

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

**MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE**

N° D'ORDRE :
SERIE :

**FACULTÉ DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE
ET DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE**

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

**MÉMOIRE DE MAGISTÈRE EN GEOLOGIE
OPTION HYDROGÉOLOGIE**

THEME

**ROLE D'UNE SEBKHA DES HAUTES PLAINES CONSTANTINOISES
DANS L'HYDROGEOLOGIE REGIONALE**

Présenté par
LAZHAR FERHAT

Membres du Jury :

Président R.MARMI

Rapporteur A.ISSAADI

Examineur M.R.MENANI

Examineur N.CHABOUR

Professeur à l'Université de Constantine

Professeur à l'université d'Alger

Professeur à l'université de Batna

Maître de conférences à l'université de Constantine

-Avant propos-

Situé dans la région de Batna, le système hydrogéologique d'El Madher appartient à un site géologique de transition entre le Tell intérieur et les bassins sahariens septentrionaux. Les terrains mésozoïques y sont subsident à Jurassique carbonaté et à Crétacé carbonaté intercalé de marnes et de grès. Structurés en vastes plis intensément fracturés, les synclinaux sont de vastes combes remplies de sédiments tertiaires principalement marno-gréseux et argilo-gréseux, disposés sur un Miocène transgressif.

Ces caractéristiques géologiques des hautes plaines sud-constantinoises, annoncent des unités hydrogéologiques à aquifère multicouche des sables graveleux et alluvions mio-plio-quaternaires, à fonctionnement cependant systémique avec les carbonates sous-jacents.

L'aquifère thermique du synclinal d'el Madher est alimenté par les massifs intensément fissurés sans exutoires ; tandis que d'autres massifs mettent à jour la décharge de leur aquifère. Ainsi, le bassin hydrogéologique d'El Madher, qui s'apparente d'avantage aux bassins méridionaux que septentrionaux, annonce la caractéristique hydrogéologique des bassins hydrogéologiques méridionaux du domaine sud-atlasique.

Outre la configuration d'aquifère multicouche, les bassins des hautes plaines sud-constantinoises présentent une seconde particularité, voire, des bassins endoréiques à plans d'eau connectés par les réseaux hydrographiques. L'aspect géomorphologique avec les dépressions fermées des sebkhas et chotts (bassins endoréiques) est subséquent à la morphotectonique et au climat semi-aride à fort pouvoir évaporant avec une nuance sub-humide.

En contexte environnemental, du fait du fonctionnement systémique des bassins, le milieu superficiel à salinité élevée affecte notablement la potabilité de la ressource souterraine. En surface, les sols desséchés la moitié de l'année sont encroûtés.

Parmi les quelques travaux portant sur le système hydrogéologique d'El Madher, une approche différente est présentée dans ce travail à travers le cycle de l'eau.

Le thème de ce sujet m'a été suggéré Mr Ali Kassir, Département des Sciences de la Terre, Université de Constantine. Je tiens à lui exprimer ma gratitude.

Au terme de ces travaux, j'exprime toute ma gratitude au Professeur Abderahmane Issaadi, Département des Sciences de la Terre Université d'Alger, d'avoir accepté de diriger mes travaux.

Je remercie vivement Monsieur Ramdane Marmi, Professeur, Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences de Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du territoire, Université Mentouri, pour l'honneur qu'il me fait en Présidant le Jury de cette thèse.

Je remercie le Professeur Mohammed Réda Menani, Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université de Batna, pour le plaisir qu'il me fait en acceptant d'accepter d'examiner mon mémoire de thèse.

C'est avec beaucoup de bonheur que j'exprime toute ma gratitude à Mr Nabil Chabour, Maître de Conférences, Département des Sciences de la Terre, Université de Constantine, d'avoir accepté d'examiner mes travaux.

Je tiens à remercier tous mes amis du Département des Sciences de la Terre, Université de Constantine, et S. Bencer du Département de l'Hydraulique, Université de Batna, pour l'amitié et le soutien moral qu'ils m'ont constamment apportés au cours de mes travaux.

Il m'est agréable d'adresser mes remerciements à mon épouse, à mes enfants, ainsi qu'à toute ma famille, pour m'avoir constamment encouragé à persévérer et finaliser ces travaux.

Je ne saurais oublier de remercier mes amis et mes collègues de Batna et de Constantine pour leur soutien moral permanent.

*« Á mes chers et regrettés Parents
À la mémoire de ma Sœur chérie »*

SOMMAIRE

Chapitres	Page
Introduction générale	6
Présentation géographique	8
Partie I : Environnement géologique et géomorphologie	9
Chapitre I : Environnement géologique	10
1-1 : Introduction	11
1-2 : litho stratigraphie	12
1-2.1 : Le Mésozoïque	13
1-2.2 : Le Cénozoïque	14
1-3 : Structuration des séries.	16
1-4 : Conclusion	18
Chapitre II: Cadre géomorphologique	19
2-1 : Introduction	20
2-2 : Cadre morpho tectonique	21
2-2.1 : Formations du Pliocène et du Quaternaire	21
2-2.2 : Mise en place de l'endoréisme dans les hautes plaines	24
2.3 : Caractéristiques morphologiques de la plaine d'El Madher	25
2-3.1 : Hydrographie	26
2-3.2 : Délimitation et périmètre du bassin	27
2-3.3 : Hypsométrie du bassin d'El Madher	29
2-3.4 : Indices de pente	32
2-3.5 : Densité de drainage	33
2-4 : Discussion et conclusion	33
	35
Partie II : Modalités de recharge et hydro cinématique du bassin hydrogéologique d'El Madher	
Chapitre III : Régime climatique et dynamique des eaux superficielles	36
3-1 : Introduction	37
3-2 : Le bassin D'El Madher	37
3-3 : Les facteurs climatiques	39
3-3.1 : La température	39
3-3.2 : La pluviométrie	44
3-3.3 : Indices climatiques	52
3-3.4 : Déficit d'écoulement	58
3-4 : Bilan hydrique	65
3-4.1 : Méthode de Thornthwaite	65
3-4.2 : Estimation du volume d'eau ruisselé	65
3-4.3 : Estimation du volume d'eau infiltré	66
3-4.4 : Estimation de l'aire d'alimentation du bassin	67
3-5 : Conclusion	67
Chapitre IV : les systèmes aquifères du bassin hydrogéologique	68
4-1 : Introduction	69

4-2 : description du bassin hydrogéologique	69
4-2.1 : Délimitation géographique	70
4-2.2 : Les conditions hydrogéologiques des aquifères	72
4-3 : Les systèmes hydrogéologiques	76
4-4 : Hydrodynamique de la nappe superficielle	78
4-4.1 : Variabilité spatio-temporelle de la charge hydraulique	78
4-4.2 : Paramètres hydrodynamiques du réservoir Plio -Quaternaire	81
4-3 : Conclusion	82
	83
Partie III : Approche fonctionnelle du système hydrogéologique du bassin d'El Madher	
Chapitre V : Hydrogéochimie et environnement	84
5.1 : Introduction	85
5.2 : Influence des paramètres physico-chimiques sur la minéralisation de l'eau	85
5-2.1 : Paramètres physiques	86
5-3 : Hydrogéochimie	91
5-3.1 : Effets d'ions appariés	92
5-3.2 : Complexations des ions	92
5-3.3 : Minéralisation de l'eau	93
5-4:Caractéristiques chimiques des aquifères du bassin hydrogéologique d'El Madher.	94
5-5 : Echange cationique	98
5-6 : Le cycle de l'eau	101
5-7 : Conclusion	103
	104
CONCLUSION GENERALE	
Liste des Tableaux	106
Liste des Figures	108
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	111
ANNEXES	117

INTRODUCTION GENERALE

Régionalement, du fait de leur appartenance à l'avant-fosse de la chaîne des Maghrébides, les hautes plaines constantinoises composent un domaine de transition entre l'atlas tellien et l'atlas saharien. Les bassins sédimentaires présentent la spécificité de subsidence des formations. Par voie de conséquence la lithologie mésozoïque, fort puissante, est assez hétérogène à composition calcaro-marneuse intercalée de grès et à tectonique plastique et cassante de grande envergure. La sédimentation tertiaire y est également très puissante, à remplissage bien spécifique au milieu.

Morphologiquement, les plaines, d'altitude moyenne 940 m, présentent la particularité d'une organisation en cuvettes à plans d'eaux salés et à réseau hydrographique mal organisé. En période pluvieuse, les sebkhas et les chotts écoulent le surplus en eau les unes vers les autres, tels des vases communicants, le long de la ligne des effondrements mésozoïques. Ce système hydrographique est alimenté par la mise en crue des Oueds et semble soutenu par la nappe superficielle de la couverture mio-plio-quadernaire et les émergences karstiques. L'existence des plans d'eau salée est la conséquence d'un climat semi-aride à aride, à pluviosité faible, entre 250 et 350 mm/an, concentrée entre le mois de Février et le mois de Mars, parfois capricieuse pouvant atteindre un minimum de 150 mm/an ou un maximum de 500 mm/ an. Pourtant, dans cette région à faible pluviosité, émergent de la couverture plusieurs sources froides de la nappe superficielle et quelques sources karstiques, froides et chaudes ; véritable paradoxe entre la ressource renouvelable et la ressource souterraine.

Notre contribution à l'étude du cycle de l'eau dans les hautes plaines sud constantinoises, s'intéresse à la zone d'El Madher à proximité nord de Batna.

L'étude s'articule autour de trois axes : géologie et conséquences géomorphologiques, modalités de recharge du bassin hydrogéologique d'El Madher, et approche fonctionnelle du système.

- Dans la première partie, à travers la composition lithologique et la structuration des formations, il nous sera possible d'identifier le bassin hydrogéologique d'El Madher. Par la suite, le contexte morphologique est traité afin de définir les caractéristiques morphométriques et hydrographiques du bassin superficiel.

- Dans la seconde partie, le traitement des données climatiques permettra de corroborer la délimitation structurale du bassin hydrogéologique, à travers l'aire d'alimentation. Les données géophysiques et le traitement des essais de pompages aideront à préciser l'envergure des failles et les conditions aux limites des nappes de la couverture mio-plio-quadernaire.

- La troisième partie est complémentaire aux deux premiers volets. L'hydrochimie des eaux de forages, de l'aquifère superficiel, et de la source thermique Mazouala, apportera des informations sur la relation hydraulique entre les aquifères du système.

Dans une approche environnementale, la contamination de la ressource en eau souterraine par les sebkhas est recherchée dans le but d'affiner le schéma conceptuel du cycle de l'eau, voire, le fonctionnement systémique du bassin hydrogéologique.

PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

De part leur particularité structurale d'avant-pays, les hautes plaines constituent un couloir topographique entre les chaînes septentrionales de l'Atlas tellien et les chaînes méridionales de l'Atlas saharien, morcelé en plusieurs bassins à direction orographique globale NE-SW conséquente à la structuration des formations.

Ainsi, dans les hautes plaines sud-constantinoises, le bassin d'El Madher situé à 15 km au Nord de Batna est bordé à l'Ouest par les monts de Batna d'altitude moyenne 1800 m, au Nord par les massifs Azem, Toumbait, d'altitude moyenne 1200 m, et au Sud par le Djebel Bou Arif, vaste anticlinal d'altitude 1746 m. Entre ces reliefs, la plaine s'élève en moyenne 950m (Fig. 1).

La végétation forestière assez dense est répartie entre la partie Ouest et Sud du bassin.

L'hydrographie est assez spécifique et consiste en un réseau de cours d'eau endoréique débouchant vers les nombreux plans d'eau salée.

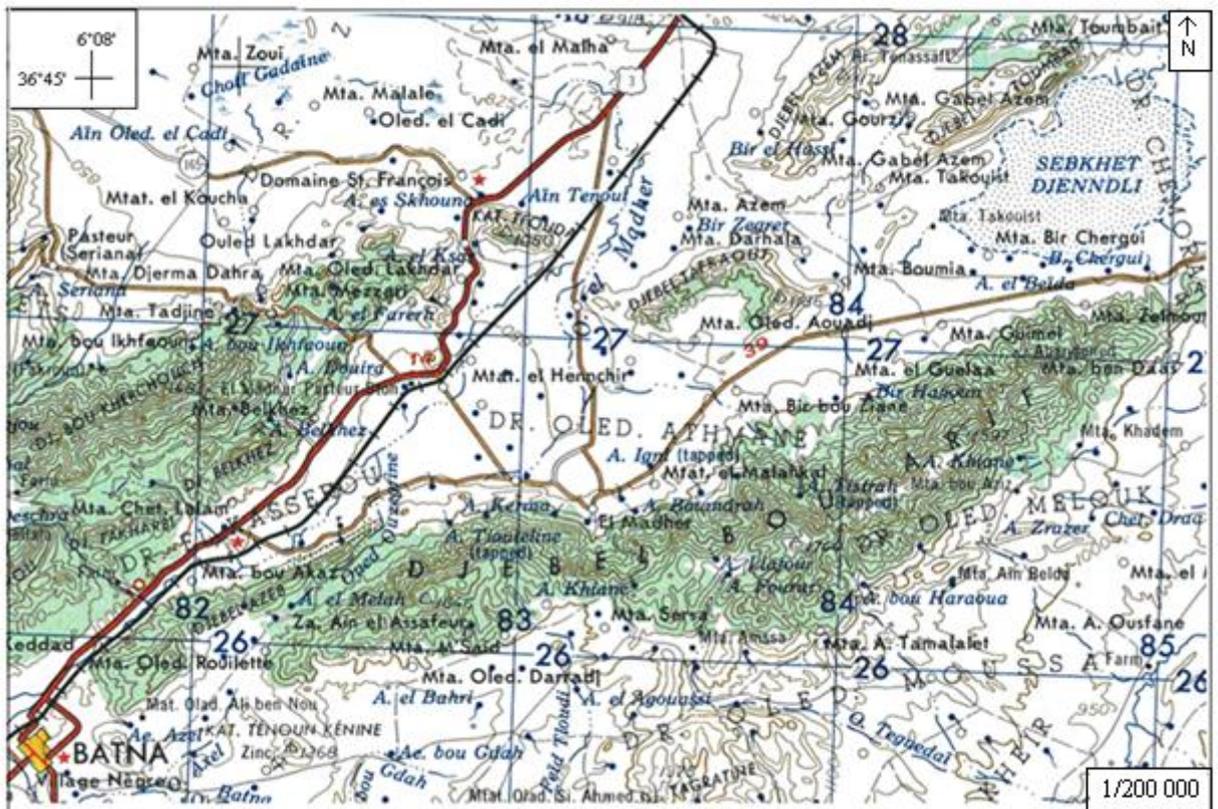


Figure 1b : Situation géographique du bassin d'El Madher

PARTIE I

ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE

ET

GEOMORPHOLOGIE

CHAPITRE I

ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE

CHAPITRE I : ENVIRONNEMENT GEOLOGIQUE

1.1- Introduction

Le domaine des hautes plaines appartient à l'avant-fosse de la chaîne des Maghrébides.

L'avant-fosse est définie (Foucault et Raoult, 1980) comme étant une région déprimée bordant vers l'extérieur ou du côté de l'avant pays autochtone, une chaîne de montagne dans sa phase finale de plissement. L'avant-fosse se remplit de sédiments provenant de l'érosion des reliefs naissants. La formation sédimentaire détritique, d'épaisseur notable, déposée dans une zone orogénique en fin de tectonisation, est composée en partie de couches turbiditiques, mais aussi de couches terrigènes non turbiditiques (grés et conglomérats), disposées en discordance avec les couches sous-jacentes.

Lors des phases de l'orogène alpin ou plus précisément des maghrébides, la tectonique miocène de raccourcissement généralisée, a eu pour effet les structures plissées de grande envergure. Tandis que les crises tectoniques cassantes du Plio-Quaternaire, ont structuré en effondrements ou grabens et en horsts les formations carbonatées.

De part sa situation paléogéographique et structurale (Fig. 2), le domaine des hautes plaines sud-constantinoises s'apparente au Tell intérieur mais surtout à l'Atlas saharien. Ainsi, la particularité du domaine des hautes plaines sud-constantinoises réside dans sa situation d'avant-pays autochtone ou stable, à séries sédimentaires mésozoïques épaisses, à structures d'orientation E-W (Tortonien), et à accidents décrochants sénestres NNE-SSW et E-W correspondant à des coulissements anciens actifs jusqu'à l'actuel (Wildi, 1983).

Les plissements atlasiques de direction SW-NE, de style isopaque, définissent ici les massifs de l'Aurès, les monts du Hodna, et ceux du Belezma. Cet ensemble de structures en exergue, marquant à la limite méridionale de l'Aurès la flexure sud-atlasique, contraste avec l'édifice des nappes telliennes septentrionales.

Dans la région de Batna, les structures de tectonique souple sont sillonnées par des failles à la faveur desquels apparaissent les faisceaux jurassiques, des failles transverses aux structures de direction NW-SE, et des failles N-S à N20.

Parmi les travaux portant sur la géologie de l'avant pays autochtone de l'Algérie orientale (Laffitte, 1939 ; Vila, 1978, 1980 ; Bureau, 1970, 1971,1972), la description géologique de la région de Batna est amplement synthétisée des travaux de Vila.

1.2- Lithostratigraphie

Au point de vue paléogéographique, la région de Batna appartient au domaine autochtone ou parautochtone aurésien (Fig 2). De part sa situation structurale à échelle régionale (avant-fosse des Maghrébides), les dépôts consistent en des formations fort subsidentes du Nord vers le Sud. Ce phénomène est amplifié en zone septentrionale par les importants laminages qui affectent les formations parautochtones.

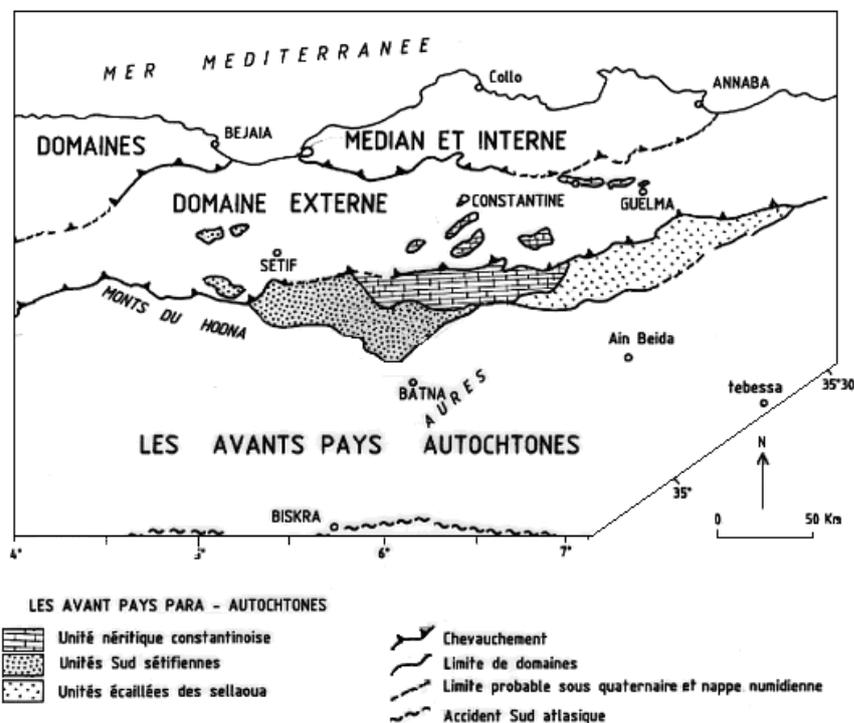


Figure 2 : Esquisse structurale du Nord-est Algérien (D'après Wildi, 1983)

L'environnement géologique du secteur d'étude comprend les formations mésozoïques, et les formations Néogènes. Notons que l'Eocène en affleurement au Nord-ouest de Batna appartient à l'unité sud-sétifienne (Fig. 3).

1.2.1- Le Mésozoïque

a- Trias

Le Trias est composé de marnes bariolées et gypseuses, ainsi que de dolomies et d'ophites.

b- Jurassique

Le Jurassique inférieur, d'épaisseur 250 m, est dans l'ensemble calcaro-dolomitique, marqué par un hard-ground. En zone septentrionale, telle qu'à Ain Yaghout, le Lias supérieur comprend des carbonates et des marnes.

Le Jurassique moyen est caractérisé par une barre de calcaires argileux fins à silex clairs ou bruns avec à la base des niveaux à silex noirs. Le Jurassique supérieur qui affleure dans l'anticlinal du ravin bleu et au Djebel Sarif, est composé de calcaires noduleux, argileux rouge de lie de vin, à passées verdâtres. Au sommet, la formation présente un ensemble marno-calcaire.

c- Crétacé

Les formations du Crétacé inférieur et supérieur sont respectivement détritiques (silto-gréseux), et marno-calcaires.

- Crétacé inférieur

Du Berriasien au Valanginien, la sédimentation est pélitique à petits bancs gréseux. Ces dépôts sont en rapport avec les structures tangentielles, notamment, dans la zone d'Ain El Ksar.

Au Barrémien la série inférieure est à dominante calcaro-dolomitique (Djebel Toubait). C'est une formation complexe organisée en grosses barres calcaro-dolomitiques à intercalations argileuses ou argilo-silteuses, ainsi que des niveaux de grès. Au Djebel Bou Arif, le Barrémien, d'épaisseur environ 400m, comprend 150

m environ de grès massifs blancs à stratifications obliques et entrecroisées à plages ferrugineuses, 70 m de calcaires gréseux noduleux gris blanchâtres, ainsi que des dolomies cryptocristallines gris blanchâtres à passées de dolomies de plus en plus gréseuses vers le sommet à ciment argilo-carbonaté, d'épaisseur 200m.

L'Aptien est composé de marnes et de calcaires. Les marnes d'épaisseur 70m contiennent des niveaux calcaires vers le sommet, surmontées de calcaires d'épaisseur plus importante (environ 350m).

L'Albien est représenté par une série d'environ 250 m d'épaisseur, constituée d'alternance d'argiles, grès, et dolomies. Vers le haut, la série devient marneuse et montre des intercalations de calcaires. Cette formation est marquée par un hard-ground.

- Crétacé supérieur

Les formations du Crétacé supérieur de la région de Batna ont été observées uniquement dans l'anticlinal du Djebel Bou Arif. Le Cénomaniens, d'épaisseur environ 650 m, est à dominante marneuse. Ces sédiments sont intercalés de barres marno-calcaires et calcaires marneux formant des crêtes à pendage subvertical au niveau du flanc nord du Djebel Bou Arif.

Le Turonien, d'épaisseur autour de 450m, est composé d'une alternance de marnes et de calcaires. Cette formation affleure largement sur le flanc sud du Djebel Bou Arif. Le Sénonien n'est connu qu'au Sud de Batna, à El Kantara, où il constitue une formation calcaire de plate-forme très épaisse (1600 m).

1.2.2- Le Cénozoïque

Le Cénozoïque comprend l'Eocène des formations allochtones sud-sétifiennes et la couverture néogène aux formations autochtones, d'épaisseur variable (en moyenne 400m).

a- Eocène

Cette formation d'épaisseur autour de 100m, est composée de calcaires détritiques (quartz et galets de silex noirs), surmontés de calcaires massifs.

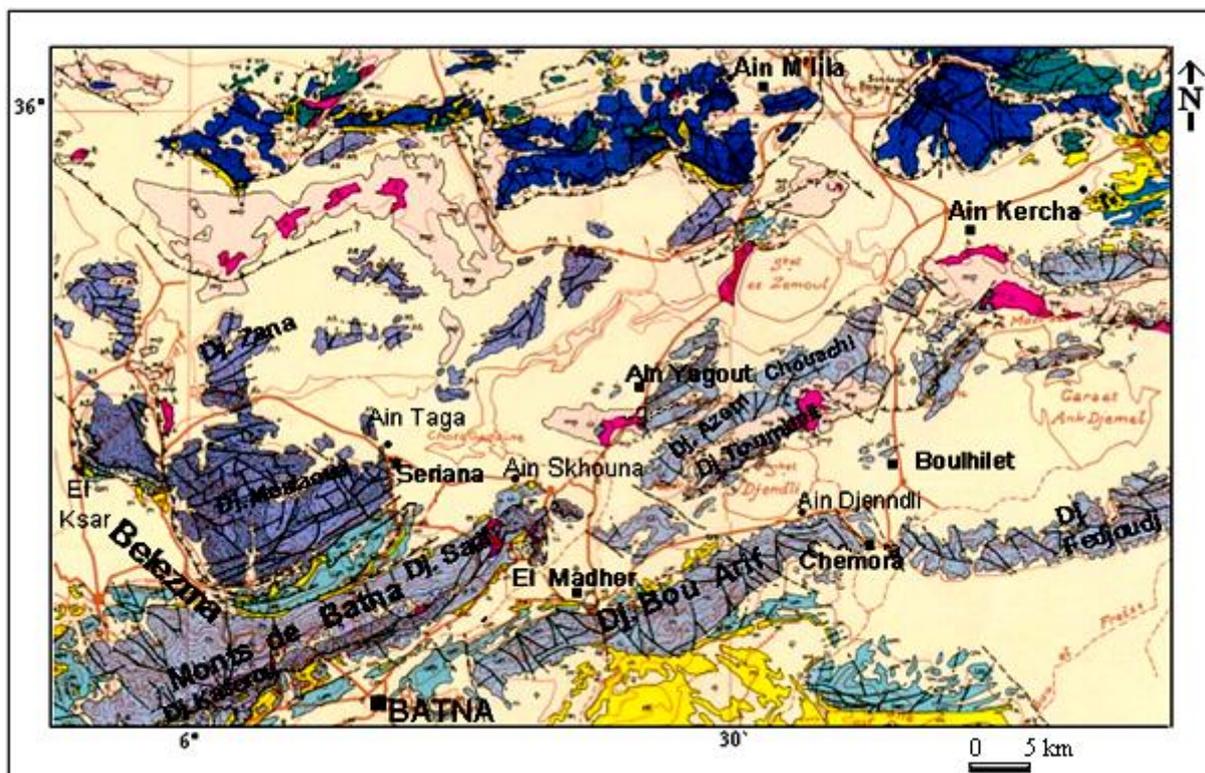


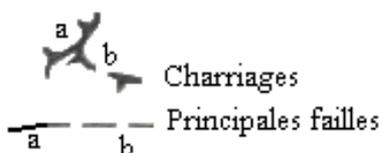
Figure 3 : Cadre géologique de la région de Batna

[Extrait de « Carte structurale de la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens », 1/500.000 (Vila, 1978)]

Roches récentes et cycles postérieurs au Burdigalien inférieur

Formations parautochtones ou autochtones du Hodna, du Nord des Aurès et de la zone des diapirs

- Q Quaternaire indifférencié
Villafranchien à actuel
- mp Mio-pliocène continental
- m Miocène marin transgressif



a: visibles
b: Caché(es) ou supposé(es)

- e Eocène
- ss Sénorien
- cm Cénomarien et Turonien
- ci Crétacé inférieur
- n Néocomien
- j Jurassique (Lias carbonaté, Jurassique moyen et supérieur à faciès pélagiques)
- t Trias exotique ou extrusif: argiles, gypses broyés et glaçons calcaro-dolomitiques

b- Néogène

- Miocène marin

Il affleure au Sud du Djebel Bou Arif et des monts de Batna en un cycle nettement discordant qui recouvre les formations du Secondaire. La série comprend des conglomérats à la base d'âge Aquitano-Burdigalien, observés à la Mechta Mezzari, au piémont sud du Djebel Sarif, et sur le flanc NE du Bou Arif. Ces dépôts sont surmontés de sédiments marno-gréseux du Burdigalien-Langhien ; il s'agit de grès roux calcaireux, et alternance d'argiles silteuses gypseuses, grès et de marnes bleues, observée au Nord-ouest et autour du Djebel Bou Arif.

- Mio-pliocène continental

De puissance autour de 400m, le Mio-pliocène constitue un ensemble hétérogène. Il est composé de conglomérats à gros graviers, argiles rouges, marnes, calcaires gréseux, et grès alternés d'argiles gypsifères. Au sommet, la série montre des argiles à intercalations calcaires pliocènes.

1.3- Structuration des séries

À échelle régionale, les hautes plaines constantinoises constituent une zone subséquente à l'orogénèse alpine en Algérie orientale (Fig. 4).

