à partir des écoulements latéraux et de suivre l'évolution des rabattements en fonction de l'exploitation. L'aquifère est supposé isolé par rapport aux formations sous-jacentes et sus-jacentes (on a négligé les apports ou sortie par drainance). Par conséquent, il faut revoir à la baisse les apports supposés provenir des limites latérales. Le modèle ne prend pas en compte le facteur du au changement climatique.

## XI. Conclusion Générale

La zone d'étude faisant partie des zones arides à semi arides est caractérisée par une faible pluviométrie avec une grande variabilité annuelle et inter-annuelle. Les moyennes annuelles des précipitations sont comprises entre 100 et 200 mm. Paradoxalement, cette zone comme le reste du Sahara recèle d'importantes réserves dont la recharge ne peut provenir que des périodes humides. En revanche, les nappes intermédiaires et superficielles sont alimentées par les eaux de surface qui s'écoulent du Nord (massifs des Aurès) et par transfert latéral à partir de nappes situées plus au Nord et Au Nord- Ouest.

Sur le plan géologique, on a deux grands domaines séparés par la flexure sud atlasique. Au Nord de cette dernière, on a un domaine plissé ayant subi plusieurs phases tectoniques. Au Sud, la plate-forme saharienne, tabulaire est tectoniquement calme. Dans la partie septentrionale (Atlas Saharien et Aurès), la géologie est caractérisée par l'affleurement des formations du Crétacé supérieur et du Néogène. La plaine saharienne est constituée par une couverture Mio-plio-quadernaire.

La série qui débute depuis le Trias renferme deux grands systèmes aquifères : le Continental Intercalaire et le Complexe Terminal. La nappe du Continental Intercalaire est comprise dans les formations du Barrémien et de l'Albien, formée de sables argileux et de grès et a une épaisseur d'environ 500 mètres au niveau d'Ouled Djellal. Le Complexe Terminal comprend quand à lui deux grands ensembles : la nappe des calcaires (perspective surtout dans les formations du Sénonien supérieur et de l'Eocène inférieur) et la nappe des sables, sa profondeur se situe entre 100 et 500 mètres. La nappe de sable au Sahara, ainsi que celle du Mio-Pliocène et de l'inféoflux sont considérées comme secondaires par rapport à l'importance de la nappe de calcaire.

Même si, cependant, les principaux aquifères de la région appartiennent à des systèmes aquifères plus vastes et dont les études antérieures ont tracé les principales caractéristiques et les schémas globaux d'écoulement, il reste que du point de vue local, une certaine spécificité plus complexe apparaît et exige des études plus détaillées. La connaissance des écoulements est biaisée par l'absence de données piézométriques plus fines. L'usage de cartes au 1/200 000 et le nombre important de points d'eau parfois non recensés ne permet pas de tracer des cartes piézométriques fiables. En outre, du fait de l'équipement de certains forages, il nous est permis de procéder, uniquement, à un échantillonnage en vue des

analyses hydrochimiques. Les mesures des pressions au niveau des forages artésiens sont impossibles sans l'intervention des agents s'occupant de la gestion des eaux.

L'écoulement général des eaux souterraines du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal se fait vers le Nord-Est (Zone des chotts tunisiens). Pour l'aquifère du Complexe Terminal, la configuration de la surface piézométrique, à l'échelle locale est plus complexe. L'exploitation intensive de la nappe des calcaire a provoqué des perturbations dans les directions d'écoulement, avec l'apparition de zones d'appel (zones de dépressions piézométriques). L'évaluation des échanges verticaux, très importants, dans le système multicouche, exige une approche plus fine incluant un suivi simultanée de l'évolution des niveaux piézométriques dans les différents aquifères ainsi qu'un suivi géochimique intégrant des techniques isotopiques.