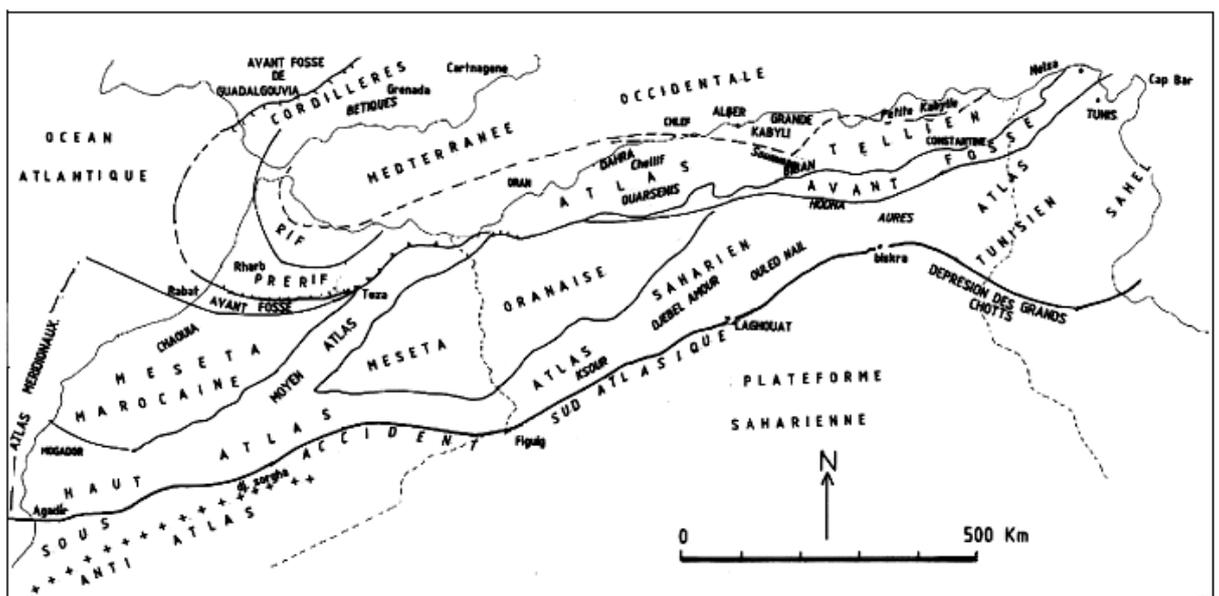


Figure 4 : Esquisse structurale de la berbérie (Caire, 1966)

Cet ensemble de formations a été structuré en vastes plis intensément fracturées, et disloqués en effondrement et en horsts avec l'apparition de failles transverses par rapport aux alignements structuraux atlasiques, lors des crises tectoniques mio-pliocènes.

En conséquence, le bassin hydrogéologique d'El Madher constitue un système à fonctionnement assez complexe. Il s'agit d'un vaste synclinal limité par deux structures anticlinales ; au Nord, l'anticlinal des monts de Batna de direction SW-NE, à cœur jurassique, et au Sud, l'anticlinal du Djebel Bou Arif, à cœur néocomien. Les structures sont affectées par de nombreuses fractures transverses, de direction générale NW-SE, d'amplitude variable. Le trias extrusif affleure à la faveur des accidents (Fig. 3). Les structures effondrées ont subi les décrochements des massifs bordiers au flanc nord.

L'examen de la carte géologique et de la carte topographique d'El Madher permet de constater un accident de direction NW-SE entre le Djebel Bou Arif passant par El Madher et se prolongeant au Djebel Sarif, ayant occasionné le coulissement du Kef Tfouda et du massif Tafraout. Entre le Djebel Toumbait et Kef Tfouda. D'autres structures parallèles à cet accident mais de moindre envergure ont affecté le massif Tafraout et d'autres petits massifs.

Lors de la tectonique de détente, le jeu des failles N-S avec décrochements a eu pour conséquence l'enfouissement des structures effondrées, Ain Skhoua, source thermale mise à jour au travers de la couverture en est un indice. Ceci amène à supposer que l'aquifère thermale devrait décharger partiellement ses eaux au travers de la couverture à la faveur des fractures N-S, entre le Djebel Azem et le Djebel Tafraoui, ainsi qu'à la terminaison est de l'anticlinal du Bou Arif, dans le secteur de Boulhilet, entre Chemora et Djebel Fedjoudj.

Par ailleurs, parmi les nombreux reliefs carbonatés du secteur d'El Madher, et compte tenu de l'intensité des fractures qui les affectent, certains massifs ont développé des aquifères des karsts gravifiques, d'autres alimentent l'aquifère karstique profond à travers les failles de grande amplitude.

1.4- Conclusion

Les crises tectoniques ayant structuré en vastes plis très fracturés les ensembles subsidés calcaires et marno-calcaires mésozoïques ont permis la mise en place sur des superficies notables les sédiments de couverture.

Ainsi, en contexte hydrogéologique, l'environnement géologique de la plaine d'El Madher prête à penser d'un système hydrogéologique multicouche des carbonates fracturés et des sédiments détritiques de couverture, à modalités d'infiltration à la fois différentes et communes.

CHAPITRE II

CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

CHAPITRE II : CADRE GEOMORPHOLOGIQUE

2.1- Introduction

Géologiquement, les hautes plaines constantinoises appartiennent à l'avant-fosse. La structuration des formations confère à ce domaine le caractère original de synclinaux élevés entre les grandes structures anticlinales. Dans l'ensemble, les hautes plaines constantinoises se présentent en large couloir topographique E-W (Benazzouz, 1986), composé de plusieurs dépressions.

Les hautes plaines sud-constantinoises séparent ainsi, l'Atlas tellien qui les domine faiblement de l'Atlas saharien qui se soulève fortement dans l'Aurès signifiant le cœur de l'atlas saharien. Parsemées de chaînes de montagnes qui s'élèvent entre 1100 et 1700 m, l'altitude des hautes plaines atteint 800 à 1000m. Les montagnes qui couvrent le cinquième de la surface, cloisonnent les dépressions fermées avec leurs sebkhas.

D'un point de vue géomorphologique, l'évolution orohydrographique de ce vaste bassin, étroitement liée aux cycles d'érosion succédés depuis le Plio-Quaternaire, a abouti à la formation de plusieurs bassins E-W drainées par des cours d'eau à régime endoréique, et des petites dépressions comblées d'eau salée. Dans cette région, à climat typiquement semi-aride, les terrains quaternaires contiennent fréquemment des croûtes calcaires.

Les plaines sud-constantinoises présentent la particularité d'un réseau hydrographique en relaye ; tels que le chott Gadaine relié plus au Nord au chott Tinnsilt (à proximité de sebkhet Ez Zemoul) par un bras de chotts, et Garaat Ank Djemel reliée à proximité nord à Garaat Maghzel.

Cet ensemble d'éléments conduit à une description, même succincte, des ensembles morphostructuraux du bassin des hautes plaines et de la particularité du réseau hydrographique. Par la suite, la morphométrie gouvernant les écoulements actuels dans le bassin d'El Madher, il importe d'en définir les caractéristiques.

2.2- Cadre morphotectonique

Les hautes plaines constantinoises, ont été modelées au cours de la tectonique tertiaire et quaternaire. Les synclinaux constituent de vastes et profondes

dépressions où se sont déposés les sédiments détritiques au cours du Mio-plio-quadernaire.

Lors du Plio-Quadernaire, le réseau hydrographique s'organise à partir des fossés tectoniques qui vont l'acheminer progressivement vers le Nord, en attirant vers leurs bassins les eaux de l'ensemble du versant septentrional des Aurès, du Belezma, au Sud Ouest, et des monts d'Ain Beida à l'Est (Benazzouz, 1986). Ce vaste réseau hydrographique ainsi formé, affectera, au cours des temps, la morphologie des hautes plaines.

En un premier cycle, au cours du Villafranchien, il y eut un écoulement fluvial de type exoréique, marqué par des périodes d'accumulation et des périodes de creusement ayant engendré un étage de glaciaires ou de terrasses (Benazzouz, 1986).

Du Quadernaire moyen à l'actuel, le second cycle est marqué par une dégradation progressive de l'écoulement favorisée par l'assèchement climatique, qui s'achève avec la mise en place de petits bassins endoréiques évoluant par la suite en pays de sebkhas.

2.2.1- Formations du Pliocène et du Quadernaire

- Glaciaires polygéniques nappant les reliefs

C'est la forme de relief la plus caractéristique des hautes plaines constantinoises. Ils correspondent à des surfaces très faiblement pentes près des plaines et dont la pente augmente progressivement vers la montagne.

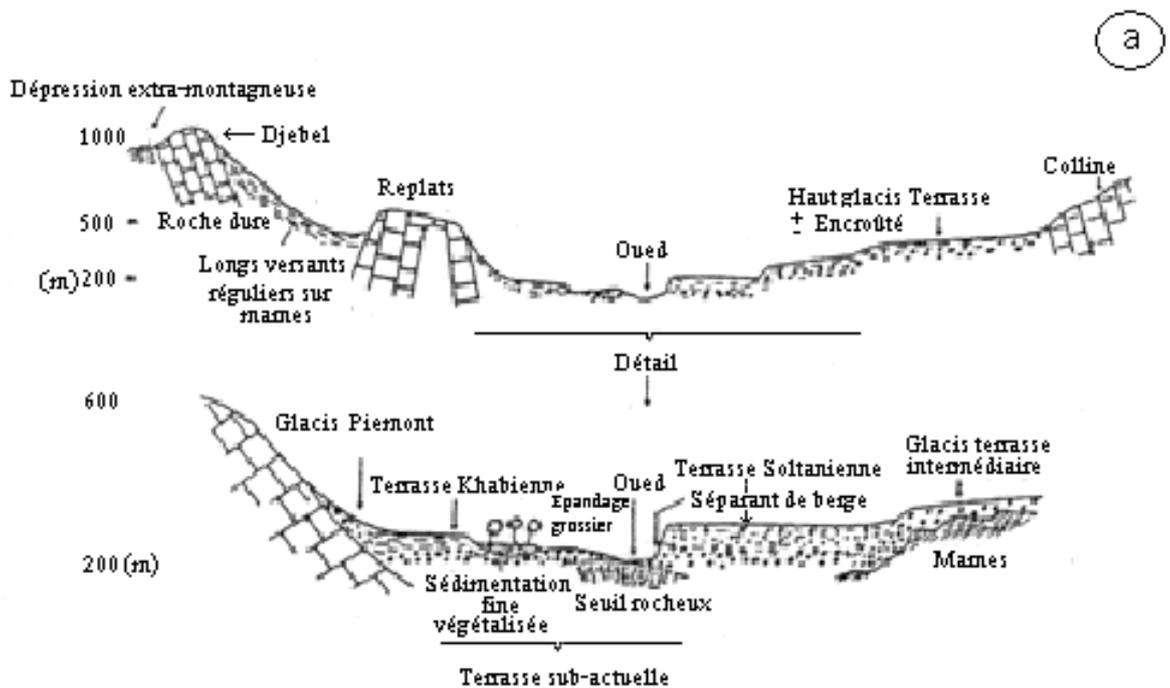
Les glaciaires sont recouverts d'un matériel classique faiblement calibré et très fragmenté vers le bas devenant plus anguleux et plus grossier vers le haut (Fig. 5a et b).

En profondeur, les traces d'encroûtements sont fréquentes et présentent habituellement un aspect de croûte feuilletée attribuée au Tensifien. Leur épandage sur les croûtes villafranchiennes est clair. Leur accord beaucoup plus progressif avec les formations plus récentes pose le problème de leur fonctionnement.

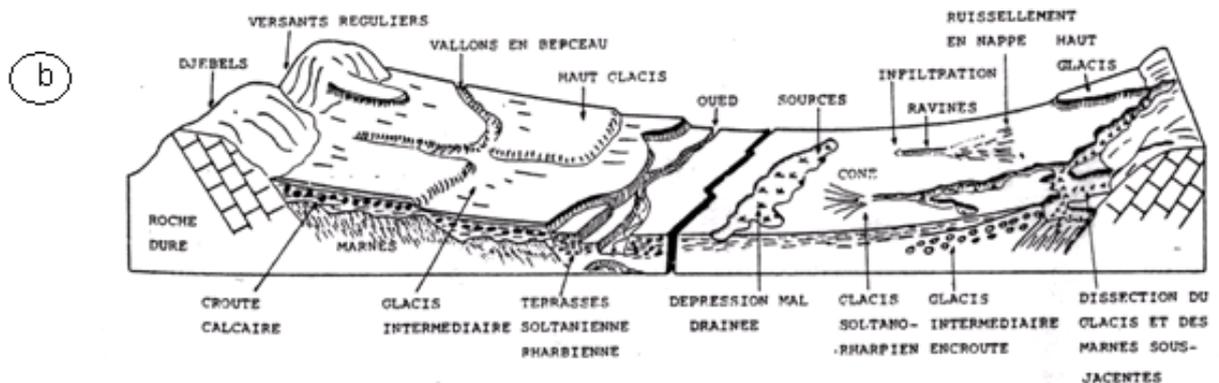
En effet, au moment des fortes pluies de printemps ou de gros orages d’Août Septembre ces glacis sont localement le siège d’un écoulement en nappe avec remise en mouvement de nombreux galets et du limon superficiel.

Les conséquences peuvent être catastrophiques pour les cultures des zones basses. Aussi, ces glacis sont-ils incultes et livrés au pâturage sauf pour ceux qui font l’objet d’une tentative de reboisement en pins. La végétation naturelle est la steppe à Armoise et l’alfa.

Les croûtes calcaires attribuées au Villafranchien par corrélation avec celles de la région de Sétif, occupent les versants sud du Djebel Bou Arif où quelques affleurements massifs épargnés par l’érosion témoignent d’un vaste glacis incliné en pente très douce vers le Sud. Des formations analogues existent près du Djebel Sarif mais leur organisation en glacis est moins évidente.



Figures 5a : Paysages types en zone sub-humide (Ghachi, 1986)



Figures 5b : Paysage type en zone sub-humide (Ghachi, 1986)

- Cônes d'éboulis

Sous cette dénomination ont été regroupées les vastes zones d'épointage de blocs, inféodés aux pentes abruptes du Djebel Bou Arif. Les orages violents les réactivent périodiquement mais ne semblent guère modifier leur conformation générale.

- Sebkhass, chotts et sols salés

Durant la période des hautes eaux, les sebkhass (Djenndli, Ez Zemoul, Ank Djemel) et les chotts sont régulièrement inondés; une croûte de sel les recouvre l'été.

Par ailleurs, les sebkhass sont dépourvues de toute végétation ; alors que les chotts contiennent une végétation caractéristique, les Salsolacées, parfois présents autour des playass.

Les bordures de sebkhass ou lunettes, se forment à la suite de l'activité fluviale et éolienne. Dans les hautes plaines sud-constantinoises, les bordures des chotts et des sebkhass (par exemple le chott Gadaïne et de sebket Djenndli), d'aspect dissymétrique, occupent de vastes surfaces surélevées de 0,5 à 1 m au dessus du niveau originel, et présentent une pente ravinée.

L'observation de la lunette sur terrain révèle des amas de sables calcaires et de poussières limoneuses, mêlés à des débris de coquilles de Gastéropodes ou aux végétaux, témoins d'une époque éolienne typique d'un climat sub-désertique.

- Terres arables, formations de pentes, alluvions anciennes et Quaternaire indifférencié

Cette dénomination regroupe les zones plates limoneuses des hautes plaines et les placages observables à des altitudes variées jusque sur les hauteurs du Djebel Bou Arif. Ces limons supportent des sols bruns propices aux cultures.

Les formations composées de sables gris, de limons et de graviers sont localisées sous la vallée de l'Oued Chemora affluent de l'Oued Taga.

2.2.2- Mise en place de l'endoréisme dans les hautes plaines (d'après Benazzouz, 1986)

Sur la géomorphologie des hautes plaines sud-constantinoises portant sur sebkhet El Tarf, Benazzouz (1986) décrit les processus à l'origine du développement des nombreuses sebkhas et chotts (Fig. 6). Selon ce même auteur, la fréquence des sebkhas à travers les hautes plaines est en étroite relation avec un niveau de base régional gouvernant les écoulements superficiels.

L'inclinaison topographique générale vers le Nord suggère une organisation du réseau hydrographique déversant ses eaux dans les dépressions de taille variable.

Cependant le modelé topographique, résultant de la morphotectonique, diverge localement ; il s'ensuit des écoulements de direction préférentielle. Par exemple dans la région sud-est des hautes plaines, au Sud d'Ain M'lila, le réseau hydrographique s'écoule vers l'Est pour sebkhet Tarf à fond porté à 834-830 m d'altitude, ou vers l'Ouest pour sebkhet Djenndli à 870 m d'altitude et sebkhet Ank Djemel à 826 m d'altitude dans le pays du Boulhilet.

Une analyse topographique au moyen de photographies aériennes, et du profil en long du réseau hydrographique du Sud-Constantinois, a permis d'apporter des précisions sur l'histoire géomorphologique des hautes plaines. En effet, selon Benazzouz (1986), la série de seuils qui entrecoupent le profil en long correspondent à l'emplacement actuel des sebkhas. Cet état de fait constitue la caractéristique d'un relief jeune dont l'évolution n'est pas accomplie.

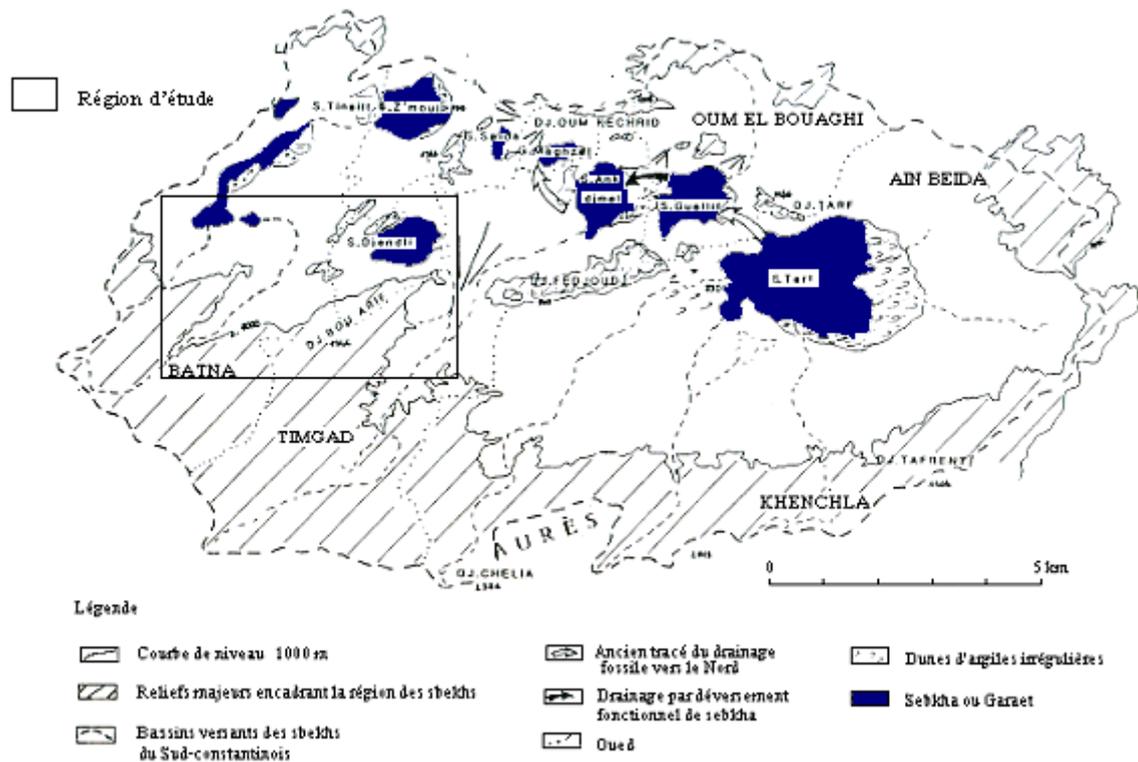


Figure 6. Réseau hydrographique des Hautes plaines sud constantinoises (simplifiée). D'après. Reconstitution du réseau hydrographique fossile à travers les Hautes plaines sud constantinoises, (Benazzouz, 1996)

Par ailleurs, les sebkhas et chotts présentent une relation hydraulique entretenue par les seuils, tels des vases communicants. Une analyse des seuils a permis de retrouver les modalités de l'écoulement fossile des hautes plaines (Fig. 6).

2.3- Caractéristiques morphologiques de la plaine d'El Madher

La plaine d'El Madher, est un bassin qui jouxte à l'Ouest les monts de Batna d'altitude moyenne 1482 m, Belkhez, Baadach, Sarif, au NW Koudiat Tfouda, au Nord-Est le Djebel Toumbait et au SE l'anticlinal du Djebel Bou Arif culminant à 1744 m. Au centre, de la plaine d'El Madher, se dresse le Djebel Tafrarout à la faveur de deux structures coulissantes. Cet ensemble de reliefs émerge de la couverture Mio-plio-quadernaire du synclinal mésozoïque, celui-ci considéré ici en tant que soubassement de la plaine El Madher (Fig. 7). Quelques horsts de petite superficie émergent à la faveur des failles.

Cet ensemble de reliefs dessine les limites du bassin d'El Madher, de périmètre environ 57 km.

2.3.1- Hydrographie

D'un point de vue hydrographie, la plaine d'El Madher d'altitude 800 à 1000 m, est drainée à l'Ouest par l'Oued El Madher, effluent de l'Oued Gourzi, et à l'Est par l'Oued Chemora, effluent de l'Oued Fedhala (Fig. 7).

Les sebkhas de cette région se singularisent par une communication entre elles au moyen des chotts qui assurent ainsi un déversement permanent des eaux en période influencée.

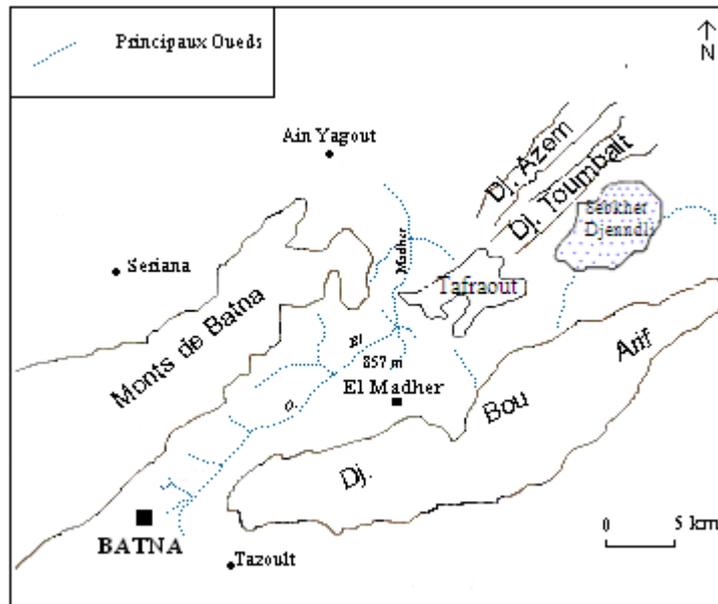


Figure 7 : Organisation du réseau hydrographique du bassin d'El Madher

Ainsi, l'Oued El Madher déverse une part de ses eaux dans le chott Gadaine à proximité nord du bassin puis débouche plus au Nord dans sebkhet Ez Zemoul à la limite méridionale des monts d'Ain M'Lila. Alors que l'Oued Chemora débouche directement dans sebkhet Djennkli.

D'altitude moyenne 870 m, Sebkhet Djennkli s'étend sur 3,5 km d'Est en Ouest et sur 5 km du Nord au Sud ; au total, elle couvre une superficie d'environ 9 km². Elle est encadrée par le massif Taфраout (à l'Ouest), par le Djebel Toumbait (au Nord) et au Sud par l'extrémité Est du grand anticlinal du Bou Arif. Les observations sur terrain permettent de constater qu'en saison estivale, la surface de la sebkhet Djennkli est recouverte de façon discontinue d'une pellicule blanchâtre de nature salifère.

Comme il est à signaler la présence de végétation très localisée au niveau des épandages des Oueds. Cette flore semble se développer à la faveur des épandages qui par processus d'échanges ioniques adsorbent les sels ; c'est ainsi que la steppe halophile y prolifère.

Par ailleurs, les Oueds en crue alimentent aussi la sebkha en sédiments. Ceci est particulièrement visible en période sèche lorsque la tranche d'eau diminue considérablement. En effet, les sondages (Fig. 8) en bordure de la Sebkha révèlent une alternance de séquences de couleur beige et jaunâtre, typique d'une ambiance climatique sèche, et des séquences de couleur grise à noire, caractéristique d'un milieu réducteur humide.

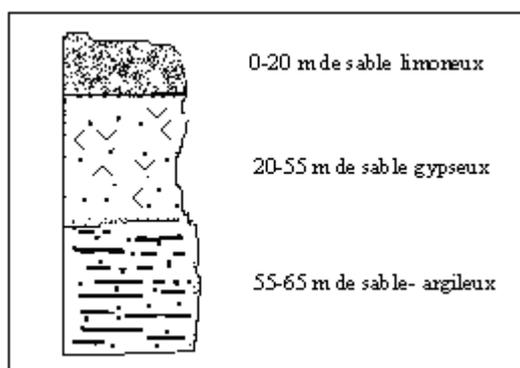


Figure 8 : Coupe schématique des sédiments autour de sebkhet Djennkli (D'après sondages DHW, 1986)

L'intercalation des niveaux argileux à gleys dans une formation essentiellement sableuse de couleur jaune à orange, s'explique par les processus de déflation à la surface de la sebkha en période sèche, donc à tranche d'eau considérablement diminuée

Des sondages dans la Sebkha même, auraient permis d'atteindre son substratum et de discuter des échanges hydrauliques (soutien et contamination) entre le système hydrogéologique mio-plio-quadernaire et cette étendue d'eau salée superficielle.

2.3.2- Délimitation et périmètre du bassin

La topographie conduit souvent à des erreurs d'estimation du périmètre stylisé du bassin, du fait des variations topographiques. Ainsi, il est recommandé d'assimiler

géométriquement le bassin à un rectangle équivalent aux mêmes propriétés morphométriques que le bassin (Fig. 9).

- Indice de compacité

L'indice de compacité qui rend compte des variations de vitesses de concentration des eaux de ruissellement à l'exutoire, est supérieur à 1 à mesure que la compacité diminue :

$$C = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (A = \text{superficie du bassin})$$

Le bassin ayant un périmètre stylisé $P = 81 \text{ km}$ et une superficie $A = 209 \text{ km}^2$

L'indice de compacité a pour valeur $C = 1,57$

- Longueur du rectangle équivalent

La longueur du rectangle équivalent est évaluée à partir de l'expression :

$$L = \sqrt{A} \frac{C}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{C} \right)^2} \right]$$

La largeur du rectangle équivalent étant :

$$l = \sqrt{A} \frac{C}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{C} \right)^2} \right]$$

Où, C est l'indice de compacité ou de Gravilius et, A , la superficie du bassin

On obtient: $L = 34,5 \text{ km}$ et $l = 6,1 \text{ km}$

$P = 81,14 \text{ km}$

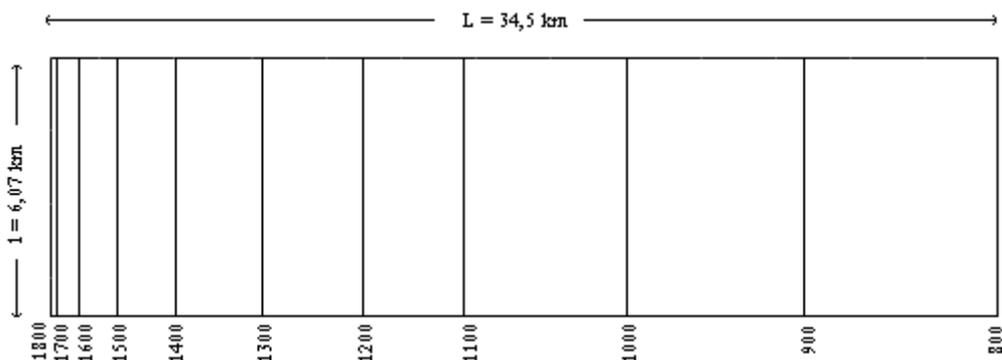


Figure 9 : Rectangle équivalent du bassin d'El Madher

Le rectangle équivalent permet de constater des tranches d'altitudes en paliers.

Le premier palier, d'altitudes 800 m à 1100 m, matérialise l'altitude de la plaine.

Le second palier, d'altitudes 1100 m à 1400 m semble signifier une surface aplanie surélevée par rapport à la précédente. Au-delà, jusqu'à 1800 m, l'altitude progresse régulièrement vers les crêtes. Cette configuration laisse présumer, par ailleurs, des indices faibles de pente. Ainsi, la méthode du rectangle équivalent, appliquée au bassin d'El Madher-Chemora fait ressortir outre les escarpements des horsts témoignant d'une faible érosion, deux surfaces aplanies, l'une plus élevée que l'autre. Ce phénomène est étroite relation avec le cadre structural. Ces résultats seront corrélés avec la courbe hypsométrique.

2.3.3- Hypsométrie du bassin d'El Madher

Le comportement hydrologique d'un bassin, ruissellement, infiltration, dépend des reliefs et de la nature des terrains.

La courbe hypsométrique s'obtient en reportant en ordonnée les altitudes (m) et en abscisse les aires partielles cumulées correspondantes (km²). L'information extraite de l'allure qu'elle présente et des paramètres hypsométriques, permettent d'établir, d'une manière générale, les caractéristiques physique du bassin (Tableau 1 et Figs. 10 a et b).

Classe d'altitude (m)	Superficie partielle (km ²)	Superficie Partielle cumulée (km ²)	Fraction ai (%)	Dénivelée D (m)	ai.di	(ai.di) ^{1/2}
1800 à 1700	0,09	0,09	0,0004	100	0,04	0,19
1700 à 1600	0,81	0,9	0,0038	100	0,38	0,62
1600 à 1500	2,44	3,34	0,0116	100	1,16	1,09
1500 à 1400	5,63	9,09	0,027	100	2,7	1,61
1400 à 1300	10,22	19,31	0,048	100	4,80	2,19
1300 à 1200	15,63	34,94	0,074	100	7,4	2,72
1200 à 1100	23,47	58,41	0,11	100	11	3,31
1100 à 1000	40,81	99,22	0,19	100	19	4,35
1000 à 900	55,81	155,03	0,266	100	26,6	5,00
900 à 820	54,47	209,5	0,26	80	26	5,09

Tableau 1 : Paramètres hypsométriques du sous-bassin d'El Madher-Chemora

La courbe hypsométrique présente globalement trois tronçons. Le premier tronçon, entre les altitudes 1000 à 1400 m est relativement aplati, il semble correspondre à la partie Ouest du bassin surélevée par rapport à la partie Est, par les accidents bordiers au Djebel Taфраout. Le second tronçon, entre les altitudes 800 et 1000 m, en forme de pente exprime une décroissance d'altitude brusque, correspondant à la plaine. Le troisième tronçon représente une relative dénivelée de la partie Est de la plaine d'El Madher due à l'effondrement partiel du synclinal.

Il est à signaler que ces caractéristiques morphologiques rejoignent le découpage du rectangle équivalent, et tout a fait corrélée avec l'histogramme des fréquences altimétriques.

Par ailleurs, comparé aux bassins méridionaux des régions, Dermoun, Djemorah, El Abiod, Biskra, etc. (B.N.E.D.E.R, 1989), le réseau hydrographique du bassin d'El Madher est à considérer à l'état sénile du fait des courbes très écrasées par rapport à l'axe des ordonnées. En outre, la structuration des massifs occidentaux bordiers à la plaine d'El Madher semble lui conférer un style de haut plateau du fait des talwegs encaissés

L'objectif de l'hypsométrie étant l'établissement du comportement hydrologique du bassin d'El Madher, il importe d'établir au moyen de l'histogramme des fréquences, la classe modale altimétrique, l'aire réceptrice du bassin.

L'altitude moyenne et la médiane sont respectivement établies par calcul et graphiquement à partir de la courbe hypsométrique.

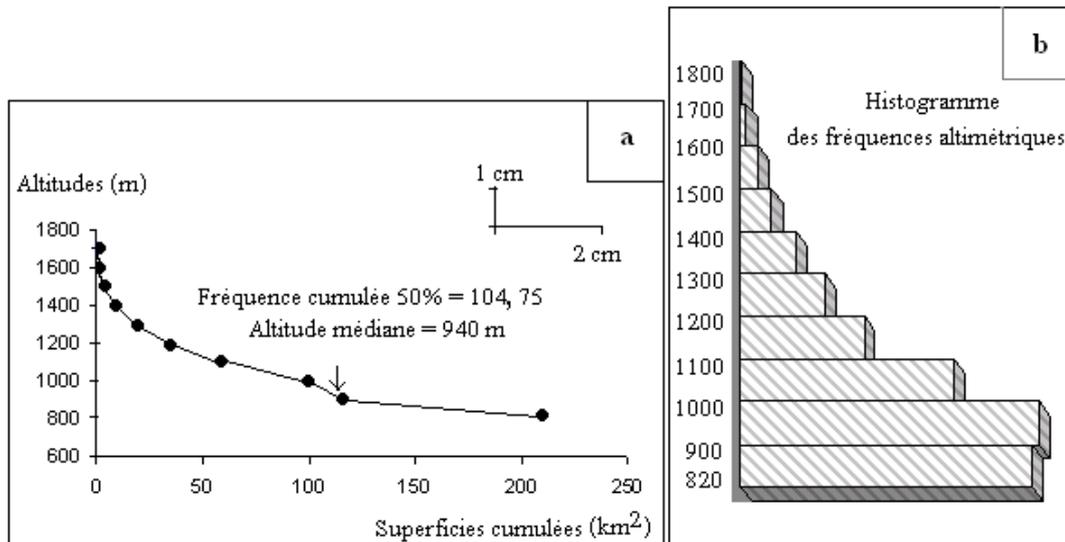


Figure 10a et b : Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences du bassin d'El Madher

- La classe modale de l'histogramme altimétrique se situant entre 900 et 1000 m, fournit un ordre de grandeur de l'altitude moyenne de la plaine El Madher.

- L'aire réceptrice du bassin se situe entre 820 et 1000 m d'altitude ; elle s'étend sur 110,28 km² et représente 52,63% de la surface du bassin.

- Altitude moyenne

L'altitude moyenne s'obtient grâce au volume montagneux rapporté à la surface du bassin (Tableau 2).

$$\bar{H} = \frac{V}{S} \quad \text{Et} \quad V = S \frac{H_1 + H_2}{2}$$

$$\text{L'altitude moyenne est donc : } \bar{H} = \sum_1^n \frac{V}{S}$$

On obtient une altitude moyenne :

$$\bar{H} = 1031,31 \text{ m}$$

- Altitude médiane

L'altitude médiane correspond à 50% de la courbe hypsométrique. Dans notre cas, l'altitude médiane est égale à 940 m. Ce résultat est assez proche de l'altitude moyenne établie par calcul.

Classes d'altitude (m)	Superficies (km ²)	V = Δ h.S (m ³)
820 à 900	54,47	53,02
900 à 1000	55,81	46,29
1000 à 1100	40,81	42,85
1100 à 1200	23,47	26,99
1200 à 1300	15,63	19,53
1300 à 1400	10,22	13,79
1400 à 1500	5,75	8,33
1500 à 1600	2,44	3,78
1600 à 1700	0,81	1,33
1700 à 1800	0,09	0,15

Tableau 2 : Paramètres morphométriques du sous-bassin d'El Madher

2.3.4- Indices de pente

Les indices de pente sont déterminés à partir de la longueur du rectangle équivalent et l'hypsométrie ; ils caractérisent le degré de redressement des pentes des reliefs. L'indice de pente I_p (Roche, 1963), ou pente moyenne du bassin, est évalué à partir de la moyenne des racines carrées des pentes mesurées sur le rectangle, équivalente et pondérée par les surfaces.

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i \cdot d_i}$$

a_i est la fraction en % de la surface S comprise entre deux courbes de niveau, voisines, distantes de d_i .

À partir du tableau 1, il est aisé de déduire la valeur moyenne de l'indice de pente

$$\sum (a_i \cdot d_i)^{1/2} = 26,17$$

$$I_p = 0,75$$

L'indice de pente globale prend en considération la dénivelée entre H 5% et H 95% à laquelle s'inscrit 90 % de la surface du bassin.

$$H \text{ 5\%} = 1375 \text{ m et } H \text{ 95\%} = 805 \text{ m}$$

$$I_g = D/L$$

$$I_g = 16,52 \text{ m/km}$$

L'indice de pente globale I_g sert à classer le relief d'un bassin. Combiné à la superficie, celui-ci permettra d'évaluer la dénivelée spécifique DS qui rend compte de la vitesse de d'écoulement du ruissellement lors des averses dans le bassin d'El Madher.

$$DS = I_g \cdot A^{1/2} ; DS = 174,26 \text{ m}$$

$$D = \frac{DS}{K} \text{ Où } K \text{ est le coefficient de forme ; } K = 1,74$$

R1	Relief très faible	$DS \leq 10 \text{ m}$
R2	Relief faible	$10 \leq DS \leq 25 \text{ m}$
R3	Relief assez faible	$25 \leq DS \leq 50 \text{ m}$
R4	Relief modéré	$50 \leq DS \leq 100 \text{ m}$
R5	Relief assez fort	$100 \leq DS \leq 250 \text{ m}$
R6	Relief fort	$250 \leq DS \leq 500 \text{ m}$
R7	Relief très fort	$DS \geq 500$

Tableau 3 : Classification de l'O.R.S.T.O.M

Rapportée à la classification de l'O.R.S.T.O.M, la dénivelée spécifique du sous-bassin d'El Madher se situe dans les reliefs assez forts (Tableau 3). Cependant, le coefficient de forme K indique que pour le bassin d'El Madher, on peut s'attendre à des crues peu fréquentes.

2.3.5- Densité de drainage

La densité de drainage est définie pour un bassin donné de superficie A, comme la longueur totale des cours d'eau de tous ordres sur la surface drainée :

$$Dd = \frac{L}{A}$$

L : longueur cumulée des cours d'eau (km)

A : surface du bassin (km²)

$$Dd = \frac{281,6}{209,5} = 1,34 \text{ km} / \text{ km}^2$$

La densité de drainage désigne la densité de talwegs ou de dissection du relief. La particularité de la morphologie du bassin d'El Madher, à Oueds secondaires temporaires, comme c'est le cas des bassins des hautes plaines, incite à préciser qu'il s'agit de densité de drainage en période de crue.

Une corrélation de la densité de drainage obtenue avec celles des bassins voisins aurait peut être permis d'apporter plus de précision.

2.4- Discussion et conclusion

La délimitation de l'aire superficielle au bassin hydrogéologique pourrait prêter à discussion, du fait de la dissémination des massifs suite aux effets de la tectonique, rendant difficile le tracé de la ligne de partage des eaux. Néanmoins, l'observation attentive de la carte géologique conjointement à la carte topographique, porte à croire que la délimitation du bassin ne saurait être établie suivant les cours d'eau. Il s'agit d'un bassin présentant la particularité d'un nivellement de la plaine du fait des failles affectant les monts limitrophes septentrionaux et par voie de conséquence le

synclinal ou soubassement de la plaine. L'analyse morphométrique, tout particulièrement hypsométrique a fait ressortir ces caractéristiques.

D'un point de vue hydrographique, la faible pente globale réduit la dynamique d'écoulement même lors des averses. En revanche, l'aire réceptrice de la plaine à composition sableuse en sub-surface bordée de reliefs essentiellement carbonatés et intensément fracturés, est très favorable à l'infiltration. Une estimation des écoulements en fonction de la pluviométrie mensuelle permettra de corroborer ces résultats.

DEUXIEME PARTIE

MODALITES DE RECHARGE ET HYDROCYNEMATIQUE DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE D'EL MADHER

CHAPITRE III :

REGIME CLIMATIQUE
ET
DYNAMIQUE DES EAUX SUPERFICIELLES

CHAPITRE III- REGIME CLIMATIQUE ET DYNAMIQUE DES EAUX SUPERFICIELLES

3.1- Introduction

Au pays des sbekhs des hautes plaines sud-constantinoises, la distribution des précipitations traduit à la fois l'exposition et le cloisonnement du relief, l'éloignement de la mer et aussi l'écran que constituent les chaînes les plus hautes de l'atlas tellien. Ces divergences annoncent bien le caractère climatique mixte de cette région semi-aride, qui n'est ni vraiment tellienne ni vraiment saharienne.

Le bassin superficiel du système synclinal d'El Madher appartient au sous-bassin amont de l'Oued El Madher-sebkhet Ez Zemoul (El Madher) et au sous bassin ouest Chemora-Garaet Ank Djemel (Boulhilet). Cette zone est un golfe de sécheresse où les précipitations n'atteignent en moyenne que 200 à 350 mm par an, et où les températures saisonnières varient considérablement.

3.2- Le bassin d'El Madher

Les hautes plaines constantinoises ont des reliefs à sommets aplanis, dominant de profondes dépressions SW-NE et des vallées étroites parfois coupées de gorges qui montrent une incomplète adaptation de l'hydrographie à la structure (Despois et Al ;, 1975). Ainsi, dans les hautes plaines et plus particulièrement dans les hautes plaines sud-constantinoises (Figs. 11 et 12), le bassin d'El Madher est drainé par un réseau hydrographique partiellement dense et surtout temporaire.

L'Oued El Madher effluent de l'Oued Gourzi, et l'Oued Chemora effluent de l'Oued Fedhala, composent les principaux cours d'eau. L'Oued El Madher draine la partie ouest de la plaine et débouchent au chott Gadaïne, à la bordure nord- ouest du bassin ; alors que l'Oued Chemora draine la partie Est de la plaine et débouche à Sebkhet Djennkli.

En période humide, l'Oued El Madher présente la particularité d'une pérennité d'écoulement grâce aux crues superficielles et quelque peu karstiques (débits de crues). En période non influencée, les aquifères karstiques à nombreux exutoires contribuent peut être modestement à l'écoulement de l'Oued El Madher, qui à cette période de l'année draine, pour l'essentiel, les rejets industriels.

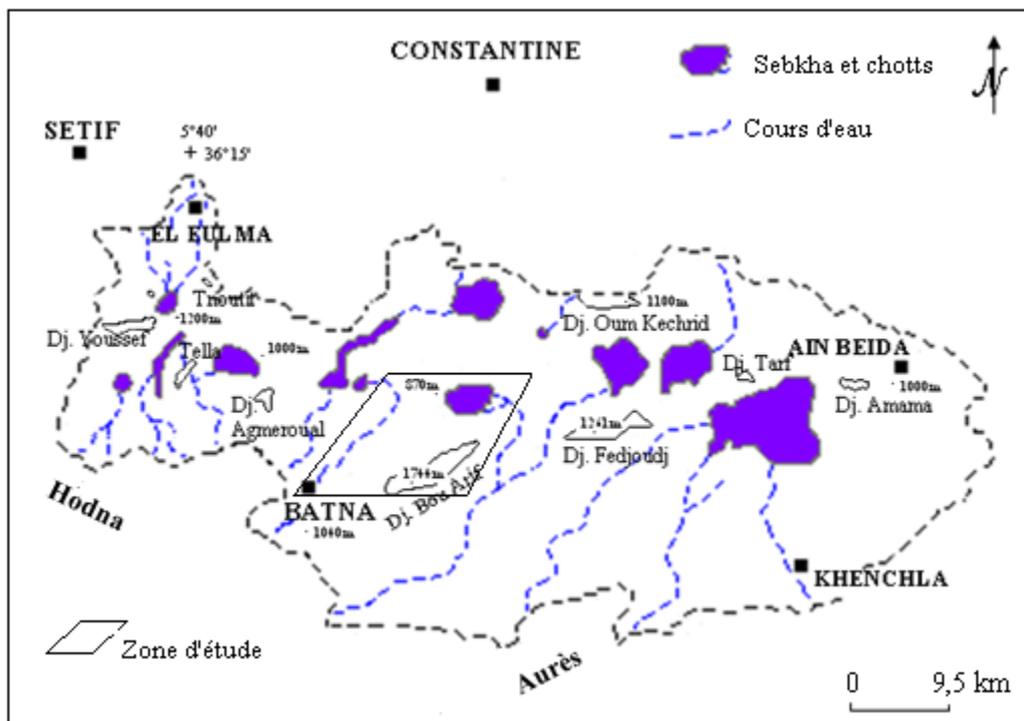


Figure 11 : Bassin versant des hauts plateaux constantinois (Pays des lacs)

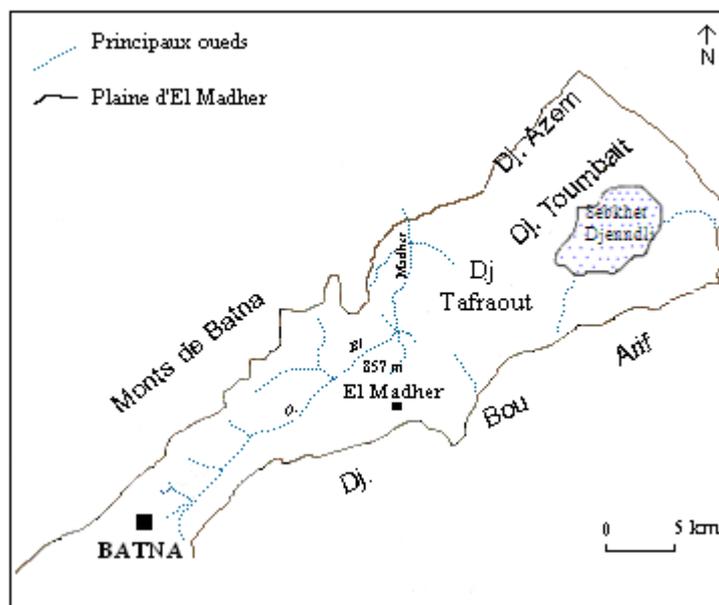


Figure 12 : Bassin d'El Madher

3.3- Les facteurs climatiques

Situé entre le versant nord des Aurès et les monts sud-constantinois, la plaine d'El Madher, reçoit essentiellement les vents secs sud-ouest ascendants, froids en hiver et très chauds en été, où les précipitations 200 à 300 mm/an, reflètent l'influence climatique méditerranéenne continentale et saharienne.

3.3.1- La température

L'influence de la convergence des deux types de climat est étudiée à travers des séries de températures relevées aux stations de Batna et d'Ain Yagout pour la période 1971-1995 (Tableau 4 et Fig. 13).

Stations Mois	Batna	Ain Yagout
Septembre	21,38	23,38
Octobre	15,87	17,7
Novembre	10,36	12,01
Décembre	6,35	7,75
Janvier	4,75	5,68
Février	6,38	7,6
Mars	9,15	10,65
Avril	11,64	12,28
Mai	16,51	17,87
Juin	20,68	21,3
Juillet	24,85	26,04
Août	24,69	26,34
Moyenne	14,38	15,71

Tableau 4 : Températures moyennes mensuelles interannuelles de la période 1971-1995

Les températures moyennes mensuelles des deux stations font constater que de

Novembre à Avril les températures moyennes mensuelles, inférieures à la moyenne annuelle traduisent une saison froide ; du mois de Mai à Octobre, les températures supérieures à la moyenne annuelle interprètent la saison chaude.

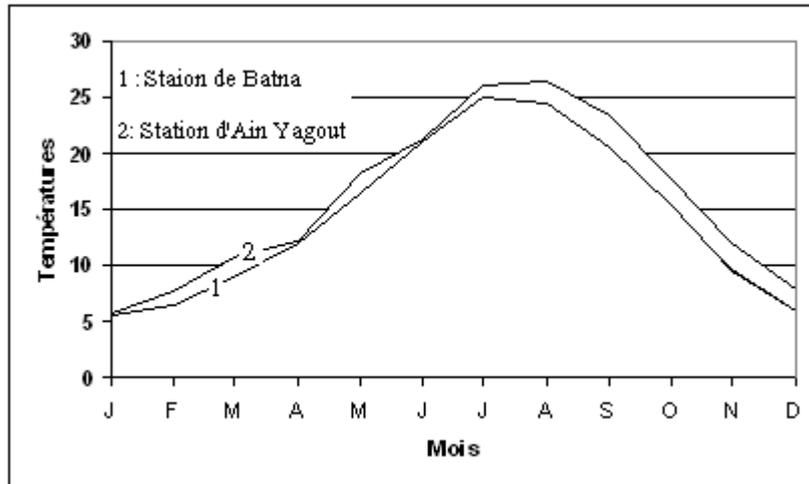


Figure 13: Variations mensuelles interannuelles de la température de la période 1971-1995

La visualisation graphique des séries de la température fait clairement apparaître, du mois de Juillet au mois de Décembre, l'influence climatique méditerranéenne en bordure nord du bassin et l'influence climatique aurésienne ou sub-saharienne en bordure sud du bassin. En outre, on constate que les températures des deux stations se rejoignent aux mois de Janvier, Avril et Juin, au cours desquels les vents ascendants sub-sahariens sont prédominants.

Ces saisons sont marquées par deux périodes de transition de température entre les mois de Février à Mai et de Septembre à Octobre, entre lesquelles les températures minimales et maximales sont atteintes.

a- Les températures extrêmes

Les hautes plaines présentent la caractéristique de connaître en hiver à enneigement qui dépasse 20 jours au dessus de 1300 m (versant nord) et approche environ 3 mois sur les sommets (Despois et Al ;.).

Les moyennes brutes des minima et des maxima mensuels des températures mesurées à la station de Batna et d'Ain Yagout sur la période 1971-1995 (Tableau 5), montrent l'ampleur des fluctuations thermiques (Fig. 14).

Du fait de la situation géographique du bassin d'El Madher, en hiver il se produit des inversions de températures ayant pour conséquences les gelées.

Les températures extrêmes maximales et minimales apparaissant aux mois de Janvier et Juillet

Moyenne brute (°C)	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai.	Juin	Juillet	Août	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.
Minima	-5,0	-4,6	-3,6	-1,1	2,2	7,9	11,3	11,3	7,1	2,1	-1,6	-3,6
Maxima	16,3	18,7	21,9	25,5	29,3	35,9	37,9	36,7	32,6	27,0	20,9	16,6

Tableau 5 : Températures mensuelles extrêmes sur la période 1971-1995 (Stations de Batna et d'Ain Yagout)

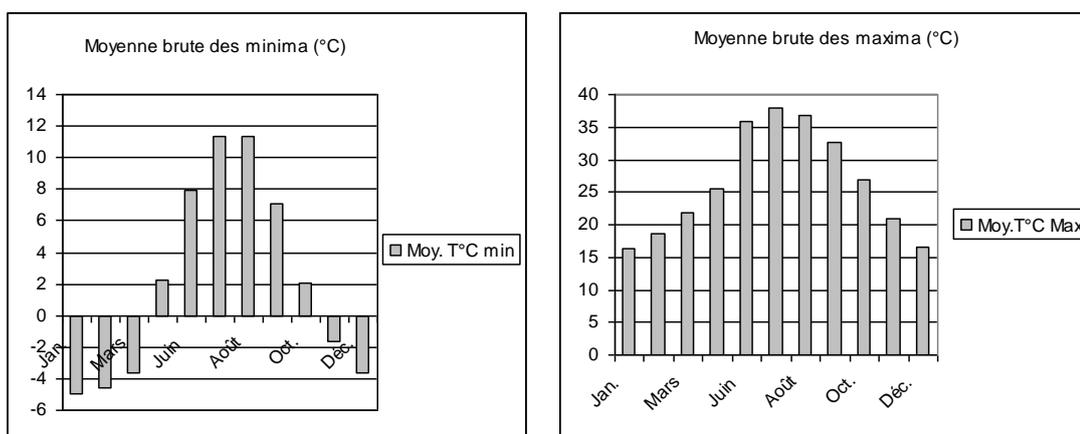


Figure 14 : Variations des températures moyennes extrêmes

Les gelées se produisent entre le mois de Novembre et le mois de Mars, mais c'est du mois de Décembre au mois de Février qu'elles atteignent l'extrême minima. Le nombre de jours de gelées observé pour cette période est de 37, avec un maximum de 17 jours entre les mois de Décembre et de Janvier.

b- Variation spatiale de la température

Les mesures de températures effectuées, à la surface du sol ainsi qu'en profondeurs du sol fournissent des indications intéressantes (Tableau 6).

Bien que les températures soient évidemment plus élevées dans le sous-sol qu'en surface, elles augmentent dans l'ensemble entre le mois d'Avril et le mois d'Octobre.

Les relevés des stations de Batna (1040 m) et d'Ain Yagout (912 m) font constater que la température décroît avec l'altitude.

La régression des températures moyennes interannuelles a fourni un gradient thermique moyen de l'ordre de $-0,7^{\circ}\text{C}$ par 100 m. Ce résultat en étroite relation avec la situation géographique de la région de Batna, laisse apparaître que dans l'Aurès les températures décroissent avec l'altitude de façon significative.

Le rapport température, altitude, a fourni pour l'altitude moyenne 1100 m, la température décroît à 5°C en Janvier et atteint 24°C en Juillet.

Moyenne mensuelle des températures	J	F	M	A	M	J	J	A	S.	O	N	D
Sous abri	5,2	6,2	8,0	11,1	15,7	21,6	24,8	24,3	19,9	14,1	9,0	6,1
Au sol	5,7	7,3	9,5	12,8	18,1	23,9	26,9	26,1	21,6	15,5	9,6	7,0
Profondeur 0,5 m	7,2	7,8	9,7	12,7	15,3	22,5	26,2	26,4	23,0	18,3	12,7	8,8
Profondeur 1,0 m	9,4	9,1	10,1	12,1	15,4	19,6	22,6	24,3	22,7	19,5	15,0	11,2

Tableau 6 : Températures à différentes profondeurs sur la période 1971-1995 (Stations de Batna et d'Ain Yagout)

c- Variation temporelle de la température

Pour saisir les variations atmosphériques sur une période assez longue, nous avons corrélié la série des températures de la période 1971-1995 enregistrées aux stations de Batna et d'Ain Yagout, avec la série de référence Seltzer de la période 1913-1938 (Tableaux 7 et 8) .

Stations	Batna (1040 m)			Ain Yagout (912 m)		
	T°C Moyenne Minimale	T°C Moyenne Mensuelle	T°C Moyenne Maximale	T°C Moyenne Minimale	T°C Moyenne Mensuelle	T°C Moyenne Maximale
Septembre	13,00	20,35	27,70	13,76	21,10	28,45
Octobre	8,50	14,85	21,20	9,26	15,61	21,96
Novembre	4,20	9,6	15,00	4,95	10,34	15,74
Décembre	1,10	5,9	10,70	1,86	6,64	11,43
Janvier	0,30	9,8	9,5	1,06	5,66	10,27
Février	0,60	8,75	11,50	1,36	6,83	12,3
Mars	2,70	8,5	14,30	3,45	9,25	15,06
Avril	5,00	11,95	18,90	5,74	12,70	19,65
Mai	8,30	15,95	23,60	9,03	16,71	24,40
Juin	13,00	20,95	28,90	13,77	21,73	29,70
Juillet	16,10	24,95	33,80	16,85	25,70	34,56
Août	15,70	23,95	32,20	16,40	24,73	33,07
Année	7,40	14,62	20,60	8,12	14,75	21,38

Tableau 7 : Températures moyennes mensuelles et annuelles (Période 1913-1938, Seltzer, 1946)

Stations	Batna (1040 m)			Ain Yagout (912 m)		
	T°C Moyenne Minimale	T°C Moyenne Mensuelle	T°C Moyenne Maximale	T°C Moyenne Minimale	T°C Moyenne Mensuelle	T°C Moyenne Maximale
Septembre	15,51	21,38	29,2	16,70	23,38	30,06
Octobre	10,67	15,87	23,1	11,30	17,7	24,10
Novembre	5,26	10,36	17,0	6,10	12,01	17,92
Décembre	3,18	6,35	10,4	2,65	7,75	12,85
Janvier	-0,96	4,75	10,2	-0,65	5,68	12,01
Février	0,9	6,38	12,6	1,40	7,6	13,80
Mars	3,6	9,15	16,0	4,20	10,65	17,10
Avril	4,93	11,64	17,6	5,30	12,28	19,26
Mai	9,16	16,51	24,9	10,05	17,87	25,70
Juin	13,36	20,68	27,4	14,70	21,3	27,90
Juillet	15,86	24,85	34,2	17,30	26,04	34,78
Août	16,5	24,69	34,3	17,90	26,34	34,78
Année	8,16	14,38	21,4	8,95	15,71	22,52

Tableau 8 : Températures moyennes mensuelles et annuelles (Période 1971-1995)

Dans l'ensemble, la température décroît sensiblement du Nord vers le Sud. Cet amoindrissement s'expliquerait par la prédominance des vents chauds sur les masses d'air méditerranéennes.

La corrélation de la série 1971-1995 avec la série Seltzer fait apparaître un accroissement de la température en bordure septentrionale du bassin. Cet état de fait pourrait signifier une évolution du climat vers une semi-aridité plus marquée. Cette modification en cours pourrait annoncer, à long terme, une avancée du climat saharien vers le Tell.

Par ailleurs, l'évaluation des coefficients de variation des températures de la station de Batna et de la station d'Ain Yagout, a fourni des valeurs assez élevées (Tableau 9).

Station	T° Moy	Ecart type	Coefficient de variation
Batna	14,50	6,24	0,44
Ain Yagout	15,23	6,21	0,42

Tableau 9 : Evolution de la température entre la période 1913-1938 et la période 1971-1987

Ces données révèlent une variation de la température mensuelle importante au cours du printemps et de l'automne pour les deux périodes 1913-1938 et 1971-1995. En fait, cette variabilité interprète deux saisons ; une saison froide et une saison chaude.

3.3.2- Pluviométrie

La modification progressive du réseau pluviométrique des postes d'observations, (Fig. 15), arrêts ou nouvelles stations, a eu pour conséquence une disparité des séries pluviométriques.