Sur le plan géochimique, les eaux de Complexe Terminal Montre un accroissement dans le sens de l'écoulement, de sorte que les plus fortes minéralisations s'observent au niveau des Chotts. Les eaux des nappes phréatiques (du Mio-Pliocène et de l'inféroflux) sont très chargées. Ces eaux présentent un faciès sulfaté chloruré. Cette minéralisation a pour origine les gisements de halite situés au Nord d'El Outaya ainsi que les niveaux gypsifères et anhydritiques du Crétacé supérieur. Les eaux de l'aquifères karstique sont faiblement minéralisées, notamment, dans la région comprise entre Tolga et El Amri qui reçoivent leur recharge du Nord – Ouest, à partir du djebel Hamara. Du fait de sa faible recharge, les eaux du continental Intercalaire ont acquis leur minéralisation durant leur recharge en périodes humides. Cette minéralisation s'accroît, en plus, par dissolution, durant son cheminement vers les exutoires.

La région jadis à vocation principalement dattière a vu ces dernières années un développement rapide de l'agriculture maraîchère exigeant de ce fait de grandes quantités d'eau. Ce ci s'est traduit par la multiplication des points de captage, avec comme résultat : une diminution de la ressource et la dégradation de la qualité des eaux.

Il impératif, de ce fait, de bien gérer cette ressource. Pour cela, il est nécessaire de disposer d'un instrument permettant de prévoir l'évolution future de ces nappes en fonction des prélèvements actuels et futures. A ce titre plusieurs approches par modélisation numériques ont été effectuées pour évaluer les volumes exploitables en fonction de la demande. Les réactions et comportements de ces aquifères sont schématisées par des simulations prévisionnelles. Ces modèles ayant pour finalité l'optimisation de l'exploitation de ces réserves, permettront de placer une limite d'exploitation et de choisir les meilleurs sites potentiels d'exploitation.

Un autre objectif de la modélisation, est celui connaître le taux de recharge d'une nappe afin d'évaluer le bilan des entrées et des sorties. La pluviométrie déficitaire de la région ne peut expliquer les potentialités hydriques de la nappe des calcaires des zibans, qui ne se justifient que par des apports latéraux. Le modèle a été limité à la zone de Tolga, pour éliminer les incertitudes relatives à la réalimentation directe par les précipitations. Il en ressort que la nappe des calcaire est déjà assez exploitée et le dédoublement des débits d'exhaure peut provoquer une baisse du niveau piézométrique qui dépassent les capacités d'exploitation.

## Bibliographie

- Abchiche M. et All.** (1999) : Etude hydrogéologique de la vallée de Oued Abdi et Bouzina (w. Batna). Sonatrach, division opération, Hassi-Messaoud.
- ABHSahara** : Etude du cadastre hydraulique du bassin versant du Chott Melghir. Mission V. Qualité des eaux. Rapport 32 pages.
- Achi K.** (1970) Etude hydrogéologique de la zone nord-occidentale du bassin du Hodna. Thèse de 3eme cycle univ. Alger. 186p.
- Allison G.B.,** (1998) : Stables isotopes in soil and water studies. Hydrologie et géochimie isotopique: symposium International à la mémoire de Jean-Charles Fontes. ORSTOM, Paris, p. 23-38.
- Andrews J. N., Fontes J. C., Aranyossy J.F., Dodo A., Edmunds W. M., Joseph A., et Astier J.L.** (1972): Le réservoir du Continental Intercalaire – Synthèse des résultats géophysiques. Rome
- Bakalowicz M.** (1976): Géochimie des eaux karstiques : une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains. Actes coll. Hydol. Pays Calcaires, Besançon-Neuchâtel.
- Bakalowicz J. N.** (1979) : Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doc. Sc. Nat. Univ. P et M Curie Paris. 260P.
- Bakalowicz J. N.** (1999): Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide N°3. Bassin Rhône- Méditerranée- Corse.
- Bel F. et Demargne F.** (1966) : Etude géologique du continental Intercalaire ; DEMRH. Alger
- Bel F. et Cuhe D.** (1970) : Etude des nappes du Complexe Terminal du bas Sahara. Données géologiques et hydrogéologiques pour la construction du modèle mathématique, DHW, Ouargla.
- Bellion J.C.** (1973) : Etude géologique et hydrogéologique de la partie occidentale des monts de Bellezma. Thèse 3eme cycle, Paris VI.
- Benabderrahmane A.** (1988) : Simulation numérique de la pollution saline d'un système aquifère dans une région semi-aride à aride. Exemple des systèmes aquifères de la plaine de M'Sila (Hodna Algérie). Thèse 3 ème cycle Besançon. 177p.