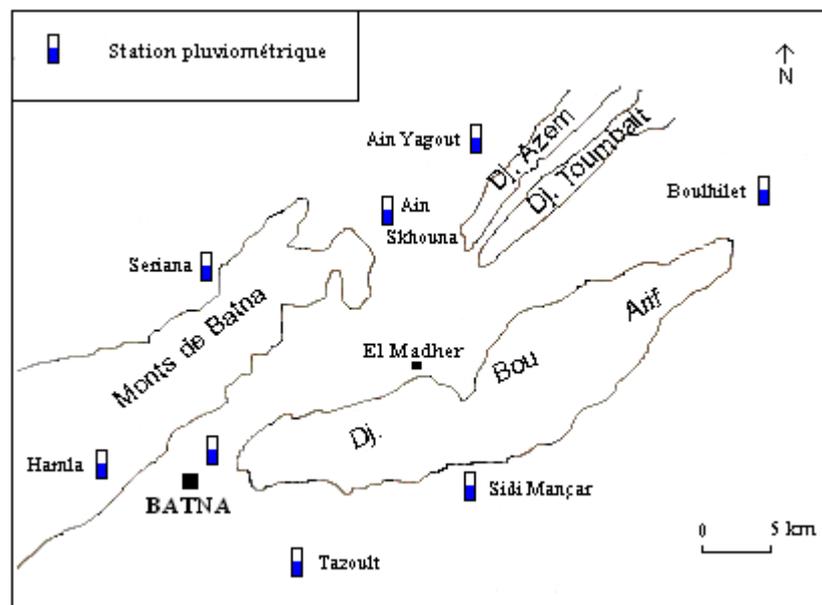


Figure 15 : Situation des postes pluviométriques

Caractéristiques des postes pluviométriques

Station de Hamla : L = 6°9' ; l = 35° 35' ; altitude = 1081 m

Station de Tazoult : L = 6°19' ; l = 35°33' ; altitude 1180 m

Station d'Ain Skhouna : L = 6°20' ; l = 35°42' ; altitude 877 m

Station de Boulhilet : L = 6°39' ; l = 35°43' ; altitude 859 m

Station de Batna : L = 6°10' ; l = 35°33' ; altitude = 1040 m

Station d'Ain Yagout : L = 6°25' ; l = 35°47' ; altitude = 912 m

Station de Seriana : L = 6°15' ; l = 35°41' ; altitude = 925 m

La première série est ancienne, pour laquelle nous disposons de données pluviométriques interannuelles sur la période 1971-1987 de quatre stations, Batna, Ain Yagout, Hamla et Seriana. La seconde série (1986-1995), est relativement plus intéressante mais concerne seulement les stations de Batna et Ain Yagout.

Le manque de données climatologiques homogènes et sur une longue période, a incité à utiliser deux séries de relevés pluviométriques, enregistrées à la station de Batna (en bordure sud du bassin) et à la station d'Ain Yagout (en bordure nord du bassin). Aussi, nous traiterons dans un premier temps les données des quatre stations, puis nous utiliserons l'ensemble des données pour constituer une série de référence de période 1971-1995 pour les stations de Batna et Ain Yagout.

En dépit du nombre très réduit des stations d'observations pluviométriques et de la qualité des données, il est possible de saisir la variabilité des précipitations et d'obtenir un résultat recevable sur la dynamique des eaux en saison pluvieuse et en saison évaporante.

a- Pluviométrie mensuelle et saisonnière (période 1971-1987)

L'analyse pluviométrique mensuelle et saisonnière est faite à partir des relevés observés à quatre stations au cours de la période 1971-1987.

– Pluviométrie mensuelle

Une première analyse pluviométrique mensuelle est effectuée sur la série 1971-1987 pour laquelle nous avons des données pluviométriques interannuelles de quatre stations (Tableau 10).

Les maximums mensuels se produisent au cours des mois de Mars, Avril et Mai. Ainsi, la saison pluvieuse a lieu au printemps au cours duquel on enregistre autour de 34 % des précipitations annuelles (Fig. 16).

Rapportées à la variation mensuelle de la température discutée précédemment, les précipitations ont augmenté au mois de Septembre et ont diminué entre les mois de Janvier à Mars, Mai à Juin et au mois d'Août.

Station	Altitude (m)	Précipitations mensuelles (mm)											
		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Batna	1040	23	29	36	30	39	29	43	27	39	23	7	17
A.Yagout	912	23	29	30	30	36	30	35	42	45	26	5	16
Hamla	1081	33	28	29	37	28	23	33	32	33	14	11	15
Seriana	925	32	34	35	38	42	34	38	49	53	20	8	15

Tableau 10 : Pluviométrie mensuelle sur la période 1971-1987

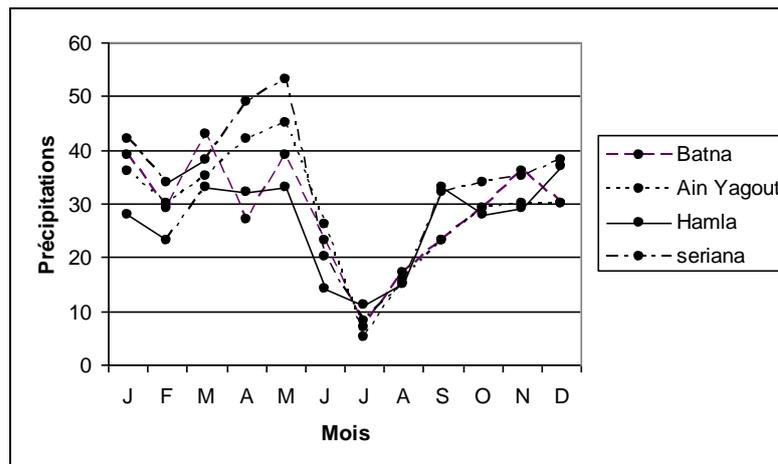


Figure 16 : Pluviométrie moyenne mensuelle sur la période 1971-1987

Il semble que l'influence des masses d'air méditerranéennes continentales agisse au mois de Septembre du fait d'une stagnation des masses d'air chaudes en zone méridionale. Par contre, au cours des autres mois habituellement plus arrosés les masses d'air sub-saharienne sont propulsées plus au Nord.

– Pluviométrie saisonnière

L'analyse de la pluviométrie saisonnière permettra de mieux saisir les variations pluviométriques, en raison des l'influences climatiques mixte (Tableau 11 et Fig. 17). Les pourcentages des précipitations saisonnières font constater de façon globale que la quantité d'eau précipitée ne varie pas entre l'automne ; l'hiver et le printemps ; alors qu'en été les précipitations diminuent considérablement pour atteindre le seuil de 12 % à 13 % des précipitations annuelles.

Station		Automne	Hiver	Printemps	Été	Précipitations annuelles (mm)
Batna	(mm)	88	98	109	47	342
	(%)	25,73	28,65	31,59	13,74	
A.Yagout	(mm)	105	86	101	38	330
	(%)	31,81	26,06	30,60	11,51	
Hamla	(mm)	90	88	98	40	316
	(%)	28,48	27,84	31,01	12,65	
Seriana	(mm)	101	114	140	43	398
	(%)	25,37	28,64	35,17	10,80	

Tableau 11 : Pluviométrie moyenne saisonnière sur la période 1971-1987

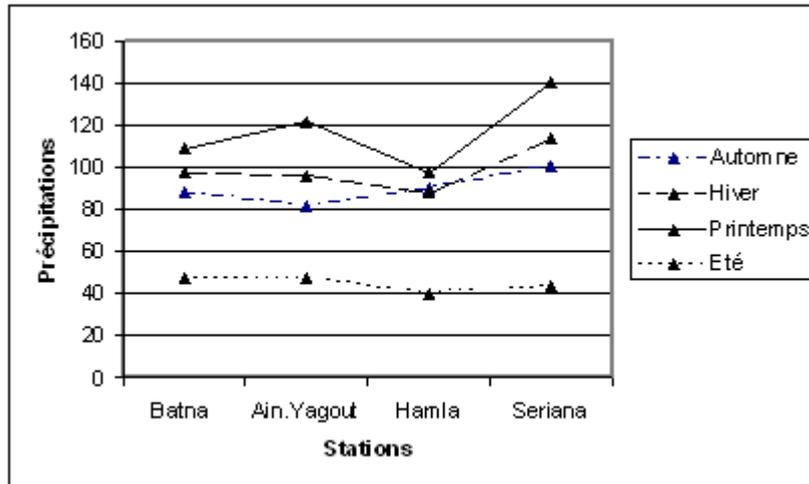


Figure 17 : Précipitations saisonnières interannuelles sur la période 1971-1987

Globalement, la sensible constance de la hauteur des précipitations entre les saisons d’automne, d’hiver et de printemps est très significative d’un climat chaud et sec, voire, semi-aride et peut être à tendance progressivement aride.

Le coefficient de variation autour de 0,40 exprime le déficit pluviométrique important en saison d’été, et du climat à caractère mixte, tellien et subsaharien. En effet, la moyenne saisonnière des précipitations montre une pluviométrie sensiblement décroissante du Sud (Batna) vers le Nord (Ain Yagout). Le coefficient de variation relativement un peu plus élevé dans le secteur d’Ain Yagout connote une irrégularité des pluies plus marquée (Tableau 12).

	Moyenne	Ecart type	Coefficient de variation
Batna	87,28	31,85	0,36
Ain Yagout	88,50	34,20	0,40

Tableau 12 : Ecart type et coefficient de variation des précipitations saisonnières (1971-1995)

b- Pluviométrie mensuelle et saisonnière de la série 1971-1995

Comme sur les quatre stations nous ne disposons que de données homogènes relevées à Batna et à Ain Yagout au cours de la période 1986-1995, nous avons été amené à procéder à l’étude pluviométrique de la période 1971-1995.

– Pluviométrie mensuelle

Bien que dans l'ensemble la pluviométrie moyenne mensuelle recueillie aux stations de Batna et Ain Yagout soient très voisine ; cependant, elle est répartie mensuellement différemment. En effet, on constate (Tableau 13) qu'au cours des mois de Janvier, Avril, Mai et Juin, la bordure nord du bassin est plus arrosée que la bordure sud du bassin ; l'inverse se produit essentiellement au mois de Septembre.

Station	Précipitations mensuelles (mm)											
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Batna	38	30	37	27	25	34	40	29	32	17	8	13
Ain Yagout	23	29	30	30	36	30	35	42	45	26	5	16

Tableau 13 : Pluviométrie moyenne mensuelle sur la période 1971-1995

Le graphique des précipitations moyennes mensuelles (Fig. 18), fait ressortir une opposition des précipitations au mois de Novembre et aux mois de Janvier, Février et Avril, entre la station de Batna en bordure sud du bassin et la station d'Ain Yagout en bordure nord du bassin.

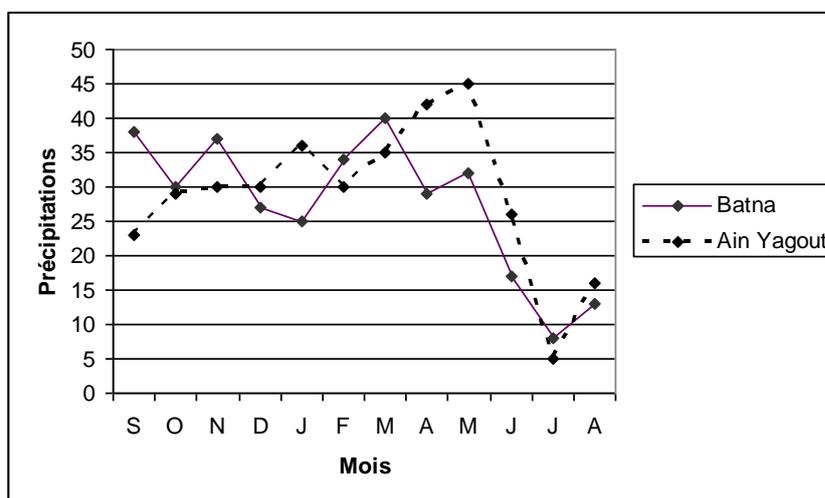


Figure 18 : Pluviométrie moyenne mensuelle sur la période 1971-1995

Ainsi, l'irrégularité pluviométrique qui apparaît clairement dans la série 1971-1995, interprète la relation entre la pluviosité et la température, due à la convergence des masses d'air septentrionales et méridionales.

– **Pluviométrie saisonnière**

La longue série des précipitations saisonnières fait ressortir la nette dominance des précipitations au printemps (Tableau 14 et Fig. 19).

Comparées aux précipitations d’automne et d’hiver, les pluies de printemps sont dans un rapport de 2/3.

Station		Automne	Hiver	Printemps	Eté	Précipitations annuelles
Batna	(mm)	95,4	87	123,7	45,2	306,1
	(%)	27,15	24,76	35,21	12,86	87,12
A.Yagout	(mm)	88,3	88,1	130,3	45,3	306,7
	(%)	25,08	25,02	37,01	12,86	87,13

Tableau 14 : Pluviométrie saisonnière et annuelle de la période 1971-1995
(A, automne ; H, Hiver ; P, Printemps)

Par ailleurs, outre la saison d’hiver et la saison très sèche d’été à étiage long, on notera quelques écarts de la pluviométrie en saisons d’automne et de printemps entre Batna et Ain Yagout (Fig. 19).

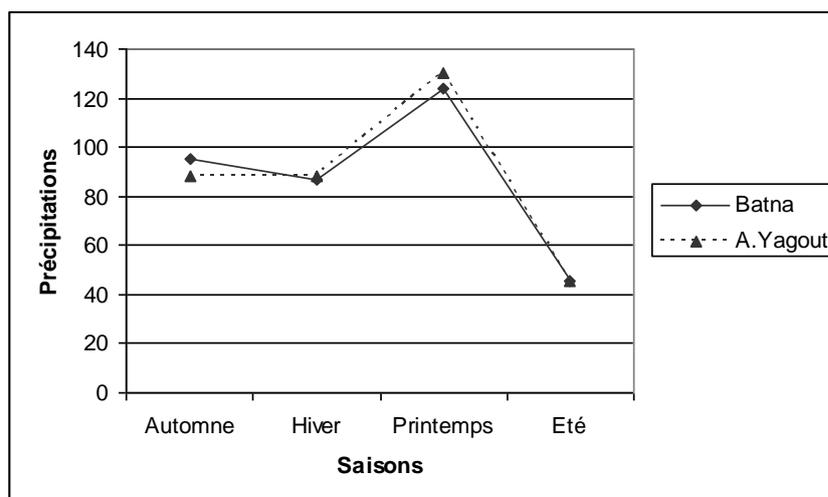


Figure 19 : Pluviométrie moyenne saisonnière sur la période 1971-1995

c- Précipitations moyennes annuelles

La lame d'eau précipitée sur le bassin est estimée à partir de la méthode des isohyètes. La série de données pluviométrique traitée est celle qui couvre la période 1971-1987 pour laquelle nous disposons de données homogènes.

– Pluvio-altimétrie

Dans une étude hydroclimatique de la région de Batna, à partir des paramètres précipitations annuelles rapportées à l'altitude, le B.N.E.D.E.R (1989) est parvenu à établir une corrélation qui lui a permis d'ajuster les écarts individuels de pluviométrie observés par rapport à la droite de régression linéaire pluvio-altimétrique (Tableau 15).

Stations	Altitude (m)	Précipitations moyennes (mm/an)	Nombre d'années d'enregistrement
Batna	1040	342	40
Tazoult	1180	393	12
Ain Yagout	912	347	44
Hamla	1081	316	35
Seriana	925	398	32
Sidi Mançar	1112	356	6
Boulhilet	859	252	16

Tableau 15 : Pluvio-altimétrie (B.N.E.D.E.R, 1989)

L'écart moyen entre les pluies observées et celles calculées avec la corrélation pluvio-altimétrique est de 15%. La corrélation à trois variables, a fourni les percentiles 5 et 8 % pour les altitudes comprises entre 900 et 1200 m ; soit, un gradient pluvio-altimétrique moyen de 21 mm pour 100 m d'altitude.

– Lame d'eau moyenne précipitée

Du fait du nombre très insuffisant de stations, il n'a pas été possible d'établir la carte en isohyète afin d'estimer la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin au cours de la période 1971-1995. Pour avoir un ordre de grandeur des précipitations par la méthode des isohyètes, nous avons utilisé les données pluviométriques de la période 1971-1987. La carte en isohyètes (Fig. 20) montre que la pluviométrie

moyenne annuelle, atteint 300 mm dans la plaine, et 700 mm sur les reliefs du Bassin.

La lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin est $\bar{P} = 343,60$ mm. Comme la moyenne arithmétique des précipitations est 333,83 mm/an, on retiendra au final les précipitations moyennes annuelles estimées à partir des deux méthodes, soit :

$$\bar{P} = 338,71 \text{ mm}$$

La corrélation avec la carte pluviométrique référentielle de la période 1913-1962 établie par Chaumont et Paquin (Fig. 25), révèle une diminution notable de la pluviométrie au cours de la période d'étude.

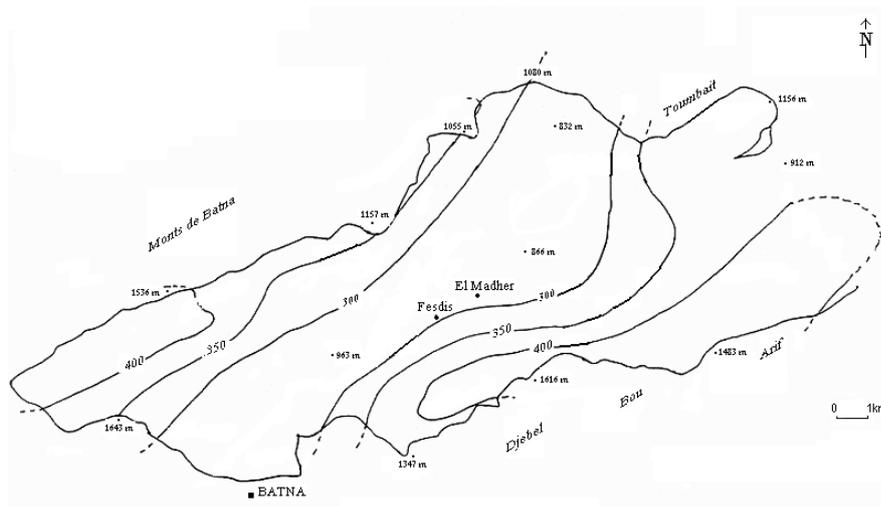


Figure 20 : Carte en isohyètes du bassin de la pluviométrie du bassin d'El Madher Période 1971-1987

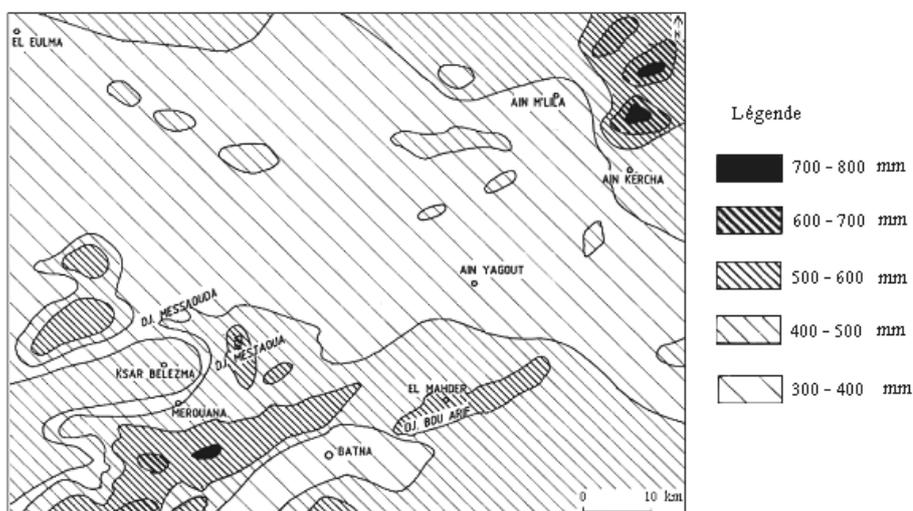


Figure 21 : Carte pluviométrique de la période 1913-1962 (Chaumont et Paquin, 1964)

La distribution des précipitations traduit à la fois l'exposition et le cloisonnement du relief, l'éloignement de la mer et aussi l'écran que constituent les chaînes les plus hautes de l'atlas tellien.

3.3.3- Indices climatiques

Les caractéristiques climatiques sont liées aux facteurs atmosphériques (températures, pluviométrie, hygrométrie, etc.), ces derniers conditionnant la reconstitution des réserves.

a- Indice d'aridité de De Martonne

De Martonne (1923) définit un indice d'aridité, A :

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

Où T est la température moyenne annuelle en °C, et P (mm) les précipitations moyennes annuelles.

Station de Batna 1971-1995:

$$I = 351,3 / (14,38 + 10)$$

$$I = 14,40$$

Station d'Ain Yagout 1971-1995:

$$I = 352 / (15,71 + 10);$$

$$I = 13,69$$

Selon la méthode De Martonne, les valeurs de « I » comprises entre 10 et 20, définissent un milieu semi-aride (Fig. 26), où les écoulements temporaires et la couverture herbacée sont liés à la répartition saisonnière des pluies.

Pour préciser les conditions climatiques de la semi-aridité estivale les plus élevées l'indice d'aridité mensuel est estimé à partir de la relation :

$$i = 12P / (T + 10)$$

Où 12P = produit des précipitations mensuelles pour rendre cet indice comparable à l'indice annuel (Tableau 16).

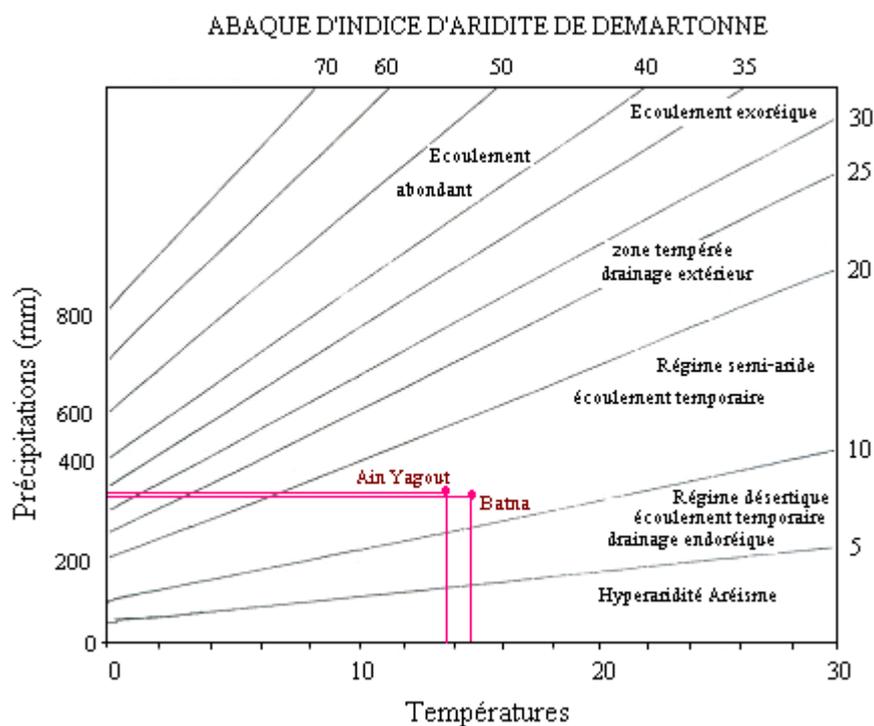


Figure 22 : Indice d'aridité de la région de Batna selon la méthode De Martonne

D'après la classification mensuelle de l'indice d'aridité De Martonne, le régime climatique de Batna comprend une saison tempérée du mois de Novembre au mois de Mars, une saison semi-aride aux mois de Septembre, Avril et Mai, une saison steppique aux mois Juin et Octobre, et une saison hyperaride pendant les mois de Juillet et d'Août.

Type de climat	Tempéré		semi-aride		steppique		désertique			hyperaride		
seuils de i	20 < i < 30		10 < i < 20		7,5 < i < 10		7,5 < i < 5			i < 5		
	N	D	J	F	M	S	Av	Mai	O	J	J	A
Précipitations	33,5	28,5	30,5	32	37,5	30,5	35,5	38,5	29,5	21,5	6,5	14,5
Températures	11,18	7,05	5,21	6,99	9,9	22,38	11,96	17,19	16,78	20,99	25,44	25,51
i	20,11	20,05	24,06	22,57	22,6	11,30	19,39	16,9	9,6	8,3	2,2	4,9
Saisons d'aridité	saison tempérée					saison semi-aride			saison steppique		saison hyperaride	

Tableau 16: Evolution mensuelle de l'aridité au cours de l'année (Période 1971-1995)

b- Climatogramme d'Emberger

Pour situer le climat de la région étudiée, on utilise le climatogramme d'Emberger qui définit les indices d'aridité par la relation suivante :

$$Q_r = \frac{P}{\left(\frac{M+m}{2}\right)(M-m)} \cdot 1000$$

Avec P = précipitations moyennes annuelles ; M = moyenne des minima du mois le plus froid en absolu en degré Kelvin ; m = moyenne des maxima du mois le plus chaud en absolu en degré Kelvin.

La méthode consiste à positionner sur le diagramme d'Emberger, en ordonnée le coefficient pluviométrique Q_r, en abscisse la moyenne des maxima en °C des mois les plus froids enregistrés à la station considérée.

Station de Batna (1971-1995) :

$$M = 33,80 + 273,5 \quad \text{d'où} \quad M = 307,3 \text{ °K}$$

$$m = 0,30 + 273,5 \quad \text{d'où} \quad m = 273,2 \text{ °K}$$

$$P = 351,3 \text{ mm} ; Q_r = 35,51$$

Station d'Ain Yagout (1971-1995) :

$$M = 34,56 + 273,5 \quad \text{d'où} \quad M = 308,06 \text{ °K}$$

$$m = 1,06 + 273,5 \quad \text{d'où} \quad m = 274,56 \text{ °K}$$

$$P = 352 \text{ mm} ; Q_r = 36,06$$

D'après le diagramme d'Emberger, climat de la région de Batna est à hiver frais (Fig. 27).

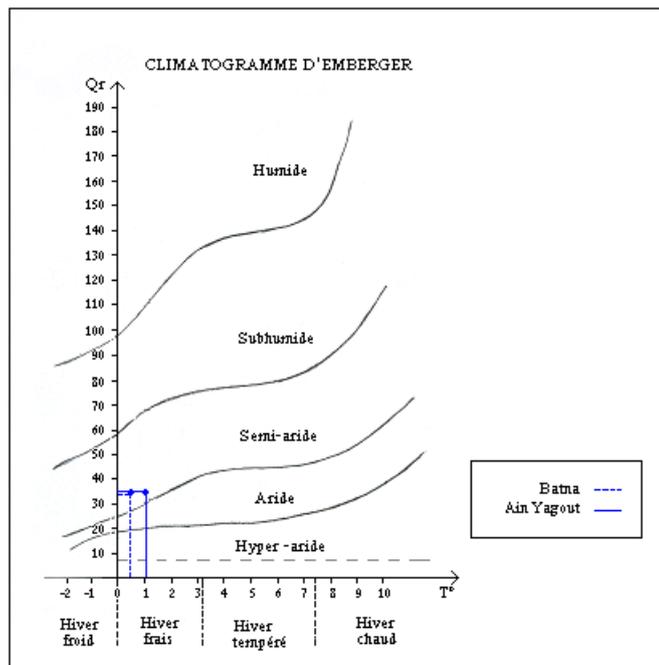


Figure 23: Domaine climatique de la zone d'El Madher

Les coordonnées Qr et Température, très proches de la limite du domaine aride laisse présumer d'une évolution climatique de semi-aride à aride.

c- Méthodes pluviothermique et ombrothermique

Les moyennes mensuelles des températures sous abri et celles de la pluviométrie, représentées sur les diagrammes Gausсен et Bagnouls, donnent un aperçu sur les périodes sèches et du déficit d'écoulement.

– Méthode Gausсен et Bagnouls

Pour ces auteurs, un mois sec est celui où la moyenne des précipitations est inférieure ou égale au double de la température ($P = 2T$).

Nous traiterons les données enregistrées à la station de Batna et à celle d'Ain Yagout, pour la période 1971-1995 (Tableaux 17 et 18; Figs. 28 et 29).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P (mm)	25	34	40	29	32	17	8	13	38	30	37	27
T (°C)	4,75	6,38	9,15	11,64	16,51	20,68	24,85	24,69	21,38	15,87	10,36	6,35

Tableau 17 : variations des précipitations et des températures Station de Batna (période 1971-1995)

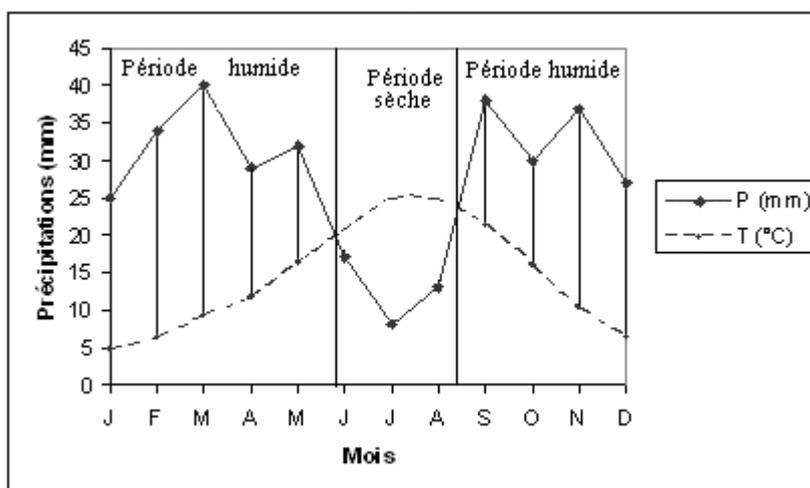


Figure 24 : Diagramme pluviométrique selon Gausсен et Bagnouls Station de Batna (Période 1971-1995)

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P (mm)	36	30	35	42	45	26	5	16	23	29	30	30
T (°C)	5,59	7,05	9,82	12,11	17,30	21,15	25,52	25,42	21,94	16,60	10,75	6,87

Tableau 18: variations des précipitations et des températures Station d'Ain Yagout (période 1971-1995)

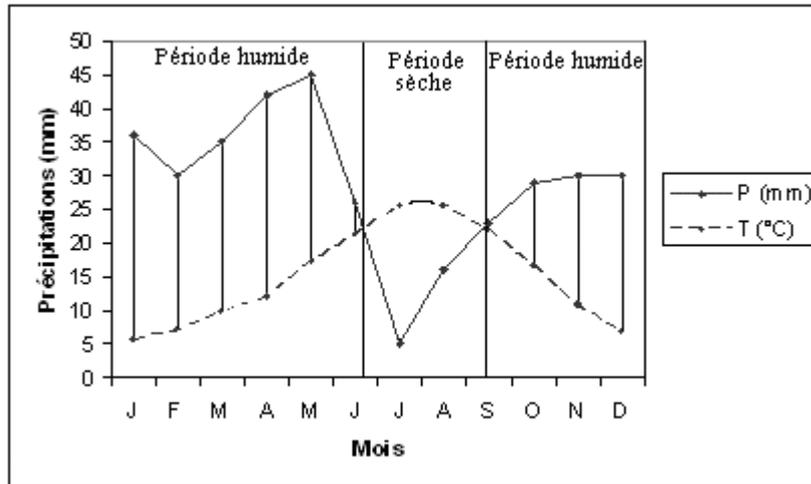


Figure 25 : Diagramme pluviométrique selon Gaussen et Bagnouls Station d'Ain Yagout (Période 1971-1995)

Les deux diagrammes montrent que dans la région de Batna, la période sèche s'étale du mois de Juin au mois de Septembre.

– Méthode d'Euverte

La méthode consiste en une estimation approximative de la reconstitution des réserves ou du déficit en eau dans le sol à partir de la relation précipitations-températures mensuelles.

Ainsi, pour un ou plusieurs cycles, lorsque les précipitations sont supérieures aux températures, il y a reconstitution des réserves ; à l'inverse, si les précipitations sont inférieures aux températures, il y a déficit en eau.

Cette méthode suppose une évolution exponentielle des deux paramètres du fait de la progression arithmétique des températures.

L'application de la méthode Euverte au bassin d'El Madher (Tableaux 19 et 20), permettra de dégager les influences climatiques saisonnières ainsi que la période de reconstitution des réserves en eau et celle du déficit en eau, dans le sol.

Les seuils de valeurs obtenues des précipitations rapportées aux températures définissent :

- une période très sèche, lorsque P/T est inférieur à 1 ;
- une période sèche lorsque $1 \leq P/T \leq 2$;
- et une période humide lorsque $P/T \geq 3$.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P (mm)	25	34	40	29	32	17	8	13	38	30	37	27
T (°C)	4,75	6,38	9,15	11,64	16,51	20,68	24,85	24,69	21,38	15,87	10,36	6,35
P/T	5,26	5,32	4,37	2,49	1,93	0,82	0,32	0,52	1,77	1,89	3,57	4,25

Tableau 19 : Précipitations rapportées aux températures
(Station de Batna, période 1971-1995)

Du mois de Mai au mois d'Octobre, les précipitations rapportées à la température diminuent de moitié en comparaison avec les mois de la période des hautes eaux. Ce résultat est significatif d'un régime climatique sec.

Les valeurs inférieures à l'unité du mois de Juin et du mois d'Août, marquent la saison d'été. La saison humide ou des hautes eaux se situe entre le mois de Novembre et le mois de Mars.

À la station d'Ain Yagout, du mois de Juin au mois d'Octobre, les précipitations rapportées à la température signifient un régime climatique sec.

Les valeurs inférieures à l'unité du mois de Juillet au mois d'Août, marquent la saison d'été.

La saison humide ou des hautes eaux se situe entre le mois de Décembre et le mois d'Avril.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P (mm)	36	30	35	42	45	26	5	16	23	29	30	30
T (°C)	5,59	7,05	9,82	12,11	17,30	21,15	25,52	25,42	21,94	16,60	10,75	6,87
P/T	6,44	4,25	3,56	3,46	2,60	1,23	0,19	0,63	1,05	1,74	2,79	4,36

Tableau 20 : Précipitations rapportées aux températures
(Station d'Ain Yagout, période 1971-1995)

Pour obtenir une estimation de la réserve ou du déficit en eau du bassin d'El Madher on prendra en considération la moyenne entre les deux stations (Tableau 21).

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
P/T	5,85	4,78	3,96	2,97	2,26	1,02	0,25	0,57	1,41	1,81	3,18	4,30

Tableau 21 : Régime climatique de la zone d'El Madher pour la période 1971-1995

La moyenne des précipitations rapportées aux températures laisse apparaître que la réserve en eau dans le sol se reconstitue entre le mois de Novembre et le mois de Mars. Le déficit en eau dans le sol dure du mois de Juin au mois d'Octobre. Les mois de Juillet et d'Août à température moyenne supérieure à 25°C constituent la période à pouvoir évaporant.

3.3.4- Déficit d'écoulement

L'évapotranspiration résulte de deux phénomènes, l'un physique qui est l'évaporation, et l'autre biologique qui est la transpiration. Le paysage végétal de la région de Batna, nuancé, est étroitement lié aux reliefs et à la répartition de la pluviométrie de type au vent et sous le vent très connu des Aurès. Les monts des Aurès sont recouverts de vastes forêts de type atlasique, constituées surtout de pins d'Alep et de genévriers rouges, de cyprès et d'eucalyptus. Ces forêts constituent environ 35 % de la végétation. Sur le bas des glacis limoneux, la steppe d'alfa domine et se partage avec les espaces cultivés. Sur les sols salés, autour des sebkhas, se sont développés des Salsolacées. Cet ensemble compose environ 65 % de la végétation. La végétation ne représente pas l'essentiel de l'évaporation de l'eau. Le pouvoir évaporant du climat très chaud en saison estivale affecte fondamentalement l'eau de sub-surface, et l'eau superficielle, tels que les cours d'eau et essentiellement les lacs. L'évaporation, au sens large, est un facteur influençant les réserves en eau et la qualité de la ressource souterraine.

a- Évapotranspiration potentielle (ETP)

L'ETP correspond à l'évapotranspiration d'une surface qui serait suffisamment approvisionnée en eau pour évaporer la quantité d'eau maximale permise par les conditions climatiques (Roche, 1963).

L'évapotranspiration du bassin d'El Madher est estimée selon les méthodes de Turc, Thornthwaite, et Blanney-Criddle corrigée par la formule de la F.A.O.

L'ETP mensuelle est évaluée à partir des postes pluviométriques de Batna et d'Ain Yagout pour la période 1971-1995.

– Formule de Turc

La formule de Turc, faisant intervenir globalement les paramètres, température moyenne et la moyenne de la radiation solaire, est théoriquement applicable à toutes les zones climatiques avec un bon seuil de fiabilité.

$$ETP = 0,40 \frac{T}{T+15} (I_g + 50)$$

T = moyenne mensuelle de la température ;

I_g = I_{ga} (0,18 + 0,62 h/H) où I_{ga} dépend de la latitude, du rayonnement global à la limite de l'atmosphère pour le mois considéré ;

h = durée moyenne d'insolation en heures/jour ;

H = durée astronomique du jour en heures (heures/jour) ; elle dépend de la latitude.

En raison de l'humidité relative en été, inférieure ou supérieure à 50%, l'ETP mensuel doit être affecté du facteur correctif K (Tableau 22):

Paramètres		Humidité relative en %					
Insolation effective	Vitesse du vent (m/s)	Faible ≤20%		Moyenne 20-50%		Élevée ≥ 50%	
		A	B	a	B	A	b
Élevée : 0,90	Faible 0 – 2	1,59	-2,02	1,45	-2,18	1,16	-1,96
	Modérée 2 – 5	1,77	-1,84	1,59	-2,11	1,25	-1,88
	Élevée 5 – 8	2,00	-1,86	1,73	-2,04	1,36	-2,00
Modérée : 0,70	Faible 0 – 2	1,45	-2,00	1,30	-2,07	1,05	-1,84
	Modérée 2 – 5	1,66	-1,98	1,45	-2,00	1,14	-1,84
	Élevée 5 – 8	2,05	-2,23	1,57	-1,98	1,21	-1,80
Faible : 0,45	Faible 0 – 2	1,25	-1,79	1,13	-1,71	0,89	-1,70
	Modérée 2 – 5	1,45	-1,91	1,23	-1,75	0,96	-1,66
	Élevée 5 – 8	1,61	-1,88	1,36	-1,82	1,02	-1,59

Tableau 22: Valeurs des coefficients a et b

$$K = 1 + \frac{50 - hr}{70} ; \text{ si } h \leq 50\% \text{ et } K = 1 ; \text{ si } h \geq 50\%$$

L'évapotranspiration est estimée à partir des données climatiques de la station de Batna et d'Ain Yagout (Tableaux 23 et 24).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
T°	4,75	6,38	9,15	11,64	16,51	20,68	24,85	24,69	21,38	15,87	10,36	6,35
Iga	429	553	714	854	947	979	957	873	745	591	452	389
h	5,68	6,07	6,82	7,82	8,82	10,43	11,3	10,4	8,77	7,26	6,35	5,61
H	10,04	10,84	11,98	13,1	14,08	14,56	14,3	13,5	12,42	11,29	10,30	9,77
Ig	228,7	291,6	360,8	472,0	540,2	613,3	641,0	574,0	462,1	340,8	255,2	207,3
ETP (mm)	27,45	39,5	59,4	90,5	121,8	157,5	174,0	156,0	117,3	75,7	44,8	29,1
Hr (%)	73,4	70,9	66,3	63,3	59,5	50,5	40,8	43,6	58,0	65,3	71,5	74,9
ETP climatique (mm)	27,45	39,50	59,40	90,50	121,80	157,50	197,0	170,0	117,30	75,70	44,80	29,10

Tableau 23 : ETP mensuelle et annuelle selon Turc (Station de Batna, 1971-1995)

L'évapotranspiration estimée à partir des données des deux postes pluviométriques interprète une saison sèche du mois de Mai au mois de Septembre, et particulièrement évaporante en période d'étiage, du mois de Juin au mois d'Août.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
T°	5,59	7,05	9,82	12,11	17,30	21,15	25,52	25,42	21,94	16,60	10,75	6,87
Iga	427	554	715	856	948	981	960	872	745	593	450	386
h	4,4	7,75	7,25	7,25	9,7	9,6	11,6	8,5	8,75	7,65	5,3	5,25
H	10,02	10,83	11,7	13,1	14,1	14,6	14,32	13,5	12,4	11,28	10,28	9,75
Ig	193,10	345,5	397,0	448,0	575,0	676,5	655,0	497,0	460,0	356,1	224,8	198,3
ETP (mm)	23,90	54,6	73,0	88,5	136,0	145,9	177,6	138,0	119,0	85,1	48,6	32,8
Hr (%)	78,30	69,3	58,0	65,0	60,0	49,0	44,0	46,0	54,0	58,0	63,6	75,3
ETP climatique (mm)	23,40	54,60	73,0	88,50	136,0	148,0	192,80	146,0	119,0	85,10	48,60	32,80

Tableau 24 : ETP mensuelle et annuelle selon Turc (Station d'Ain Yagout, 1971-1995)

Pour obtenir un ordre de grandeur de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin on prendra en considération la moyenne des ETP estimées pour les deux stations pluviométriques ; soit :

$$ETP = 1138,92 \text{ mm}$$

Cette quantité d'eau évaporée constitue environ le triple des précipitations moyennes (338,71 mm). Le rapport précipitation-évaporation très élevé probablement en raison de la température moyenne de la saison très évaporante, du couvert végétal, et des plans d'eau de surface.

– **Formule de Thornthwaite**

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

Dans cette expression : T = température moyenne de la période considérée ;

I = $\sum i$, est l'indice thermique annuel où, i, est l'indice thermique mensuel, $i = (t/5)^{1,514}$;

a = exposant climatique, calculé par la relation, $a = 0,0161 + 0,5 (Serra, 1954)$.

L'évapotranspiration corrigée étant : $ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a K$

K = coefficient de correction mensuelle saisonnière, est fonction de la latitude du bassin et de la durée moyenne d'ensoleillement du jour.

A la station de Batna, l'évapotranspiration estimée révèle une saison sèche du mois de Mai au mois de Septembre ; alors qu'à la station d'Ain Yagout, la période sèche s'étend du mois d'Avril au mois de Septembre (Tableaux 25 et 26).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ETP Annuelle 714,9 mm
T°	4,75	6,38	9,15	11,64	16,51	20,68	24,85	24,69	21,38	15,87	10,36	6,35	
ETP (mm)	10,7	14,5	26,6	41,5	72,5	109,0	134,5	138,0	96,5	65,4	24,7	12,2	
K	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84	
ETP*K (mm)	9,3	12,3	27,4	45,2	87,7	133,2	165,4	160,1	99,4	63,5	21,1	10,3	

Tableau 25 : ETP mensuelle et annuelle selon Thornthwaite (Station de Batna 1971-1995)

La saison à fort pouvoir évaporant correspond à l'été, du mois de Juin au mois d'Août. ETP moyen entre les deux stations = 782,5 mm

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ETP Annuelle 850,1 mm
T°	5,59	7,05	9,82	12,11	17,30	21,15	25,52	25,42	21,94	16,60	10,75	6,87	
ETP (mm)	10,5	12,4	32,3	60,6	72,0	113,3	127,6	130,1	93,6	65,1	29,2	9,1	
K	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84	
ETP*K (mm)	9,1	10,5	33,3	73,3	87,1	137,1	157,0	151,0	96,4	63,1	25,1	7,6	

Tableau 26 : ETP mensuelle et annuelle selon Thornthwaite (Station d'Ain Yagout 1971-1995)

b- Évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle joint à l'évaporation de surface, celle de l'eau de surface.

L'application des formules et méthodes, Turc, Thornthwaite, Wundt, Coutagne, utilisées à la quantification de l'ETR est assez aléatoire en zone aurésienne, du fait des fonctions climatiques tempérées.

Cependant, étant donnée la faible influence méditerranéenne en région batnéenne, nous emploierons les formules considérées, que nous corrèlerons avec ETP graphique de l'abaque Verdeil (1988) établie pour les zones à climat semi-aride en Algérie.

– Formule de Turc

$$ETR(mm) = \frac{P}{\sqrt{0,9 + (P/L)^2}}$$

$L = 300 + 25T + 0.05T^3$; P = précipitations annuelles (on prendra la lame d'eau précipitée, déduite de la carte en ishyètes) et T = température annuelle moyenne

L'équation de Turc s'applique à tous les climats ; elle est fonction des précipitations et des températures moyennes mensuelles.

$$P = 351,86 \text{ mm}, T = 15,04^\circ\text{C} \text{ et } L = 830,93.$$

$$\text{ETR} = 338,97 \text{ mm} ; \text{ soit, } 96,84 \% \text{ des précipitations}$$

– **Méthode Wundt et formule corrigée de Coutagne**

Le déficit d'écoulement (De) est déduit graphiquement à partir de l'abaque Wundt corrigé, pour un seuil de précipitations : $1/8 \lambda \leq P \leq 1/2 \lambda$ (Fig. 30).

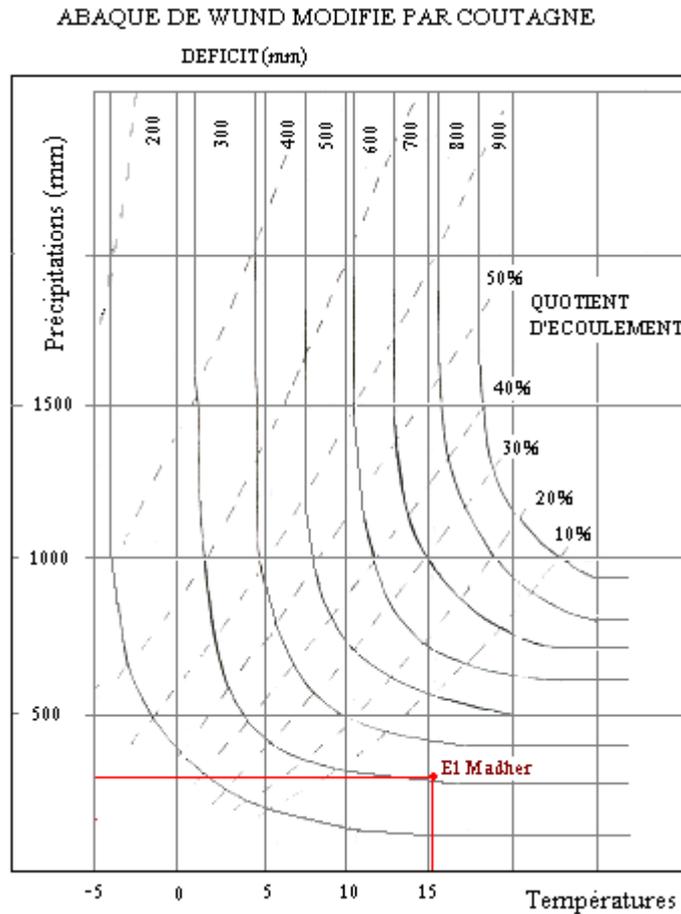


Figure 26: Déficit d'écoulement par la méthode Wundt modifiée par Coutagne

On obtient : $\lambda = 0,349$ et $D \approx 308 \text{ mm/an}$; soit, 90,93 % des précipitations.

– Méthode Verdeil

L'estimation graphique du déficit d'écoulement à partir de l'abaque Verdeil (Fig. 31) spécifique aux régions semi-aride est de l'ordre de 325 mm ; soit, 92,85 % des précipitations.

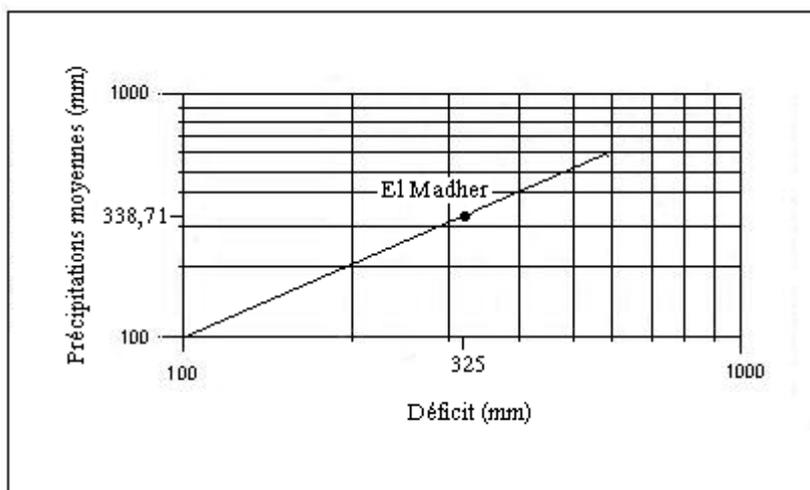


Figure 27: Déficit d'écoulement dans le bassin d'El Madher (D'après abaque Verdeil, 1988)

– Discussion

Selon Serra (1954), la formule de Thornthwaite est inégalement valable ; elle donne par rapport aux mesures effectuées par les lysimètres des résultats sous-estimés en zone aride et semi-aride, et des valeurs surestimées en zones tropicales humides ou équatoriales. De ce fait, la formule de Thornthwaite conviendrait seulement aux régions humides et subhumides de la zone tempérée.

L'estimation de l'ETR par la méthode Turc (338,97 mm) et celle de Wundt (308 mm), fournissent un déficit d'écoulement assez différent ; alors que l'abaque Verdeil conçu pour les régions semi-arides fournit une valeur intermédiaire du déficit d'écoulement (325 mm), mais relativement proche de celui déterminé par la formule turc.

Dans l'ensemble, l'évapotranspiration potentielle augmente globalement du simple au double au printemps et atteint au cours de la saison estivale une élévation de l'ordre du triple par rapport à la lame d'eau précipitée.

3.4- Bilan hydrique

D'un point de vue hydrologique, la morphologie, la nature et la structuration des terrains sont les vecteurs de la dynamique des eaux.

Le bassin d'El Madher à reliefs carbonatés fracturés et escarpés, comprend des affleurements essentiellement favorables à l'infiltration au détriment des écoulements superficiels peu organisés.

L'établissement du bilan de la répartition de la ressource renouvelable entre le milieu superficiel et le milieu souterrain (Tableau 34) requiert plusieurs méthodes.

3.4.1- Méthode Thornthwaite

Pour quantifier la réserve en eau dans le sol (RFU) conduisant à l'estimation du déficit agricole (Da) et de l'excédent (Wa), on utilisera la méthode empirique de Thornthwaite (Tableau 30 et Fig. 32).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Ann.
P (mm)	30,5	29,5	33,5	28,5	30,5	32	37,5	35,5	38,5	21,5	6,5	14,5	338,7
ETP (mm)	97,9	63,3	23,1	8,9	9,2	11,4	30,3	59,25	87,4	135,1	161,2	155,5	782,5
P-ETP (mm)	-67,4	-33,8	10,4	19,6	21,3	20,6	7,2	- 23,75	-48,9	- 113,6	- 154,7	-141	
ETR (mm)	30,5	29,5	23,1	8,9	9,2	11,4	30,3	35,5	38,5	21,5	6,5	14,5	
RFU (mm)	0	0	10,4	30	51,3	71,9	79,1	55,3	6,6	0	0	0	304,6
Da (mm)	67,4	33,8	0	0	0	0	0	0	42,3	113,5	154,7	141	552,7
Wa (mm)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tableau 34 : Estimation du déficit d'écoulement de la plaine d'El Madher par la méthode Thornthwaite (Période 1971-1995)

Le bilan par la méthode Thornthwaite permettant d'établir la réserve en eau a abouti à surplus d'eau nul ou déficitaire. Ce résultat est conforme aux faibles précipitations et au fort pouvoir évaporant du régime climatique de la région.

3.4.2- Estimation du volume d'eau ruisselé

Le volume d'eau ruisselé est estimé par la méthode Tixeront-Berkaloff et la méthode Maillet-Gauthier.

a- Formule de Tixeron-Berkaloff

La formule de Tixeron-Berkaloff permet de quantifier le ruissellement moyen annuel.

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

Pour $P = 338,71$ mm, $ETP = 782,5$ et $S = 209,5$ km²

On obtient $R = 0,25 \cdot 10^{-6}$ hm/an

Et un volume d'eau écoulé : $V = 52,37 \cdot 10^{-2}$ hm³/an

b- Formule Maillet-Gauthier

L'expression de Maillet-Gauthier à l'estimation de la lame d'eau ruisselée est de la forme :

$$L_e = 0,6 \bar{P} (1 - 10^{-0,36P^2}) 10^3$$

On obtient, $L = 0,15 \cdot 10^{-6}$ hm/an

$V = 31,42 \cdot 10^{-2}$ hm³/an

3.4.3- Estimation du volume d'eau infiltré

La méthode classique à l'estimation du volume d'eau infiltrée consiste en l'utilisation de la formule générale représentant le bilan hydrique ; soit :

$$Q_t = Q_w + Q_s$$

Où Q_t est le volume d'eau total écoulé, Q_w est le volume d'eau infiltré et Q_s est le volume d'eau ruisselé.

On prendra pour volume d'eau ruisselé la moyenne des deux valeurs ; soit :

$$Q_s = V_e \text{ moyen}$$

$$V_e = 41,89 \cdot 10^{-2} \text{ hm}^3/\text{an}$$

Selon la formule empirique globale :

$$Q_t = (P - ETR) S = 2,727 \cdot 10^2 \text{ hm}^3/\text{an}$$

$$Q_w = Q_t - Q_s :$$

$$Q_w = 272,28 \text{ hm}^3/\text{an}$$

3.4.4- Estimation de l'aire d'alimentation du bassin

L'aire d'alimentation du système hydrogéologique estimée à partir des paramètres hydroclimatiques permet de corroborer la délimitation du bassin superficiel à partir du cadre géologique.

La formule utilisée consiste au rapport du volume d'eau total écoulé avec les précipitations auxquelles on soustrait le déficit d'écoulement réel.

$$S = \frac{Ve}{P - D}$$

Dans cette équation Ve est le volume total écoulé dans le bassin.

$$S = \frac{272,7 \text{ hm}^3}{0,01310^{-2} \text{ hm}}$$

$$S = 209,77 \text{ km}^2$$

La valeur de l'aire d'alimentation du bassin superficiel, est bien corrélée avec l'aire planimétrée du bassin hydrogéologique délimité cartographiquement.

3.5- Conclusion

La corrélation avec la série de référence Chaumont et Paquin montre que dans cette zone à climat méditerranéen continental, les précipitations sont marquées par des fortes irrégularités interannuelles et à l'échelle des périodes. Certaines périodes sont plus pluvieuses que d'autres. Ces variations notables sont dues à la convergence des masses d'air méditerranéennes avec les vents dominants secs et chauds ascendants du Sud-Ouest, provenant de la zone à climat sub-désertique. Afin d'obtenir une meilleure appréciation de la nuance climatique de cette région, il est préférable de prendre en considération une série d'étude beaucoup plus longue que celle prise en compte dans cette étude.

CHAPITRE IV :

LES SYSTEMES AQUIFERES DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE

CHAPITRE IV : LES SYSTEMES AQUIFERES DU BASSIN HYDROGEOLOGIQUE

4.1- Introduction

Le bassin hydrogéologique d'El Madher contient un système multicouche composé de la nappe des sédiments néogène-quaternaires, et des aquifères karstiques des carbonates mésozoïques fissurés et karstifiés.

L'aquifère profond est rechargé par les massifs sans exutoires et les terrains néogènes fissurés ; il met à jour au Nord-ouest d'El Madher des sources thermales avec des températures autour de 40°C. Le karst classique présente plusieurs exutoires avec des températures fraîches.

La nappe est alimentée par les précipitations efficaces et l'infiltration latérale.

L'étude hydrogéologique du système aquifères du bassin hydrogéologique s'intéresse à la nappe mio-plio-quaternaire.

4.2- Description du bassin hydrogéologique

Le bassin est bordé par les monts Azem et Toumbait au NE, par les monts de Batna au SW, et par les massifs du Bou Arif dans sa partie sud (Fig. 32).

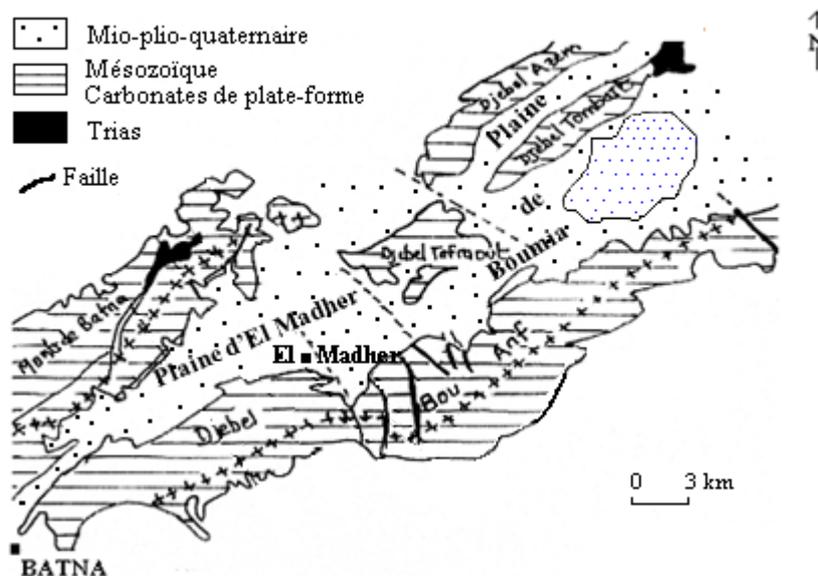


Figure 28 : Bassin hydrogéologique d'El Madher.
Carte géologique simplifiée. D'après carte 1/500.000 (Vila, 1978)

La couverture mio-plio-quadernaire du vaste synclinal effondré El Madher a été alimenté en débris par les différentes phases d'érosion succédées depuis le Pliocène supérieur (autour du Villafranchien). Le contenu lithologique, l'épaisseur et la disposition des sédiments de couverture mio-plio-quadernaire, sont obtenus grâce aux sondages et à la prospection géophysique électrique.

4.2.1- Délimitation géographique

La structuration des formations est d'une grande importance car elle constitue l'une des modalités de recharge des aquifères contenus dans les matrices de lithologie différente.