- Benazzouz M.T.** (2000): Morphogenèse éolienne holocène et actuelle dans l'Atlas saharien oriental (Algérie): Conséquence sur la désertification. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Constantine. 350 p.
- Benazzouz M.T.** (2003): A new chronologie of upper Holocène aeolian sands in the Zibans range, Algéria. Suppl. Geogr. Fis. Dinam. Quat. pp 47-54.
- Benzekri J.P. et Benzekri F.** (1980): Pratique de l'analyse de données. Tome 1 : analyses des correspondances. Exposé élémentaire. Bordas. Paris.
- Besbes M. Zammouri M.** (1988) : Extension en Libye du modèle du CI algéro-tunisien, int. Conf. Comput. Methods and Water Ressources, Rabat
- Besbes M., et all** (2003) :Système Aquifère du Sahara septentrional. Gestion commune d'un bassin transfrontière. Eau et environnement ; la houille blanche/N°5-2003
- Bouchiba D.** (1992) :Hydrogéologie pétrolière du Hodna et de l'Atlas saharien central. Rapport final, SONATRACH, Division exploration.
- Brives A.** (1924) : Notes géologiques sur les Ziban. Bull. Serv. Carte géologique Algérie.
- BURGEAP.** (1963) : Etude du Continental intercalaire saharien, DEMRH, Alger.
- Busson G.** (1971) : Principe, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. Thèse. Paris VI, 443 p
- Busson G.** (1971) : Le mésozoïque saharien, 1ère et 2ème partie. Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. C.R.Z.A., série géologie, N° 11, Edition CNRS.
- Busson G.** (1989) :Dynamique sédimentaire de plate-forme épicontinentale: Le Crétacé moyen du Sahara algéro-tunisien, Editions Technip, pp 125-144.Sc., Paris, 238 p.
- Burollet P.F.** (1972) :Le Mésozoïque saharien. Essai de synthèse des données des sondages Algéro-Tunisiens. Sédiment. Géol. Vol. 8
- BRL (1998a)** : Etude du plan directeur général de développement des régions sahariennes. Rapport sur les connaissances d'ensemble. A.N.R.H. Algérie.
- Castany G.** (1954) :L'accident sud-tunisien. Son âge et ses relations avec l'accident sud-atlasique algérien. C.R. Acad.
- Castany G.** (1982) :Bassin sédimentaire du Sahara septentrionale (Algérie-Tunisie). Aquifères du Continental intercalaire et du complexe terminal. Bull. BRGM 2 III, 127-147.
- Caratini C.** (1972) : Le passage Jurassique Crétacé dans l'atlas saharien et les régions voisines (Algérie). Fr. B.R.G.M. Mem. 71p.
- Chabour N.** (2003) : La remontée des eaux dans les régions du Sud : une solution le lagunage. Journée d'étude sur les applications des données géologiques et géotechniques aux plans d'aménagement. Univ. Constantine.