- Le Djebel Bou Arif

Dans la partie ouest, en amont du bassin (localité de Fesdis), les marnes cénomaniennes en affleurement à l'extrémité du synclinal semblent créer un écran à l'infiltration des exutoires des massifs du Djebel Bou Arif dans la nappe superficielle. Cependant, le vaste réseau de fracturation qui affecte toutes les formations, notamment les accidents de direction NW-SE, ont un rôle hydraulique certain. Cette fracturation restreint par conséquent l'étanchéité des marnes à ce niveau.

Plus au nord de cette bordure ou limite, les calcaires aptiens très fracturés sous-jacents aux calcaires et marnes turoniens en contact avec l'aquifère semblent contribuer à l'alimentation des nappes. En effet, la décharge des massifs émerge le plus souvent à la faveur des contacts mécaniques, tels que les accidents longitudinaux et les accidents transversaux. Par exemple, Ain Kerma, à 1,5 km au Sud-est d'El Madher, constitue un exutoire du Djebel Bou Arif à la faveur d'un accident longitudinal SW-NE. Egalement les sources captées mises à jours par les accidents transversaux SE-NW à la structure du Bou Arif ; ou encore Ain Djenndli qui émerge à la faveur des structures bordières du flanc nord de l'anticlinal du Bou Arif. D'autres nombreuses sources émergent à la faveur des fractures des calcaires aptiens.

Les exemples cités illustrent l'importance, d'une part, de la participation des aquifères karstiques ou de l'aquifère fissural (grés), dont l'apport à la nappe s'effectue par un écoulement en intéro-flux dans les vastes glacis polygéniques nappant les reliefs, et d'autre part, du rôle de la fracturation dans les conditions aux limites du système aquifère mio-plio-quaternaire.

- **Les monts de Batna**

L'imposante chaîne des massifs jurassico-crétacés formant les monts de Batna, constituent structurellement les limites ouest du bassin hydrogéologique. Dans ce secteur, les marnes miocènes relayant celles du substratum cénomanien dans cette partie de la plaine défavorisent les apports de la zone superficielle aux aquifères sous-jacents du système tertiaire.

- **Djebel Tafraout**

Ce massif en situation tectonique bien particulière affecte la continuité du recouvrement mio-plio-quaternaire. Cette limite partielle de l'aquifère est marquée par le contact avec les grès néocomiens, affectés également par une fracturation de direction SE-NW.

- **Djebel Toumbait**

À l'extrémité nord-est du bassin, l'aquifère est limité à la pointe nord du Djebel Toumbait, au contact des marnes gypseuses du Trias diapirique.

- **Aire réceptrice du bassin**

À l'amont ouest de la plaine, le bassin se resserre pour ne laisser subsister qu'un seuil alluvionnaire où coule l'Oued El Gourzi, qui draine vers le bassin d'El Madher les écoulements collectés dans le bassin versant de Batna. Les marnes marquant les contacts avec l'aquifère sont également interrompues aux débouchés des différents cours d'eau secondaires. Le sous-écoulement dans ces oueds et ceux d'une partie des eaux de ruissellement collectées à leurs niveaux, constituent un mode d'alimentation non négligeable en période pluvieuse. Quant aux sorties, elles sont

également regroupées en aval ouest du bassin, au niveau d'un seuil alluvionnaire enserré entre la Koudiat Tfouda et le Djebel Taфраout, où s'écoule Oued El Madher.

À l'amont Est de la plaine, le bassin s'élargit au niveau de la dépression profonde. À ce niveau, l'Oued Fedhala draine son effluent l'Oued Chemora dans le bassin d'El Madher, au niveau d'un seuil alluvionnaire claustré entre la terminaison de l'anticlinal du Bou Arif et le massif Merz le long de l'accident NE-SW. L'Oued Chemora débouche dans sebkhet Djenndli à l'aval de la plaine.

4.2.2- Les conditions hydrogéologiques des aquifères

a- Apports de la prospection géophysique dans le secteur d'El Madher

Quelques sondages électriques ont été réalisés dans les trois secteurs du bassin (CGG, 1969 ; D.H.W, 1971), atteignant des profondeurs variables, entre 70 m et plus de 700m (Fig. 33). Les terrains traversés atteignent les formations du Crétacé inférieur.

La carte de résistivités des différentes formations traversées jusqu'au substratum marneux cénomanien (environ 800 m de profondeur), a révélé certains éléments d'ordre structural. Elle a précisé les accidents de direction NW-SE entre Le Djebel Bou Arif et Koudiat Tfouda, ainsi que l'accident bordier aux massifs Toumbait et Azem ; à la faveur de ces des accidents s'élève le massif Taфраout.

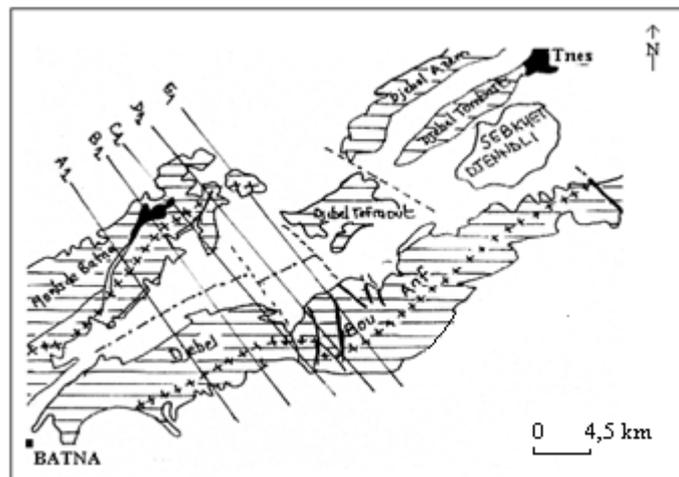


Figure 29 : Situation des profils électriques (C.G.G, 1969, D.H.W, 1971)

La forme des courbes isohypse dans la partie nord-est du bassin connote les accidents de direction NE-SW bordiers aux massifs Toumbait et Azem ; ce fossé tectonique comportant sebkhet Djennkli est un indice du processus de formation des sebkhas dans la région (Fig. 34).

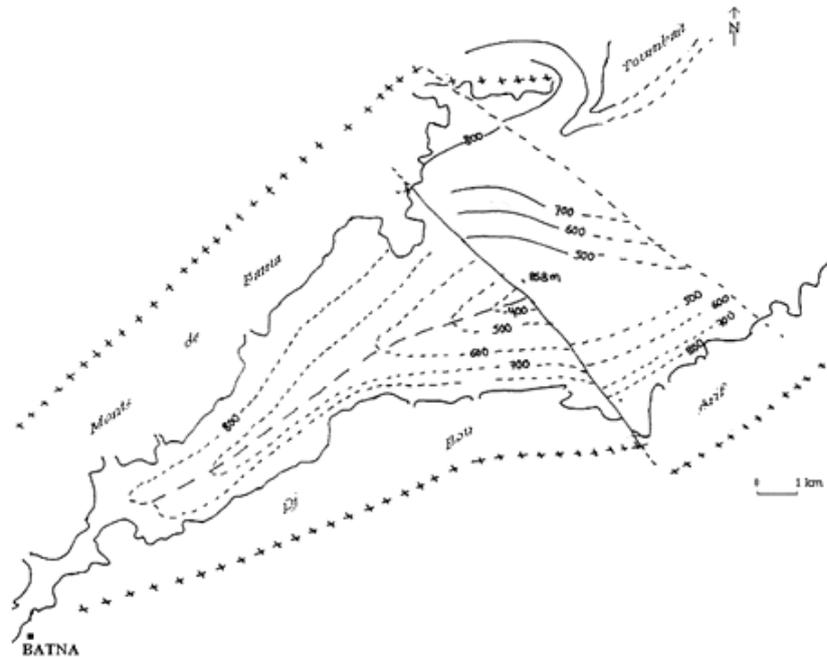


Figure 30: Carte en courbes isohypses et géologique du bassin (D.H.W, 1971)

– Le profil géo-électrique A1 (Fig. 35), montre l’approfondissement du bassin synclinal au centre de la plaine. Les affleurements des marnes miocènes sur le flanc sud des monts de Batna d’une part, et d’autre part, le prolongement des marnes cénomaniennes affleurant sur le flanc nord du Djebel Bou Arif, permettent de supposer que le substratum imperméable est constitué de marnes du Burdigalien-langhien et du Céno-manien supérieur (DHW, 1971 ; Menani, 1991).

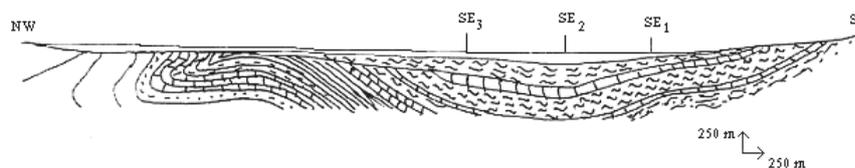


Figure 31 : Coupe interprétative A1 (D.H.W, 1971 ; Menani, 1991)

Sur le flanc nord-ouest du Djebel Bou Arif, se superposent des formations à composition calcaires marneux du Céno-manien supérieur, des marnes et calcaires

du Tortonien, et des calcaires et des grès du Miocène (DHW, 1971 ; Menani, 1991). Ces couches ne se prolongeant pas sous le recouvrement de la plaine mais réapparaissant sur le flanc sud des monts de Batna induisent la présence de failles de grande amplitude.

– La coupe interprétative du profil électrique B1 montre sous les recouvrements le biseautage des formations résistantes du Cénomanien supérieur et du Miocène sur le flanc nord du Djebel Bou Arif (Fig. 36).

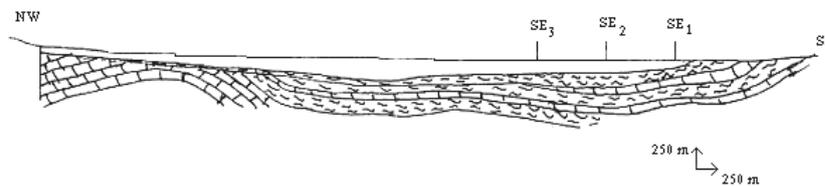


Figure 32: Coupe interprétative B1 (D.H.W, 1971 ; Menani, 1991)

– Le profil C1 précise le biseautage des couches et l’approfondissement des formations ou une subsidence (Fig. 37).

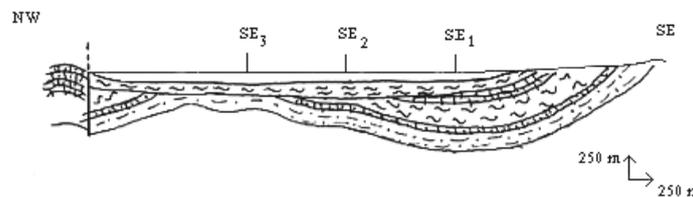


Figure 33: Coupe interprétative C1 (D.H.W, 1971 ; Menani, 1991)

La variation lithologique révélée entre les profils B1 et C1, marque la présence d’un accident qui s’inscrit dans le même style que le décrochement dextre d’El Madher.

– Le profil électrique D1 (Fig. 38) a révélé que les calcaires marneux du Cénomanien supérieur biseautent du flanc nord du Djebel Bou Arif vers la plaine. Ainsi, au centre de la plaine, les argiles miocènes et les marnes cénomaniennes sont mises en contact par discordances, pour constituer un même ensemble imperméable limitant l’aquifère mio-plio-quadernaire.

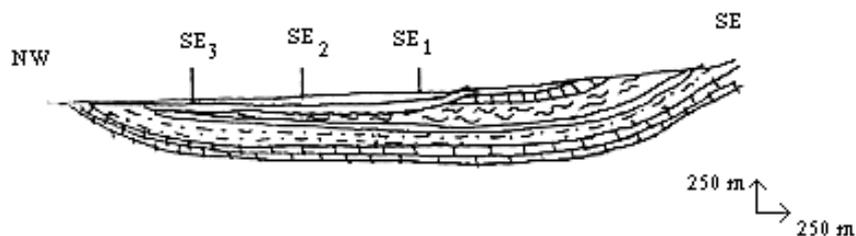


Figure 34: Coupe interprétative D1 (D.H.W, 1971 ; Menani, 1991)

Les calcaires et calcaires marneux du Cénomaniens ainsi que les grès du Miocène, biseautent vers le Nord-ouest de la plaine.

– Dans la partie nord-ouest du bassin, la puissance des sédiments tertiaires considérablement réduite est révélée par le profil E1. Dans cette partie du bassin, à proximité de Koudiat Tfouda, les calcaires annexés à l’Aptien ont été localisés à environ 70 m en profondeur (Fig. 39).

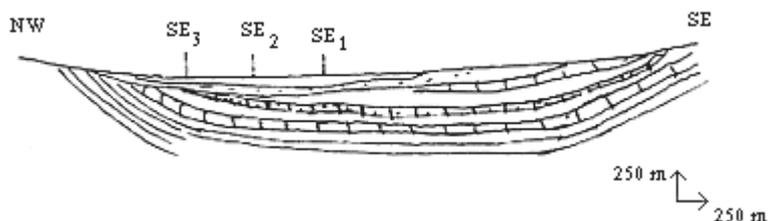


Figure 35 : Coupe interprétative E1 (D.H.W, 1971 ; Menani, 1991)

b- Apports de la prospection géophysique dans le secteur Boulhilet-Chemora

La plaine de Boulhilet-Chemora, à l’Est est encadrée au Nord- ouest par le Djebel Mahrsel surplombant Garaet Ank El Djemel, et au Sud par le chaînon des massifs Merz, Sidi Khiar et Fedjoudj. Cet ensemble de massifs a été structuré en anticlinaux. La sédimentation tertiaire est essentiellement argileuse et marneuse à importante proportion en gypse. Les sédiments argilo-marneux contiennent des niveaux de graviers, de sable, et des poudingues.

La prospection géophysique atteignant de faibles profondeurs dans la plaine de Boulhilet (C.G.G, 1969, D.H.W, 1971), a révélé une épaisseur du recouvrement atteignant 600m au centre de la plaine, et des déperditions de Garaet Ank Djemel dans les dépôts alluvionnaires.

4.3- Les systèmes hydrogéologiques

Les dépôts néogènes composés, de conglomérats, de sables, de marnes et d'argiles disposés plus ou moins en chenaux, confèrent à ces formations une perméabilité suffisante pour permettre l'infiltration et l'écoulement d'eaux souterraines.

Il est clair que la série carbonatée mésozoïque constitue un système aquifère majeur. La fracturation des carbonates surélevés a favorisé l'infiltration d'eaux météoriques et, par voie de conséquence, le développement de phénomènes karstiques. Les structures en horsts, notamment au Djebel Bou Arif et des monts de Batna, présentent une morphologie superficielle typique des karsts gravifiques (lapiaz, dolines...). Les structures en grabens très karstifiés à la base, sont le siège d'une circulation d'eaux thermales souterraines.

– Les aquifères des sédiments mio-plio-quadernaires

Les coupes lithologiques du recouvrement révélées par les sondages électriques montrent un ensemble de sédiments détritiques composé de sable, graviers, galets et argiles, augmentant progressivement de la bordure du bassin vers la partie nord-est de la plaine où elle atteint environ 800 m (Fig. 40). La formation marneuse d'épaisseur et d'étendue notable constitue le substratum des aquifères du recouvrement.

Ainsi, le Mio-plio-quadernaire est constitué de deux ensembles aquifères ; l'un, à dominante argilo-sableuse contient une nappe semi-captive, et l'autre, à la base du recouvrement (environ 300m de profondeur), à dominance sableuse et éléments grossiers (graviers, galets), contient une nappe captive. Cet aquifère est localisé dans la grande dépression située au Nord-est de la plaine (D.H.W, 1971 ; Menani, 1991 ; Meguellati, 2005).

La nappe semi-captive miocène semble, ainsi, en relation plus ou moins aisée avec la nappe superficielle.



Figure 36 : Coupes lithologiques du recouvrement d'après les sondages, profil SW-NE (D.H.W, 1971 ; Menani 1991)

– Les aquifères des carbonates fracturés et fissurés

Les formations carbonatées forment des domaines aquifères aux potentialités variables en fonction de la fracturation et de la karstification de la roche. L'aquifère profond est rechargé par les massifs sans exutoires et les terrains néogènes fissurés. Il met à jour au Nord-ouest d'El Madher des sources chaudes avec une température entre 30 et 40°C. L'émergence des eaux souterraines aux différentes sources est assez clairement déterminée par les caractéristiques géologiques de la couverture.

Les sources froides sont les exutoires des aquifères karstiques du Crétacé supérieur. Ces sources, particulièrement nombreuses au pied des massifs, contribuent à l'alimentation des réseaux hydrographiques.

4.4- Hydrodynamique de la nappe superficielle

Les campagnes de relevés piézométriques au cours du cycle 1986-1987 permettront de saisir l'organisation générale de l'écoulement souterrain. Une corrélation avec les résultats des travaux effectués sur le bassin (Menani 1991 ; Meguellati, 2005), permettra de corroborer la carte piézométrique obtenue en saison de hautes eaux au cours du cycle 1986-1987.

4.4.1- Variabilité spatio-temporelle de la charge hydraulique

Une campagne de mesure au niveau de 54 puits répartis autour des agglomérations dans le secteur d'El Madher, a été menée à la fin du mois de Février 1987 (Fig. 41). Le nombre restreint de points de mesure à l'échelle du bassin, rend la construction des isopièzes peu précise et une interprétation ébauchée quand à la charge hydraulique et la bathymétrie pour cette saison.

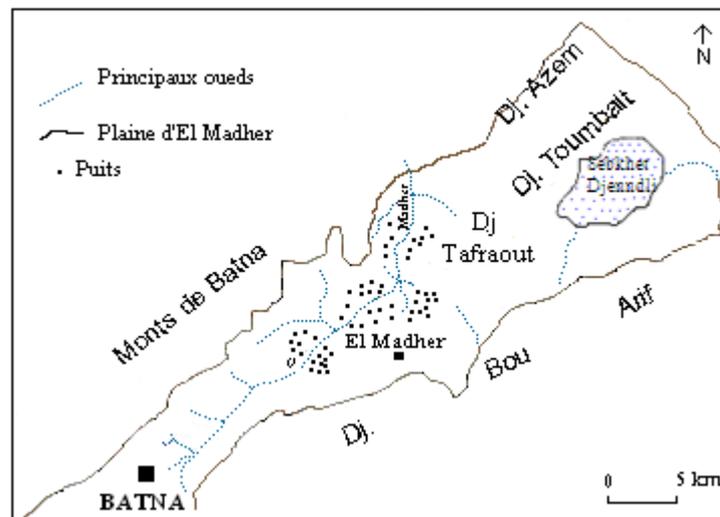


Figure 37 : Points de mesure piézométrique

La carte piézométrique de la plaine d'El Madher montre un axe d'écoulement principal de direction SW-NE, celui-ci concordant avec l'écoulement de l'oued El Madher en amont semble indiquer le drainage de la nappe par l'oued dans son cours (Fig. 42).

Le resserrement des courbes isopièzes vers le Nord révèle que l'écoulement est non uniforme et que le débit de la nappe décroît. Le gradient hydraulique (entre 2.6 % et 3%) estimé dans le secteur d'El Madher, traduit une bonne perméabilité.

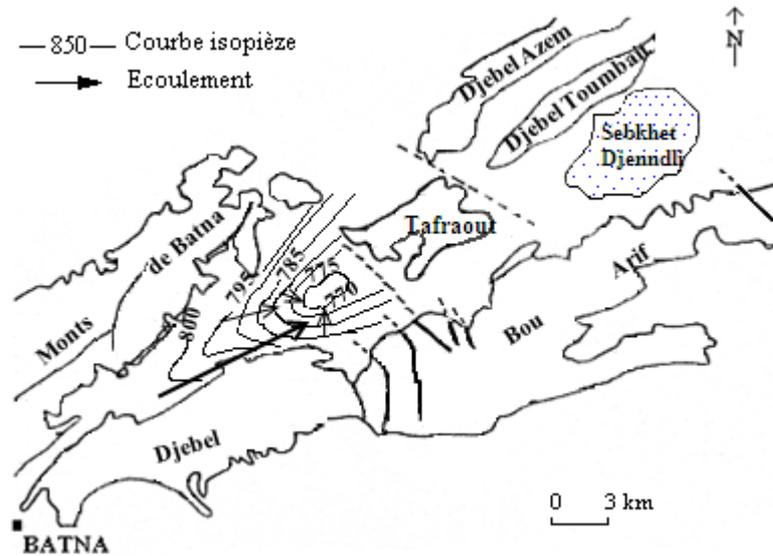


Figure 38 : Ecoulements de l'aquifère superficiel dans la plaine d'El Madher

Les fluctuations saisonnières du niveau piézométrique de l'aquifère superficiel dans le secteur d'El Madher et celui de Boumia étudiées dans des études plus ou moins récents (Menani, 1991 ; Meguellati, 2005), apporteront un complément à la présente étude.

Dans la plaine de Boumia (Fig. 43), les fluctuations du niveau piézométrique des piémonts carbonatés vers le centre de la plaine, 0,1 à 2,8 m au mois de Mars, et 0,6 à 2 m au mois de Juin, d'une part, et d'autre part, la variation du gradient hydraulique entre 1,6 et 2,6 %, induisent une perméabilité décroissante vers le centre de la plaine (Meguellati, 2005). Ces observations rejoignent celles révélées pour la surface libre de la nappe dans la partie ouest du bassin.

Les campagnes de mesures piézométriques dans le secteur d'El Madher ont été effectuées en Août 1989 et Mai 1990 (Menani, 1991). Cet auteur a relevé une diminution progressive du niveau statique vers l'Est au pied de l'anticlinal du Bou Arif, où elle atteint 0,3 à 0,4 m. La hauteur de fluctuation saisonnière 0,3 à 1,5 m (Août et mai), rendrait compte de la bonne perméabilité des terrains de sub-surface

et de leurs relations hydrauliques avec les aquifères karstiques qui confèrent un pouvoir régulateur à la nappe.

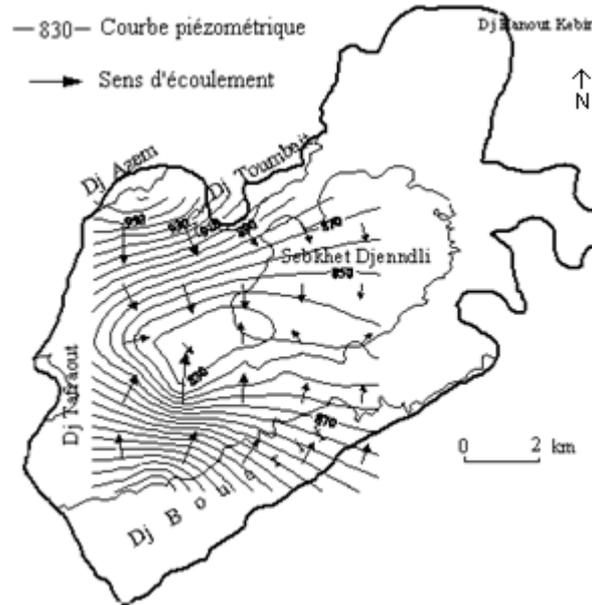


Figure 39 : Carte piézométrique de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de la plaine de Boumia (D'après Meguellati, 2005)

La comparaison de la piézométrie de la nappe au niveau des deux plaines révèle une similitude dans la forme des isopièzes (Fig. 44).

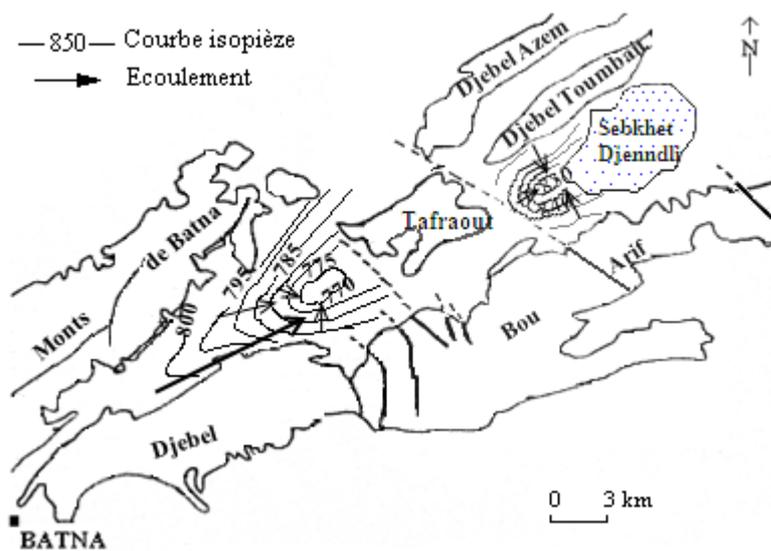


Figure 40 : Schématisation des écoulements de l'aquifère superficiel global (Approche synthétique de la piézométrie)

La distribution des isopièzes est fortement influencée par l'exploitation de l'aquifère karstique pour l'alimentation en eau potable. Les prises d'eau ont ainsi induit progressivement la formation de dépressions.

Il est à noter que les hauteurs piézométriques mesurées sur une même verticale étant plus fortes pour la plaine d'El Madher que pour celle de Boumia.

4.4.2- Paramètres hydrodynamiques du réservoir Plio-quaternaire

Plusieurs ouvrages ont été exécutés en vue de l'exploitation des aquifères karstiques et de l'aquifère bicouche des terrains de couverture. Deux d'entre eux se situent près des failles bordières du Djebel Taфраout, les trois autres ont été implantés à l'Ouest et au Nord d'El Madher. Les pompages d'essais, menés dans les puits privés visaient à améliorer la gestion d'exploitation de l'aquifère superficiel du fait du problème de contamination de la nappe.

Parmi les données fournies lors des essais de pompage des ouvrages (D. H.W, 1970 et 1980), nous exposons ici les paramètres hydrodynamiques qui intéressent le réservoir de l'aquifère superficiel de la plaine d'El Madher (Fig. 45). Au cours des pompages d'essais, l'évolution du rabattement vers une stabilisation rapide caractériserait une bonne transmissivité des matériaux. Cette hypothèse est prouvée par la transmissivité, entre $3,47.10^{-3}$ et $3,22.10^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$, et le coefficient d'emmagasinement autour de $0,6 \cdot 10^{-4}$ (Menani, 1991).

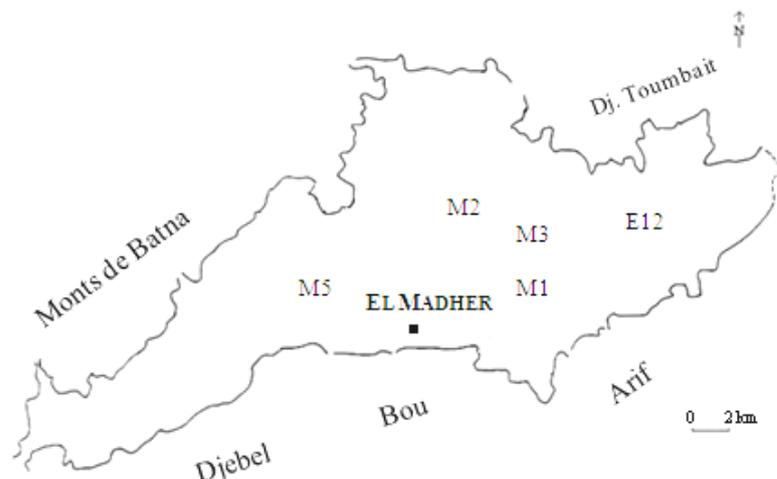


Figure 41 : Localisation des forages et sondages

Par ailleurs, les travaux récents sur la plaine de Boumia (Meguellati, 2005) ont révélé que l'exploitation de l'aquifère des carbonates cénomanien du Djebel Taфраout (144 m de profondeur et à débit 25 l/s), a eu pour incidence un assèchement de certains puits. Cet état de fait suggère une relation hydraulique entre l'aquifère karstique et la zone saturée des alluvions.

4.3- Conclusion

Dans la plaine d'El Madher, les reconnaissances par les études géophysiques effectuées montrent l'évolution en biseau vers le nord-ouest des formations gréseuses miocènes et celle des marno-calcaires cénomaniens.

En contexte hydrogéologique, les sédiments de couverture mio-plio-quadernaire abritent un système aquifère bicouche ; ils composent un système aquifère multicouche avec les aquifères karstiques des monts septentrionaux de Batna, du Djebel Bou Arif, et des massifs Toubait et Taфраout. Ces réservoirs carbonatés sont complexes et difficiles à délimiter du fait des ennoyages longitudinaux et par manque de données des sorties des aquifères. L'aquifère profond des calcaires et des calcaires dolomitiques jurassico-crétacés qui duquel très peu de sources émerge au travers de la couverture dans la partie NW du bassin déchargerait une part de ses eaux dans l'aquifère.

La recharge de la nappe superficielle s'effectue par les eaux d'infiltration de la plaine et à travers les nombreux exutoires des aquifères karstiques, prouvé par la piézométrie de la nappe aussi bien dans la plaine d'El Madher que dans celle de Boumia. En particulier la zone très fracturée du massif Taфраout est vraisemblablement le siège d'échanges entre l'aquifère karstique et la nappe superficielle. En effet, la comparaison de la piézométrie des deux nappes révèle une forte similitude dans la forme des isopièzes.

TROISIEME PARTIE

APPROCHE FONCTIONNELLE DU SYSTEME HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN D'EL MADHER

CHAPITRE V :

HYDROGEOCHIMIE ET ENVIRONNEMENT

CHAPITRE V : HYDROGEOCHIMIE ET ENVIRONNEMENT

5.1- Introduction

Aux chapitres précédents, il est apparu que les aquifères du bassin hydrogéologique global fonctionnent en système et déversent, particulièrement en période de hautes eaux, directement ou de manière différée une part de leur ressource dans sebkhet Djenndli.

Pour corroborer les conclusions auxquelles nous sommes parvenues précédemment, nous procédons à la caractérisation chimique des eaux souterraines à travers les mesures de paramètres physico-chimiques sur le terrain et l'analyse chimique classique de quelques échantillons d'eau de sources et de puits. Les espèces dissoutes que contient l'eau constituent, non seulement une puissante source d'information des modalités de recharge des aquifères du système hydrogéologique global, mais aussi, un traceur des échanges hydrauliques entre le milieu superficiel et souterrain.

Ces informations sont obtenues grâce au traitement des données hydrochimiques, axé sur les échanges ioniques entre les argiles et l'eau d'infiltration. Nous rechercherons aussi ce que fournit le système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ -Carbonates des aquifères du karst gravifique et du karst thermal développés dans les carbonates fracturés mésozoïques.

5.2- Influence des paramètres physico-chimiques sur la minéralisation de l'eau

Généralement, la conductivité, le pH et la température permettent d'envisager le faciès chimique de l'aquifère en étroite relation avec les modalités d'infiltration. Par la suite, l'analyse chimique des substances de l'eau précise le parcours de l'eau de recharge dans la zone non saturée d'un système aquifère.

Les paramètres physico-chimiques mesurés aux émergences interprètent ainsi, le processus de mise en solution des minéraux régie par le pH de la solution aqueuse, lui-même fonction de la variation de la température et de la pression partielle en gaz dissout, généralement le CO_2 .

Nous retrouvons là, la loi fondamentale de la thermodynamique ou loi des phases. Afin de pouvoir discuter de l'hydrochimie souterraine il est nécessaire de recourir à l'hydrogéochimie, par voie de conséquence aux réactions acido-basiques et d'équilibre chimique.

5.2.1- Paramètres physiques

Les réactions d'équilibre font suite aux réactions acido-basiques régies par les variations de température et de pression, fréquemment le CO₂ d'origine atmosphérique et pédologique, parfois minérale.

Solubilité des gaz	Température en °C				
	10	20	30	50	90
O ₂ (mg/l)	54,90	44,90	38,20	29,90	24,60
H ₂ (mg/l)	1,75	1,62	1,52	-	-
CO ₂ (mg/l)	1240	1730	1310	-	-

Tableau 35 : Influence de la température sur la solubilité des gaz
(Exprimée en mg/l pour 1 atm)

- Dissolution du CO₂

- Influence de la température

La dissolution des gaz est exothermique, voire défavorisée à température élevée (Tableau 35), d'où l'intérêt d'estimer le CO_{2aq} dans les mélanges d'eaux froide et thermale.

La dissolution du CO₂ s'accompagne de phénomènes chimiques. Ce gaz donne avec l'eau les équilibres :



Ceci prouve que relativement peu de molécules se combinent à l'eau, d'où la notion de CO₂ libre.

Sous pression atmosphérique et en admettant une teneur moyenne de 0,03% de CO₂ dans l'air ou atmosphérique, la solubilité du gaz carbonique dans l'eau pure à 25°C est de 0,5 mg/l. En présences d'alcalins et d'alcalino-terreux, il s'agit là des milieux karstiques, la dissolution du CO₂ permet la formation de carbonates et de

bicarbonates plus ou moins solubles, ce qui provoque d'avantage la dissolution du CO₂.

- Influence des sels

En solution aqueuse, la pression en CO₂ est considérée comme une pression partielle du fait du mélange de gaz. Il a été établi qu'à 15°C la solubilité de l'oxygène dans l'eau pure en présence d'air saturé d'humidité est de 10,2 mg/l.

- Relation température-pH

La constante d'équilibre de l'eau varie notablement avec la température.

Les valeurs de K_e et de pH des solutions neutres peuvent être calculées pour différentes températures T entre 0 et 60°C par la régression suivante :

$$K_e \cdot 10^{14} = 6 \cdot 10^{-5} T^3 - 1,3 \cdot 10^{-3} T^2 + 3,05 \cdot 10^{-2} T + 0,1139$$

$$\text{pH} = 8 \cdot 10^{-5} T^2 - 2,09 \cdot 10^{-2} T + 7,47$$

En solution aqueuse, donc très diluée, les acides forts et les bases fortes sont complètement dissociés ; leurs pH sont alors aisément déterminés à partir des concentrations.

- Processus d'oxydoréduction

Dans la compréhension de la chimie des eaux souterraines, il nous faut prendre en considération certains aspects de la thermodynamique chimique, telles que l'énergie libre de Gibbs et la constante d'équilibre, ainsi que le potentiel d'oxydation.

La fonction thermodynamique G, appelée énergie libre d'un système, est donnée par la relation :

$$G = H - TS$$

Dans cette relation :

H, est l'enthalpie ou quantité de chaleur totale nécessaire pour transformer une substance (kJ/kg ou kcal/kg)

S, est l'entropie ou capacité thermique : $Q = T S$ (Q est la quantité de chaleur)

T, est la température en Kelvin ($T^{\circ}\text{C} + 273,15$).

À toute réaction d'équilibre correspond une variation ΔG_r de l'énergie libre de Gibbs représentant la différence entre l'énergie libre des produits de la réaction et l'énergie libre des réactifs ; soit :

$$\Delta G_r = \sum i \cdot G_{(\text{produits})} - \sum i \cdot G_{(\text{réactifs})}$$

Dans cette équation : i , sont les coefficients stœchiométriques a, b, c, d .

Si on se réfère à la formation des composés à partir des éléments, l'enthalpie libre de Gibbs s'écrit G_f au lieu de G_r donnant dans l'état standard :

$$\Delta G_r^\circ = \sum i \cdot G_f^\circ_{(\text{produits})} - \sum i \cdot G_f^\circ_{(\text{réactifs})}$$

La variation d'énergie libre standard de réaction est reliée à la constante d'équilibre

$$\Delta G_r^\circ = -RT \ln K$$

Où R est la constante des gaz parfaits ($R = 0,314 \text{ J/ mol.K}$ à 25°C ou $R = 0.001987 \text{ kcal/deg}$) et T la température absolue (en kelvin).

On donne à $298,15^\circ$: $\Delta G_r^\circ = -0,001987 \text{ kcal/deg} \times 298,15^\circ \times 2,0303 \log K$

$$\Delta G_r^\circ = -1,364 \log K$$

Où K est la constante d'équilibre thermodynamique (loi d'action de masse) :

$$K = \frac{[\alpha_c]^c [\alpha_d]^d}{[\alpha_a]^a [\alpha_b]^b}$$

α , est l'activité de chaque espèce intervenant dans l'équilibre.

La relation entre ΔG_r° et la constante d'équilibre est un cas particulier de la relation entre la variation d'énergie libre standard de réaction et les activités des produits et des réactifs pour un système en équilibre.

En général, pour une réaction chimique quelconque, où les activités des produits et des réactifs, mesurées dans des conditions de pression et de température identiques, représentent les activités finales et initiales des substances participant à la transformation chimique nous avons :

$$\Delta G_r = \Delta G_r^\circ + RT \ln \frac{[\alpha_c]^c [\alpha_d]^d}{[\alpha_a]^a [\alpha_b]^b}$$

Pour que la réaction soit thermodynamiquement spontanée il faut que ΔG_r ait une énergie abaissée, soit $\Delta G_r < 0$; si $\Delta G_r > 0$, la réaction n'est possible que de la droite vers la gauche. Si $\Delta G_r = 0$ l'équilibre est atteint.

Ainsi, pour un système en équilibre on obtient :

$$\Delta G_r^\circ = - RT \ln K$$

On donne à l'état standard (25°C et 1 atm.) :

$$\log K = - 0,175 \Delta G_r^\circ \text{ (pour } \Delta G_r^\circ \text{ en kJ/mol)}$$

$$\text{et } \log K = - 0,733 \Delta G_r^\circ \text{ (pour } \Delta G_r^\circ \text{ en kcal/mol).}$$

Les énergies traitées ci-dessus sont dues aux réactions entre les électrolytes, lesquelles consistent en un gain et une perte d'électrons. Ces deux processus s'accompagnent d'une oxydoréduction.

Parmi les oxydants les plus souvent rencontrés dans l'eau naturelle, il y a l'iodate (IO_3^-), les dérivés du chlore actif comme les perchlorates (ClO_4^-), les hypochlorites (ClO^-), le bioxyde de chlore (ClO_2), le chlore, l'oxygène, l'iode etc.

Parmi les réducteurs, on cite l'hydrogène, le fer ferreux, le magnésium, les iodures, les bromures, les chlorures, et certains dérivés du soufre comme le sulfure d'hydrogène, le dioxyde de soufre et l'acide sulfureux.

Pour faciliter l'approche théorique des équilibres en solution, on étudie en général séparément les dissociations acido-basiques, la formation des précipités ou de complexe etc. En pratique, cependant, ces phénomènes interagissent et la position des divers équilibres considérés varie en fonction du pH, de la solubilité de certains sels et de la stabilité des complexes susceptibles de se former.

Le déplacement de tous ces équilibres est régi par le principe de Lechatelier selon lequel un système s'oppose à tout ce qui perturbe son état d'équilibre, état vers lequel il tend toujours à revenir. Si la concentration de l'un des réactifs augmente, l'équilibre se déplace vers la droite pour qu'il y ait consommation de cet excès. De même si l'un des produits est éliminé par un procédé quelconque (précipitation, évaporation, complexations, réaction secondaire), l'équilibre se déplace encore vers la droite pour compenser cette diminution de concentration.

En toute rigueur et en situation réelle, de nombreux autres ions interviennent en concentrations parfois non négligeables. Dans ces conditions, on doit utiliser les activités celles-ci dépendantes de la force ionique de la solution et de l'effet d'ions communs.

- Coefficients d'activité

Même dans les solutions très diluées d'électrolytes, les ions chargés qui s'y trouvent exercent un effet électrostatique à grande distance sur les autres ions ; il en résulte que les valeurs des coefficients d'activité sont abaissées.

L'expression de la loi d'action de masse fait intervenir les activités des espèces en présence, lesquelles sont égales à m_i pour des solutions dites idéales pour lesquelles $\gamma_i = 1$, à savoir l'eau pure.

Pour déterminer la valeur de l'activité α_i , il faut connaître γ_i que l'on peut évaluer par l'équation de Debye-Hückel valable pour les solutions dont les forces ioniques sont inférieures à 0,1 mol/l :

$$\log \gamma_i = -\frac{AZ_i^2\sqrt{I}}{1+a_iB\sqrt{I}}$$

- Z_i correspond à la charge absolue des espèces ioniques i ;
- A et B sont des constantes dépendant, pour un solvant donné, de la température et de la pression (Robinson et Stokes, 1965)
- I correspond à la force ionique de la solution : $I = 0,5 \cdot \sum (m_i Z_i^2)$.

Pour des eaux souterraines potables I est généralement inférieure ou de l'ordre de 0,1.

- Les réactions d'équilibres

L'eau naturelle contient différents ions d'origines minérales diverses. Avant d'atteindre l'équilibre chimique, la succession de réactions itératives qui s'opèrent dans l'eau dépend de la cinétique des réactions elle-même fonction du coefficient de solubilité.

Les vitesses v_1 et v_2 des réactions vers la droite et la gauche sont données par les réactions :

$$V_1 = k_1 [A]^a [B]^b \text{ et } V_2 = k_2 [C]^c [D]^d$$

Où k_1 et k_2 sont les constantes de vitesse.

À l'équilibre, ces vitesses étant égales, on obtient :

$$K = \frac{k_1}{k_2} = \frac{[C]^d [D]^d}{[A]^a [B]^b}$$

Cette relation s'applique en phase aqueuse aux équilibres acido-basiques et aux réactions d'oxydoréduction et de complexations.

Le produit de solubilité étant : $K_s = [A]^x [B]^y$

À partir des activités, on obtient :

$$K_{sa} = \gamma_A^x [A]^x \gamma_B^y [B]^y$$

Si $K_{sa} < K_s$, l'eau naturelle étudiée n'est pas saturée en sels $A_x B_y$ lequel se dissout aisément. Si $K_{sa} > K_s$, l'eau naturelle étudiée est sursaturée.

Dans les réactions d'équilibre, l'effet d'ions communs est généralement pris en considération que ce soit en système ouvert ou en système fermé ; ce processus s'effectue particulièrement dans les milieux karstiques.

5.3- Hydrogéochimie

Dans les eaux naturelles les réactions chimiques aboutissent à différentes spéciations résultant de la mise en solution des minéraux et également des réactions chimiques entre le solide et les substances du solvant (l'eau).

Ainsi, des interactions entre l'eau et les terrains qu'elle parcourt, peuvent résulter des phénomènes de dissolution et de précipitation, mais aussi d'autres importants phénomènes tels l'adsorption et les réactions d'échange ionique. Les solutés peuvent aussi interagir avec d'autres éléments en solution ou en suspension dans l'eau, et se complexer avec ceux-ci. Ces phénomènes concernent les espèces chimiques minérales et organiques (micro-organismes réducteurs).

5.3.1- Effet d'ions appariés

Ces effets peuvent être expliqués par une déficience des ions libres en solution, due à des interactions à courte distance, entre des ions voisins, conduisant à la formation d'ions appariés. Bjerrum a défini l'effet d'ions appariés comme étant une paire d'ions de charge opposée, en équilibre avec les ions libres en solution, et où l'équilibre est défini par une constante thermodynamique. Cette constante d'équilibre est une mesure de la fraction de sel non-dissocié qui se trouve dans la solution à la concentration considérée. L'attraction entre ces ions est purement coulombienne et s'oppose à l'attraction covalente qui existe dans un électrolyte faible.

Dans l'eau naturelle il existe dix éléments qui peuvent former des paires d'ions, notamment, H, Na, K, Mg, Ca, Si, Cl, O, S, et C. Ils sont connus sous forme d'ions ou de molécules : H^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , H_2CO_3 , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Cl^- , SO_4^{2-} , H_4SiO_4 , $H_3SiO_4^-$, ou sous la forme d'une combinaison d'au maximum deux de ces ions., telles que $NaCO_3^-$, $CaCO_3^0$, $Mg HCO_3^+$, $Mg SO_4^0$.

Les associations qui font intervenir plus de deux ions, telles que $Na (CO_3)_2^{3-}$ ou $Na_2 CO_3^0$, sont négligeables à la température ordinaire.

La plupart des aspects des associations ioniques des constituants majeurs ou mineurs sont décrits par le comportement des paires d'ions (Tableau 36).

Anions	OH^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-
Cations	Logarithme de la constante de dissociation				
H^+	-14.0	-16.4	-10.33	-2	*
K^+	-	-	-	-0.96	-
Na^+	+0.7	+0.25	-1.27	-0.72	-
Ca^{2+}	-1.30	-1.26	-3.2	-2.31	-
Mg^{2+}	-2.58	-1.16	-3.4	-2.36	-

Tableau 29 : Constantes de dissociation des paires d'ions et d'ions appariés dans l'eau (* non mesurable)

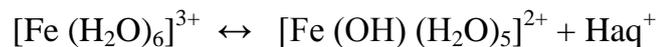
5.3.2- Complexassions des ions

En solution aqueuse, de nombreux ions forment des complexes (hydratation). Les réactions de complexassions peuvent aussi donner lieu à la formation de composés solides par précipitation.

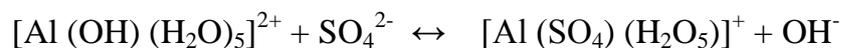
- Les cations trivalents

Les cations trivalents tels que Fe^{3+} , Al^{3+} , et Mn^{3+} n'existent qu'en très faible concentration en solution aqueuse, à l'exception des eaux très acides. Ces ions étant en faibles quantités et fortement chargés, tendent, non seulement à former des complexes solubles avec les anions présents, mais aussi à précipiter dans l'eau naturelle sous la forme d'hydroxydes.

Avec l'ion Fe^{3+} on obtient :

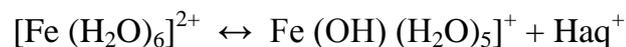


Les ions sulfates font exception aux ions bivalents et se classent parmi les ions trivalents du fait que ces ions présentent une force équivalente à celle des ions métalliques hydratés à diamètres similaires. Les ions SO_4^{2-} présents dans la solution peuvent se substituer à certaines molécules d'eau de la sphère de coordination :



- Les cations bivalents

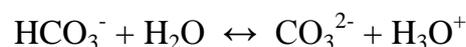
La complexation des ions bivalents en solution aqueuse, concerne le fer ferreux très présent dans l'eau naturelle :



5.3.3- Minéralisation de l'eau

La solubilité des gaz s'accompagne de véritables réactions d'oxydation et de réduction ou réaction d'équilibre. Les eaux souterraines sont le siège de réactions d'équilibres acido-basiques faisant intervenir des acides et des bases faibles.

Par exemple, la réaction de l'ion bicarbonate HCO_3^- avec la molécule d'eau conduit à l'équilibre suivant :



Ainsi, les réactions acidobasiques ont une influence sur la composition chimique des eaux naturelles et des roches avec lesquelles elles se trouvent en contact ; il est sous entendu les processus d'échanges entre l'eau et la roche.

Ces processus doivent répondre à des conditions chimiques. Si la solution aqueuse est enrichie en CO_2 , elle devient agressive et susceptible de mettre en solution les minéraux à forte constante de dissociation ; en conséquence, il y a accroissement de la minéralisation.

La minéralisation s'accroît en raison de la solubilité de la roche ; la roche la plus soluble est le gypse, le calcaire et la dolomie sont moins solubles. La dissociation de la silice dans les grès et les argiles nécessite un temps de contact très long avec la solution aqueuse.

5.4- Caractéristiques chimiques des aquifères du bassin hydrogéologique d'El Madher

La caractéristique chimique des systèmes aquifères est recherchée à partir des paramètres physico-chimiques, pH, température, conductivité, et de la composition de 14 prélèvements d'eau de forages, de puits et de source, en saison de basses eaux du cycle 1989-1990 (Fig. 46 et Tableau 35). La salinité de l'aquifère plio-quadernaire est saisie à travers une approche du complexe eau-sol (Barbiero & Valles, 1992).

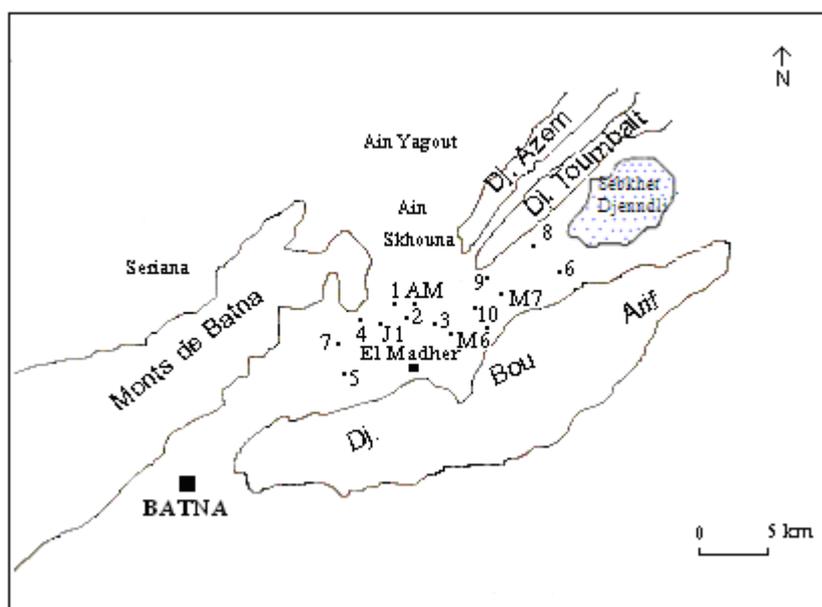


Figure 42: Situation des prélèvements d'eau

Les données chimiques ont été traitées avec les programmes Hydrowin et Diagramme.

La conductivité des eaux entre 1500 et 3600 $\mu\text{s}/\text{cm}$, est indicatrice d'eau très minéralisée et à salinité notable. Il importe d'évaluer, non seulement les indices de saturation par rapport à la calcite et à la dolomite, mais aussi, les indices de saturation par rapport à la halite et au gypse (Tableau 31). Les indices de saturation par rapport au système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-Carbonate}$ calculés pour l'ensemble des échantillons d'eau font clairement apparaître la décharge de l'aquifère thermal dans l'aquifère captif miocène.

Points d'eau	CE $\mu\text{s}/\text{cm}$	pH	T $^{\circ}\text{C}$	Ca^{2+} mg/l	Mg^{2+} mg/l	Na^{+} mg/l	K^{+} mg/l	Cl^{-} mg/l	HCO_3^{-} mg/l	SO_4^{2-} mg/l
F M 7	3414	8,3	23	130	61	150	13	175	397	332
F J 1	2956	8	21	98	68	110	8	130	329	300
F M 6	3624	8	23	130	61	150	13	175	397	175
1	1964	8,15	22	115	44	55	2	299	23	136
2	2110	8,3	17	142	41	75	2	293	149	144
3	1975	7,5	18	130	42	69	1	268	126	160
4	1520	8,2	18	126	41	83	3	197	23	126
S. Mazouala	1450	8,2	33	104	44	100	4	198	455	218
5	1640	7,6	18	139	42	108	1	374	23	194
6	1985	7,5	19	99	48	118	1	337	20	191
7	2000	7,2	19	95	45	116	1	338	25	195
8	1775	7,5	17	112	42	115	2	377	62	201
9	1875	8	20	93	55	106	2	336	340	179
10	2065	7,6	20	87	51	124	2	311	161	146

Tableau 30: Hydrochimie des aquifères (F : forage ; S : source. 1 : puits)

	ISc	ISd	$\text{CO}_2 10^{-3}$ (bar)
F M 7	1,13	2,30	3,05
F J 1	0,91	2,07	2,50
F M 6	1,15	2,34	3,04
1	-0,11	-0,25	0,18
2	0,70	1,34	1,09
3	-0,38	-0,80	9,40
4	1,00	1,97	2,35
S. Mazouala	0,18	0,33	42,3
5	-1,13	-2,3	1,69
6	-1,61	-3,10	0,73
7	-1,21	-2,31	1,89
8	-0,77	-1,50	4,56
9	1,21	2,31	2,50
10	-0,38	-0,67	12,3

Tableau 31: Paramètres du système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-Carbonate}$ des aquifères

Dans l'ensemble l'eau de l'aquifère superficiel et semi captif est très chargée en sels d'origine évaporitique, par la mise en solution de la roche ou par le plan d'eau (Figs. 43 et 44).

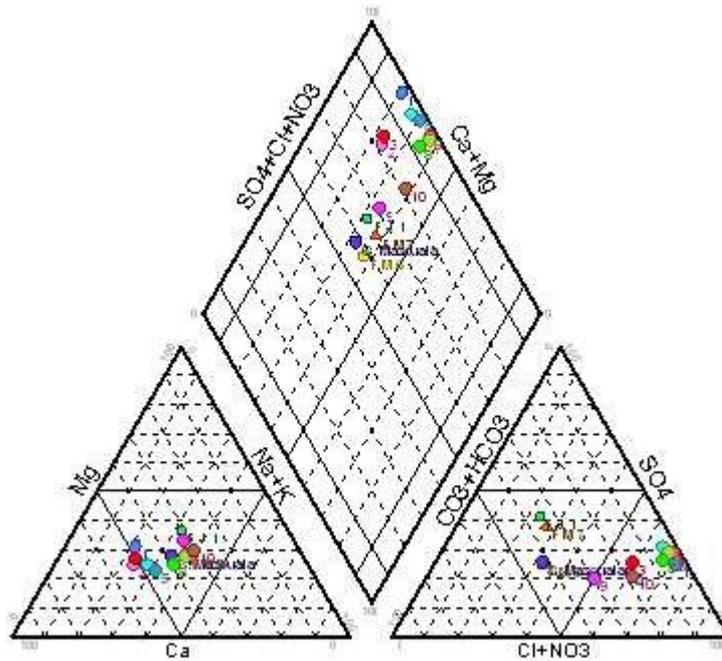


Figure 43 : Diagramme Piper

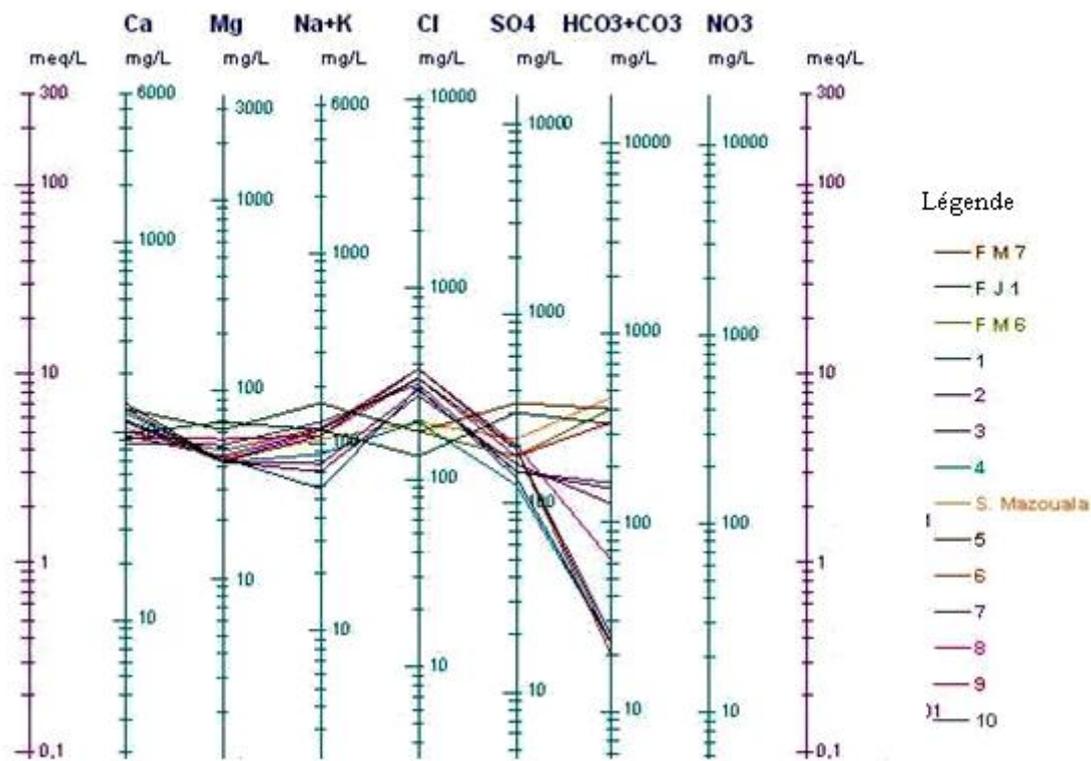


Figure 44: Diagramme Schöeller-Berkaloff

Les pressions partielles en CO₂ comprises entre 4 et 12 10⁻³ bars, témoignent de cet état de fait. Les pressions partielles inférieures à 2.10⁻³ bar, auxquelles correspondent les faibles concentrations en HCO₃⁻, entre 20 et 62 mg/l, sont dues à la température, à l'effet d'ions appariés et à l'effet de sels (Fig. 45).

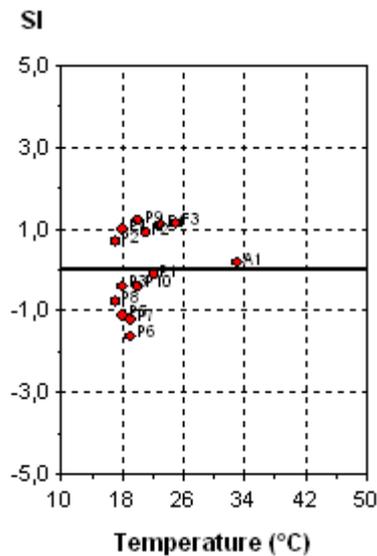


Figure 45 : Comportement de ISc vis-à-vis de la température

Les concentrations en calcium dans les échantillons d'eau de puits sont corrélées avec les concentrations des sulfates, signifiant leur origine évaporitique (Fig. 46).

Le groupe d'eau des forages porté par la même droite se distingue du reste des eaux par son origine karstique.