- Chabour N.** (2004) : La surexploitation des eaux souterraines dans les plaines littorales : la nappe de Télézza dans la plaine de Collo (Nord-Est algérien). *Revue Sciences et Technologie*, Univ. Constantine.
- Chabour N.** (2005) : Caractérisation et modèle numérique de la nappe « des calcaires » : nappe du Complexe Terminal dans la région de Tolga. 2eme SGCC International. Constantine.
- Chaumont M. et Paquin C.** (1971) : Notice explicative de la carte pluviométrique de l'Algérie au 1/50 000. Soc. Hist. Natu. De l'Afrique du nord. Faculté des Sciences d'Alger. 24p.
- Clarke I. D. and Fritz P.** (1997): *Environmental Isotopes in hydrogeology*. Lewis, New York, USA, 328 p.
- Chiarelli A.** (1973): Etude des nappes aquifères profondes. Contribution de l'hydrogéologie à la connaissance des bassins sédimentaires et à l'exploitation pétrolière. ELF-ERAP, paris.
- Cornet A. et ALL** (1959) : Sur la fosse Sud-Aurésienne. C.R. Somm. Soc. Geol. France, pp 83-84.
- Cornet A.** (1964) : Introduction à l'hydrogéologie saharienne, *Rev. de géogr. Phys. et de géol. Dyn.* 2, Vol. VI, Fasc. 1, 5-72.
- Derokoy A.M.** (1975): Etudes hydrogéologiques dans le bassin du Chott El Hodna. Programme des Nations Unies pour le Développement. Rome 1975.
- DEMRH** (1980) : carte hydrogéologique de Biskra ; Notice explicative. Service hydrogéologie.
- Dervieux F.** (1956): la nappe phréatique du Souf (Algérie). Etude du renouvellement de la nappe. Contribution à l'étude des phénomènes capillaire dans un milieu pulvérulent. *Terre et eaux*. 29.
- Dubief J.** (1963) : Le climat du Sahara. Institut de Recherches sahariennes, Algérie, Mémoire hors série.
- Durand-Delga M.** (1962) : Dynamique wégénérienne de l'Afrique du Nord. Livre mém. P. Fallot. Mém. Serv. Soc. Géol. Fr., vol. II.
- Edmunds W. M., Guendouz A. H., Mamou A., Moulla A., Shand P., Zouari K.** (2003): Groudwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Appl. Geochemistry* 18(6):805-822
- Eraso A.** (1986) : The prediction method of the principal directions of drainage in karst. The UIS International Congress, Barcelona.
- Flandrin J.** (1941) : Rapport sur l'hydrogéologie du bas Sahara. DEMRH Alger.

- Fontes J. CH.** (1976) : Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles. Quelques aspects. Thèse de Docteur ès Sciences. Université de Paris VI. Paris.
- Forkasiewicz J. Margat J.** (1982) : exploitation des réserves d'eau souterraines en zones arides et semi-arides. Essai de synthèse. B.R.G.M. Section III. N° 2. PP. 115-126.
- Freeze R.A. et Cherry J.A.** (1979): Groundwater, 1<sup>st</sup> edn. Prentice Hall, New Jersey
- Gèze B** (1973) : Lexique des termes français de Spéléologie physique et de karstologie, Ann. De Spéléo., Tome 28, fasc. 1.
- Gonfiantini R. et Dinçer T.** (1975) : Environmental isotope hydrology in the Hodna region, Algeria. Rapport FAO. IAEA- SM – 182/14.
- Guendouz A.,** (1985) : Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-Est septentrional Algérie ; Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Univ. Paris Sud, centre Orsay.
- Guendouz A. et All** (2003) : Hydrogeochemical and isotopic évolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara. Hydrogeologie journal (20003) 11: 483-495.
- Grillot J.C. et Drogue C.** (1977) : Sur le rôle de la fracturation dans l'organisation de certains phénomènes karstiques souterrains. Rev. Norois. N° 95 Bis.
- Guiraud R.** (1990) : Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. D'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. Mémoires N°3. Publication de l'Office national de la Géologie. Alger
- Jamier D. et Smeoni G.P.** (1979) : Etude statistique de la distribution spatiale des éléments structuraux dans les massifs des Alpes hélvétiques. Conséquences sur l'hydrogéologie karstique. B.R.G.M. section III.
- Jeannin P.Y.** (1993) : Structure et comportement hydraulique des aquifères karstiques. Thèse, Centre d'Hydrogéologie, Université de Neuchatel.
- Kassir A.** (1983) : Exploitabilité des eaux souterraines du Gourara-Touat (Sahara nord-occidental : Algérie). Int. Symposium. Unesco.
- Kiraly I.** (1975) : Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques, Int. Union of Geol. Sciences, B, Vol. 3, pp. 53-67
- Laffite R.** (1939) : Etude géologique de l'Aurès. Thèse, Paris, Bull. Serv. Carte géologique Algérie, Alger, 2<sup>e</sup>me édition, 484 p.
- Mangin A.** (1975) : Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques, constitution et fonctionnement des aquifères karstiques, Ann. Spéléol., 30, pp. 21-124

- MARSAUD B.** (1996) : Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse, Univ.Paris XI Orsay.
- Marsily de G.** (1980) : Cours d'hydrogéologie. Centre d'information géologique. E.N.S. des mines de Paris. 273p.
- Melloul A.** (1979) Connaissance hydrogéologique des grands aquifères profonds en milieu poreux et à données peu nombreuses. Méthodologie d'études basées sur les paramètres géochimiques et isotopiques. Bull. Centre hydrogéol. N°3, Neuchatel, P 55-94
- Moench A. F.** (1984) Double-porosity models for fissured groundwater reservoir with fracture skin. Water Resources Research, Vol. 20, No. 7, pp 831-846.
- Moula A. S. et Guendouz A.** (2003) Etude des ressources en eau souterraines en zones arides (Sahara algérien) par les méthodes isotopiques. Hydrologie of the Mediterranean and Semi arid regions (proceedings of an international symposium held at montpellier, April 2003), IAHS Publ. No. 278, 2003.
- Nemouchi A.** (2001) Géographie hydrologique du bassin versant endoreique du Chott Hodna. Thèse de Doctorat. Univ. Constantine. 295 p.
- Nesson C.** (1975) : L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du Bas-Sahara algérien ; Recherches sur l'Algérie. Mémoires et documents. Service de doc. et de cartographie géographiques. CNRS. Nouvelle série, V17. pp. 7- 99.
- Ould Baba Sy M.** (2005) Recharge et paléorecharge du Système Aquifère du Sahara Septentrional. Thèse Doctorat en Géologie, Univ. Tunis, El Manar.
- Oss** (2003). Système Aquifère du Sahara Septentrional, gestion commune d'une bassin transfrontière, Edition Observatoire du Sahara et du Sahel.
- Plagnes V.** (2000) : Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. Caractérisation par la géochimie des eaux. Documents du BRGM 294.
- Quinif Y.** (1976) : Contribution à l'étude morphologique des karsts algériens du type haut alpin. Rev. Géog. Phys.Vol. XVIII. Fasc.1. pp. 5- 18.
- Roche P-A. et All.** (2005) : Les enjeux de recherche liés à la directive-cadre européenne sur l'eau. C.R. Géoscience 337, pp. 243-267.
- Sanford W.** (2002) : Recharge and groundwater models : an overview. Hydrogeology journal. V10; N1. pp : 110 – 120.
- Sary M.** (1976) : Géographie physique d'une haute plaine steppique algérienne. Le Hodna . Thèse 3ème cycle, strasbourg, 284 p.
- Savornin J.** (1945) Le plus grand appareil hydraulique du Sahara (nappe albienne). Trav. Inst. Rech. Sahara, IV.

- Schoute H.R., Pallas P.** (1982). Projet RAB/80/011. Actualisation du projet ERESS. Rapport de mission, PNUD. UNESCO
- Seltzer P.** ( 1948) : le climat de l'Algérie. Bull. hors série. IMPGA. 219 p.
- Senouci M. et All.** (2000) Etude hydrogéologique de la vallée de Oued El Abiod (Aurès, W. Batna). Sonatrach, division opération, Hassi-Messaoud.
- Tarda-Henry M.** (1984) : Chimie des eaux. Editions Le Griffon d'argile Inc. Québec.
- Tóth J., 1963.** A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. Journal of Geophysical Research 68-16; pp. 4795-4812.
- Travy Y.** (1994) The evolution of alkaline groundwater in the continental intercalaire aquifer of Irhazer Plain, Niger. Water resources research. Vol. 30, N° 1, pp 45-61.
- UNESCO** (1972). Etude des ressources en eau du Sahara Septentrional. Nappe du Continental Intercalaire, Proj. ERESS. Rapport final.
- UNESCO (1983):** Actualisation de l'étude des ressources en eau du Sahara septentrional. Rapport final. 490 p
- Vila J.M.** (1980): La Chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doc. Sc. Nat. Univ. P et M Curie. Paris VI. 450 P.
- Yousfi M.** (1984) : Etude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride : Beni Abbes. Algérie. 229 p.
- Zargouni F.** (1986) Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie. Evolution géométrique des structures en zone de cisaillement. Revue des sciences de la terre. Vol.3.