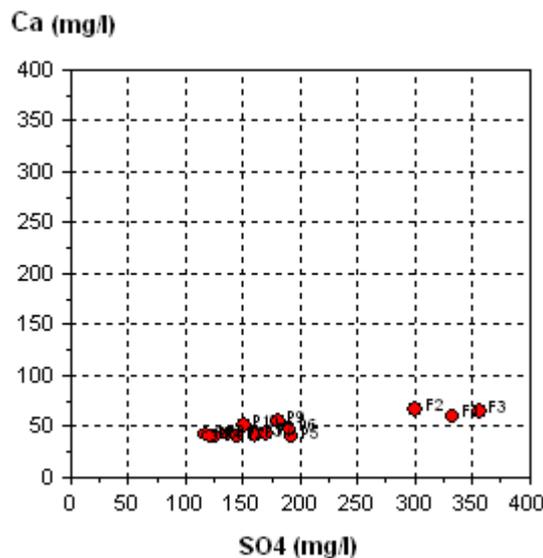


Figure 46: Corrélation des espèces dissoutes de l'anhydrite

L'eau des puits située assez près de la droite de dilution de l'eau de mer est indicatrice d'une contamination de la nappe superficielle par sebkhet Djennkli (Fig. 47). L'Ain Mazouala, confondue avec l'eau des puits révèle un mélange d'eau thermale avec celle de l'aquifère superficiel.

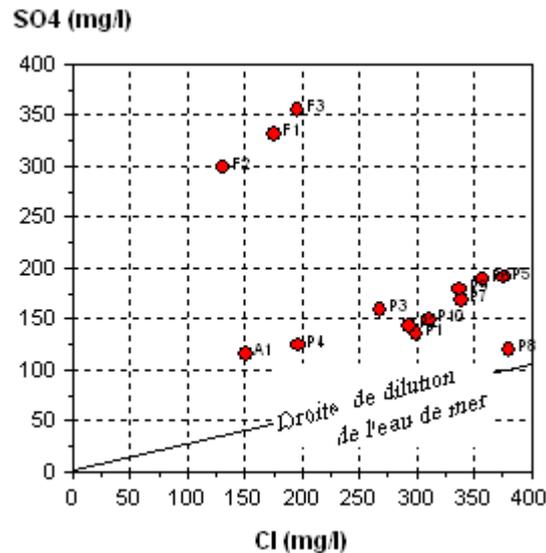


Figure 47: Corrélation des espèces des sels minéraux dissous

5.5- Échange cationique

En région à climat semi-aride, à très faible pluviosité, l'alcanisation des sols est un phénomène induit de l'échange cationique.

- Adsorption et désorption

En milieu naturel, les phénomènes d'adsorption et de désorption se produisent souvent dans les couches argileuses mais aussi chez les composés organiques tels que les acides humiques. Notre intérêt porte tout particulièrement sur les changes des alcalins dans les dépôts argileux de couverture.

L'adsorption définit la propriété des argiles de fixer à sa surface des substances chimiques ou organiques. Il s'agit donc d'un transfert de masse de la phase liquide ou gazeuse vers la surface du solide. En règle générale, l'adsorption est un phénomène exothermique et réversible ; lorsque l'adsorbant est saturé en substance, il s'ensuit une diminution des concentrations et il y a alors désorption (équilibre entre la phase solide et la phase liquide).

Parmi les minéraux argileux répandus, la montmorillonite sodique présente un excès de charges négatives résultant de substitutions isomorphes, de défauts de réseau, ou de rupture de liaisons. Ces surfaces n'étant pas électriquement neutres, il y a fixation d'espèces cationiques. En règle générale, plus la charge de l'ion est élevée et plus il y a affinité d'échange entre les deux substances. La séquence d'affinité d'ordre croissant admise est : Li^+ , Na^+ , H^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} .

La capacité de liaison dépend de la surface développée des argiles, de la concentration de la substance en solution, des caractéristiques hydrodynamiques de l'échange, de la vitesse des deux phases et particulièrement du temps de contact des phases liquide et solide, et de l'énergie de liaison, ceci induit la nature des substances à adsorber et le pH de la solution.

La quantité de substance adsorbée est proportionnelle non pas au volume, mais bien à la surface du solide adsorbant. En effet, la couche adsorbée n'a qu'une épaisseur de une à plusieurs molécules. Autrement dit, la quantité adsorbée par unité de surface est très faible. Pour être efficace, un adsorbant doit donc présenter une grande surface sous un petit volume.

La représentation graphique du calcium en fonction du sodium montre une forte dispersion autour de la droite d'équation $y = -0,19x + 8,2$ plus ou moins définie par l'eau des puits 1, 4, 5, 8, des forages (Fig. 48).

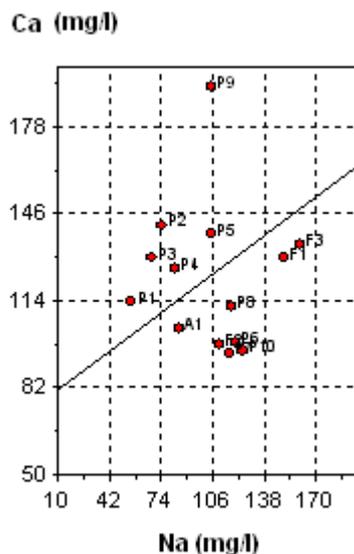
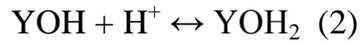


Figure 48 : Echange cationique

En outre, parmi tous les échantillons, l'eau du puits 9 situé en contre bas du Djebel Azem s'écarte notablement du groupe d'eaux.

L'échange ionique entre les argiles et l'eau est en étroite relation le pH de la solution.

De façon générale, il se produit les équilibres d'ionisation suivants :



- Si le pH de la solution est acide [équation d'équilibre (1)], la surface du solide sera chargée positivement.

- Si le pH de la solution est basique [équation d'équilibre (2)], la surface présentera des charges négatives et se comportera comme un échangeur cationique.

Comme la plupart des échantillons d'eau ont un pH autour de 8, il est à déduire d'une alcalinisation des sols avec formation de CaCO_3 , induisant une salinisation De l'aquifère (Fig. 49).

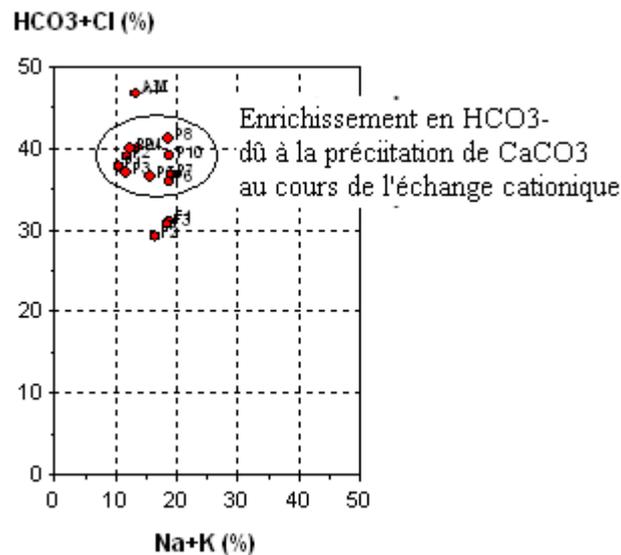


Figure 49: Diagramme Langelier-Ludwing

- Coefficient d'absorption du sodium

Le coefficient d'absorption du sodium définit le degré d'alcalinisation des sols et le risque de contamination de la ressource souterraine par le sel (Tableau 32).

L'alcalinité résulte des équilibres régis par la quantité de pCO₂ en solution dans des sols présentant une zonalité lithologique (argilo-sableux).

Le degré d'alcalinisation des sols est estimé par le rapport du sodium avec les éléments échangeurs des minéraux argileux.

$$S.A.R = \frac{Na}{\sqrt{\frac{Ca + Mg}{2}}}$$

S.A.R	degré de salinité	Conductivité (mmho/cm)
C1	faible salinité	CE ≤ 0,25
C2	salinité moyenne	0,25 ≤ CE ≤ 0,75
C3	salinité élevée	0,75 ≤ CE ≤ 2,25
C4	Salinité très élevée	> 2,25

Tableau 32 : Classification des eaux par rapport à l'excès de sels
(C = S.A.R = coefficient d'absorption du sodium)

Appliquée à l'ensemble des échantillons d'eau, le S.A.R se situe entre dans le domaine des eaux salines à fortement salines (Annexe). Ces résultats montrent clairement la contamination des aquifères par sebkhet Djenndli.

Outre la contamination des aquifères, la salinité de l'eau affecte les sols irrigués ayant encaissé déjà l'effet d'un climat sec, à pluviosité faible et très capricieuse. Les encroûtements témoignent de cet état de fait.

5.6- Cycle de l'eau

Sebkhet Djenndli d'étendue 5 km d'Est en Ouest, joue un rôle indésirable vis-à-vis de l'environnement, tout particulièrement en saison sèche. Au cours de la saison d'étiage, les observations sur terrain ont permis de constater que ce plan d'eau s'assèche complètement pour laisser place à une pellicule de sel déposée sur les sédiments fluviaux.

Delà, il est aisé d'établir le comportement hydraulique de la sebkha.

D'abord, compte tenu de la topographie, une alimentation superficielle de la sebkha se réalise en période de hautes eaux à travers l'Oued Chemora qui y déverse

ses eaux. Cette mise en eau s'effectue, particulièrement entre le mois de Février et le mois de Mars.

Au cours de la saison pluvieuse, la nappe superficielle et de la mise en crue des aquifères karstiques contribue notablement à la recharge du plan d'eau, respectivement à travers l'élévation du niveau statique de la nappe et à la faveur des failles.

En période de basses eaux et en saison sèche à fort pouvoir évaporant, le plan d'eau diminue considérablement pour atteindre le fond de la dépression. En cette saison, il se produit le processus hydraulique inverse ; la sebkha s'infiltré dans les aquifères de la formation mio-plio-quaternaire.

Un Schéma conceptuel rend compte du fonctionnement systémique du bassin hydrogéologique global (Fig. 50).

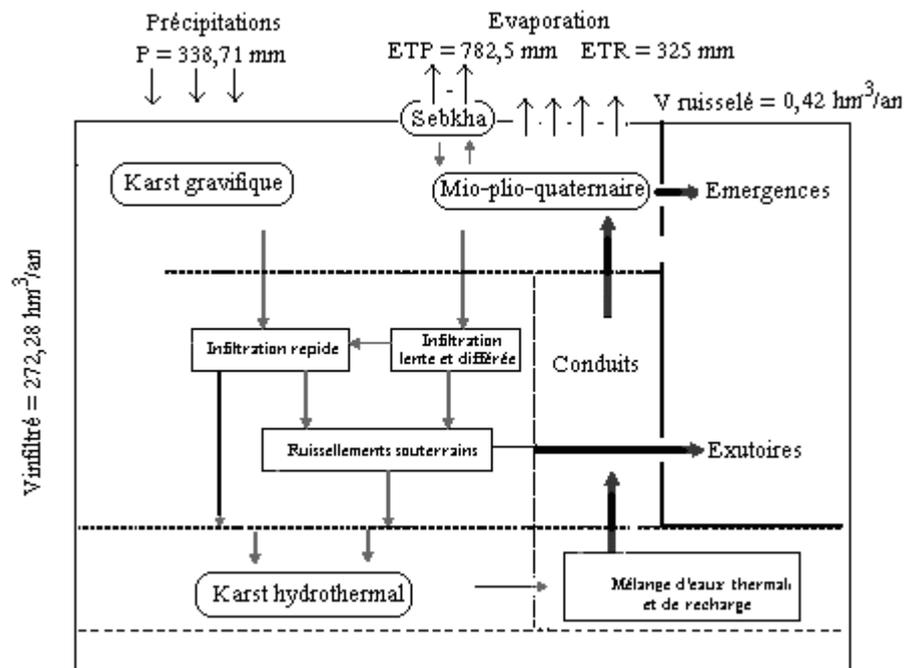


Figure 50 : Schéma conceptuel du cycle de l'eau dans le bassin hydrogéologique d'El Madher

5.7- Conclusion

Il apparaît clair que les espèces dissoutes que contient l'eau des aquifères ou à l'émergence, constituent à la fois une importante source d'information à l'établissement des échanges hydrauliques entre le milieu superficiel et souterrain

de l'unité hydrogéologique, et informent des modalités de recharge des aquifères du système hydrogéologique global.

La chimie des aquifères du système hydrogéologique d'El Madher a nettement corroboré la cinématique de l'eau du système hydrogéologique. En surface, les plans d'eau et le réseau hydrographique ont été définis comme présentant un fonctionnement en vases communiquant ; d'une certaine manière, on retrouve le même type d'échanges entre les aquifères formant un ensemble hiérarchisé grâce aux fractures d'ouverture diverse.

Les fractures forment deux réseaux ; un réseau des eaux gravitaires et un réseau des eaux ascendantes, c'est le schéma fonctionnel classique du système karstique hydrothermal.

Ainsi, l'aquifère superficiel du bassin hydrogéologique d'El Madher reçoit une infiltration des précipitations et bénéficie des exutoires des systèmes karstiques qui l'encadrent. Quand à la sebkha, elle bénéficie des eaux superficielles et de celles de la nappe en période pluvieuse ; en période sèche, les déperditions de ce plan d'eau salée contaminent la ressource en eau souterraine.

Enfin, au Nord-est, la nappe subit une contamination par les déperditions de la sebkha. Les cultures et une protection de surface faible ou inexistante, prètent à penser qu'au sud-ouest la nappe est également située dans un contexte assez vulnérable à la pollution par les nitrates, bien que cette substance n'ait pas été dosée.

Conclusion générale

La région de Batna limitrophe du Nord des Aurès et du Hodna, domaine de transition entre l'Atlas tellien et l'Atlas saharien, possède un environnement géologique qui s'apparente quelque peu aux domaines qui lui sont septentrionaux, mais d'avantage aux domaines sud atlasiques.

En contexte structural, la prospection géophysique dans les recouvrements mio-plio-quadernaire de la plaine a fait ressortir les effets de la tectonique plio-quadernaire. Par exemple, les phénomènes tangentiels au Djebel Sarif à l'extrémité orientale des Monts de Batna, marqué par des plis déversés vers le sud faillés, et décrochés par les mouvements dextres de direction NE-SW. Ce phénomène a été précisé aux Djebels Sarif et Toumbait et même plus loin dans le synclinal de Sérïana. Au mouvement dextre semble succéder un mouvement senestre de direction N20°E, comme par exemple celui du Douar Ouled Lakhdar. Dans l'avant-pays, les structures plissées et faillées présentent la particularité d'une envergure notablement grande.

En contexte hydrogéologique, les données géophysiques ont permis de préciser le compartiment hydrogéologique et les aquifère qu'il contient. Par exemple, l'accident entre les chaînons Merz-Sidi Khïar-Ferdjoudj et le Djebel Bou Arif, de direction NW-SE séparant au Nord les Djebels Chouachi et Azem-Toumbait, marque la limite Est entre le bassin d'El Madher et le bassin de Boulhilet.

La configuration du bassin d'El Madher, en étroite relation avec la structuration des formations, confère au réservoir une forme singulière, partiellement discontinue. Le complexe aquifère mio-plio-quadernaire à sédimentation hétérogène, composée d'alluvions, de graviers, de limons, des calcaires lacustre, de marnes, d'argiles, de sables et de conglomérats. Du fait de la nature et la disposition des dépôts, le dispositif tertiaire contient deux types d'aquifères ; l'un superficiel à dépôts alluvionnaires parfaitement perméables, l'autre plus profond est semi-captif, à sédiments imperméables intercalés partiellement entre les formations perméables. Ainsi, le bassin mio-plio-quadernaire d'El Madher organisé en aquifère bicouche, approche vaguement les réservoirs des régions méridionales où cette particularité est beaucoup plus développée.

Cet ensemble fonctionne en fait système avec les massifs karstifiés environnants, globalement à intercalations marneuses et gréseuses. Il s'agit donc d'un bassin hydrogéologique où les types d'aquifère ne peuvent être considérés de manière indépendante du fait du rôle de relaye assuré par la fracturation. Aussi, ce système présente un comportement hydrodynamique propre, et classique des régions méridionales qui s'annonce dans les hautes plaines sud-constantinoises et dont les

modalités de recharge sont à la fois communes et différentes, prouvée par le chimisme des eaux.

Dans cette région, où les précipitations moyennes sont faibles de l'ordre de 340 mm et très irrégulières (496 mm à 164 mm), cet état de fait explique la densité des émergences et des sources, ou encore l'étang ou Merdja Mazouala où la nappe vient à l'affleurement.

Dans ce système entrent en fonction les plans d'eau, notamment Sebkhet Djennkli. Ce processus a été largement prouvé en contexte hydrochimique. La relation hydraulique entre la sebkha et les aquifères sous-jacents apparaît clairement à travers la salinité des eaux, d'avantage élevée en saison estivale.

L'ensemble des données a permis de proposer une nouvelle conception du fonctionnement du système global.

Enfin dans ce type de paysage, à faible pluviosité, à avancée du climat désertique vers le Nord, largement discutée, et tenant compte du problème d'intrusion d'eaux salines, il est à recommander une exploitation modérée des aquifères tout particulièrement l'aquifère superficiel.

Liste des tableaux	Pages
Tableau 1 : Paramètres hypsométriques du sous-bassin d'El Madher-Chemora	29
Tableau 2 : Paramètres morphométriques du sous-bassin d'El Madher	31
Tableau 3 : Classification de l'O.R.S.T.O.M	32
Tableau 4 : Températures moyennes mensuelles interannuelles de la période 1971-1995	39
Tableau 5 : Températures mensuelles extrêmes sur la période 1971-1995 (Stations de Batna et d'Ain Yagout)	41
Tableau 6 : Températures à différentes profondeurs sur la période 1971-1995 (Stations de Batna et d'Ain Yagout)	42
Tableau 7 : Températures moyennes mensuelles et annuelles (Période 1913-1938, Seltzer, 1946)	42
Tableau 8 : Températures moyennes mensuelles et annuelles (Période 1971-1995)	43
Tableau 9 : Evolution de la température entre la période 1913-1938 et la période 1971-1987	43
Tableau 10 : Pluviométrie mensuelle sur la période 1971-1987	45
Tableau 11 : Pluviométrie moyenne saisonnière sur la période 1971-1987	46
Tableau 12 : Ecart type et coefficient de variation des précipitations saisonnières (1971-1995)	47
Tableau 13 : Pluviométrie moyenne mensuelle sur la période 1971-1995	48
Tableau 14 : Pluviométrie saisonnière et annuelle de la période 1971-1995 (A, automne ; H, Hiver ; P, Printemps)	49
Tableau 15 : Pluvio-altimétrie (B.N.E.D.E.R, 1989)	50
Tableau 16: Evolution mensuelle de l'aridité (Période 1971-1995)	53
Tableau 17 : Variations des précipitations et des températures Station de Batna (Période 1971-1995)	55
Tableau 18: variations des précipitations et des températures Station d'Ain Yagout (Période 1971-1995)	55
Tableau 19 : Précipitations rapportées aux températures (Station de Batna, période 1971-1995)	57

Tableau 20 : Précipitations rapportées aux températures (Station d'Ain Yagout, période 1971-1995)	57
Tableau 21 : Régime climatique de la zone d'El Madher pour la période 1971-1995	58
Tableau 22: Valeurs des coefficients a et b	59
Tableau 23 : ETP mensuelle et annuelle selon Turc (Station de Batna, 1971-1995)	60
Tableau 24 : ETP mensuelle et annuelle selon Turc (Station d'Ain Yagout, 1971-1995)	60
Tableau 25 : ETP mensuelle et annuelle selon Thornthwaite (Station de Batna 1971-1995)	61
Tableau 26 : ETP mensuelle et annuelle selon Thornthwaite (Station d'Ain Yagout 1971-1995)	62
Tableau 27 : Estimation du déficit d'écoulement de la plaine d'El Madher par la méthode Thornthwaite (Période 1971-1995)	65
Tableau 28 : Influence de la température sur la solubilité des gaz	86
Tableau 29 : Constantes de dissociation des paires d'ions et d'ions appariés dans l'eau	92
Tableau 30 : Hydrochimie des prélèvements d'eau	95
Tableau 31: Paramètres du système CO₂-H₂O-Carbonate des prélèvements d'eau	95
Tableau 32: Classification des eaux par rapport à l'excès de sels	101

Liste des Figures

Figure 1 : Situation géographique du bassin d'El Madher

Figure 2 : Esquisse structurale du Nord-est Algérien

Figure 3 : Cadre géologique de la région de Batna

Figure 4 : Esquisse structurale de la berbérie (Caire, 1966)

Figures 5a : Paysages types en zone sub-humide

Figures 5b : Paysage type en zone sub-humide

Figure 6. Réseau hydrographique des Hautes plaines sud constantinoises

Figure 7 : Organisation du réseau hydrographique du bassin d'El Madher

Figure 8 : Coupe schématique des sédiments autour de sebkhet Djenndli

Figure 9 : Rectangle équivalent du bassin d'El Madher

Figure 10a et b : Courbe hypsométrique et histogramme des fréquences du bassin d'El Madher

Figure 11 : Bassin versant des hauts plateaux constantinois (Pays des lacs)

Figure 12 : Bassin d'El Madher

Figure 13: Variations mensuelles interannuelles de la température de la période 1971-1995

Figure 14 : Variations des températures moyennes extrêmes

Figure 15 : Situation des postes pluviométriques

Figure 16 : Pluviométrie moyenne mensuelle sur la période 1971-1987

Figure 17 : Précipitations saisonnières interannuelles sur la période 1971-1987

Figure 18 : Pluviométrie moyenne mensuelle sur la période 1971-1995

Figure 19 : Pluviométrie moyenne saisonnière sur la période 1971-1995

Figure 20 : Carte en isohyètes du bassin d'El Madher Période 1971-1987

Figure 21 : Carte pluviométrique de la période 1913-1962 (Chaumont et Paquin, 1964)

Figure 22: Indice d'aridité de la région de Batna selon la méthode De Martonne

Figure 23: Domaine climatique de la zone d'El Madher

Figure 24 : Diagramme pluviométrique selon Gausсен et Bagnouls Station de Batna (Période 1971-1995)

Figure 25 : Diagramme pluviométrique selon Gausсен et Bagnouls Station d'Ain Yagout (Période 1971-1995)

Figure 26: Déficit d'écoulement par la méthode Wundt modifiée par Coutagne

Figure 27: Déficit d'écoulement dans le bassin d'El Madher (D'après abaque Verdeil, 1988)

Figure 28 : Bassin hydrogéologique d'El Madher

Figure 29 : Situation des profils électriques

Figure 30 : Carte en courbes isohypses et géologique du bassin

Figure 31 : Coupe interprétative A1

Figure 32 : Coupe interprétative B1

Figure 33: Coupe interprétative C1

Figure 34 : Coupe interprétative D1

Figure 35 : Coupe interprétative E1

Figure 36 : Coupes lithologiques du recouvrement d'après les sondages, profil SW-NE

Figure 37 : Situation des puits dans le secteur d'El Madher

Figure 38 : Carte piézométrique de la plaine d'El Madher

Figure 39 : Carte piézométrique de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de la plaine de Boumia

Figure 40 : Synthèse schématique des écoulements

Figure 41 : Localisation des sondages

Figure 42: Situation des prélèvements d'eau

Figure 43 : Diagramme Piper

Figure 44: Diagramme Schöeller-Berkaloff

Figure 45 : Comportement de ISc vis-à-vis de la température

Figure 46: Corrélation des espèces dissoutes de l'anhydrite

Figure 47: Corrélacion des espèces des sels minéraux dissous

Figure 48 : Echange cationique

Figure 49: Diagramme Langelier-Ludwing

Figure 50 : Schéma conceptuel du cycle de l'eau dans le bassin d'El Madher

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- A.B.H agence de Bassin hydrographique, 1999, Le bassin versant des hautes plaines constantinoises. Les Cahiers de l'Agence. Journal n°3, 33.p
- AMINOT A., 1974, Géochimie des eaux d'aquifères karstiques. II. Les analyses chimiques en hydrogéologie karstique. Ann. Spéléol., tome 29, fasc.4, . 461-483.pp
- BAKALOWICZ M., 1979, Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doct. Etat. Sci. Nat. Univ. P et M. Curie, Paris VI^e, 269.p
- BAKALOWICZ M., 1994, Water geochemistry water quality and dynamics. Acad Press, Inc. Ground water Ecology, 127. p
- BAKALOWICZ M., 1995, La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. Hydrogéologie, n°4, 3-21. pp
- BANTON O et BANGOY LM., 1999, Hydrogéologie multiscience environnementale des eaux souterraines. Presse de l'Université du Quebec/AUPEL-UREF, 87 figs, 460.p
- BAR, C., 1957. Etude géologique de la région d'Ain-M'lila. Serv. Carte géol. Algérie. Bull, N°9, 249p.
- BARBIERO L. et VALLES V. 1992. Aspects géochimiques de l'alcalinisation des sols dans la vallée du Dallol Bosso (République du Niger). *Cahiers de l'ORSTOM, série pédologie*, 27(2) :143–152.
- BENAZZOUZ, M. T., 1986, Recherches géomorphologiques dans les hautes plaines de l'Est algérien : la sebkhet Tarf (Algérie). Thèse. Doct. 3ème Cycle, Univ. Paris 1. 286 p.

- BENEST M C, COIFFAIT P E, FOURCADE E, JAFFREZO M., 1973, Essai de détermination de la limite Jurassico-Crétacé par l'étude des microfaciès dans les séries de plate-forme du domaine méditerranéen occidental. Coll. Int. Lyon-Neuchatel, 19. p
- BERTRAND J., 1985, Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna. Le massif Boutaleb. Bull. Serv. Carte géol. Algérie. Bull. N°4 189 p.
- B.N.E.D.E.R, 1983, Projet de développement rural intégré dans la Wilaya de Batna. 1ere partie, volume 1. Etudes de base, tome 1. Etude climatologique et hydrogéologique.
- BLANNEY H., CRIDDLE W., 1952, Determining water requirement in irrigated areas of agriculture. USA. Soc. Conservation Service.
- BROCHET P., GERBIER N., 1975, L'évapotranspiration. Aspects agro météorologiques. Evaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. Monographie de la météorologie. N°65, S.M.M. Climatologie. Paris, décembre 1975.
- BUREAU D., 1970, Principaux traits de structure des Monts de Belezma (Algérie). Bull. Soc.géol. France (7), XII, N°2 , 210-213.pp
- BUREAU D., 1971, Le chauvechement du Dj.Sarif, rapport inédit. Serv.Carte géol. Algérie.
- BUREAU D., 1972, Obliquité entre la subsidence et la tectonique dans les Monts de Batna. C.R.S. Soc. Géol. France. p206.Paris.
- BUREAU D., 1972, Le jurassique et les implications de la subsidence dans le Sud des hautes plaines constantinoises. C.R.A. Sc. (D), t.275. 1191-1193. P. Paris.

- CALHARAGUET J. 1968. Ressources en eau des hautes plaines. Etude hydrogéologique des hautes plaines constantinoises. C. R. des travaux effectués au cours de l'été 1967. S.E.S Alger. 22p. 1carte.
- C. G. G. (Campagne générale de géophysique)., 1970, Etude de prospection géophysique. Dir. Tr. Pub. Batna.
- CASTANY G., 1967, Traité pratique des Eaux Souterraines. Ed. Dunod, Paris. Figs 119, p. 237.
- CHAUMONT. M et PAQUIN. C., 1971, cartes pluviométrique de l'Algérie 1/500.000, 4 feuilles, notice soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger (Service des Etudes Scientifiques du Ministère de l'Hydraulique, Algérie).
- CONDOM N., 2000. Analyse et modélisation couplée des processus hydrogéochimiques de la salinisation des sols. Application aux sols rizicoles irrigués de l'Office du Niger (Mali). Thèse Doct. Science du Sol. École Doctorale de Biologie Intégrative. Montpellier.
- COTE M., 1974. Les régions bioclimatiques de l'Est algérien. C.U.R.E.R. Constantine. 1 carte.
- FERAGA A., 1985, Ressources en eau des karsts du Nord Est Algérien. Thèse. Doct. Etat, Univ. des Sci et Tech du Languedoc, 4 pl, 67 figs, 166. p
- FRITZ B., 1975, Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solution. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Sc. Géol. Mem, n°41, Univ. L. Pasteur. Strasbourg, 152.p
- DESPOIS J., 1952, Relief et hydrographie des hautes plaines constantinoises. Ann. Géogr. Paris, T.LXI. 62-63.p
- DESPOIS J et RAYNAL R., 1975, Géographie de l'Afrique du Nord-ouest 178-192.pp Édité. Payot, Paris.

- DJEBBAR M., 2006, Le système karstique hydrothermal constantinois (Algérie nord orientale) : structure et fonctionnement. Acte 8^{ème} colloque d'hydrogéologie en pays calcaire, AISH, -UNESCO, Neuchâtel, 89-92pp
- DRESH J., 1956, Dépressions fermées encaissées en régions sèches, spécialement en Afrique du Nord. C.R. XVIII. Congrès int. Géogr. Rio de Janeiro. T.1. Actes du congrès.
- GARRELS RM et CHRIST CL., 1967, Equilibres des minéraux et de leurs solutions aqueuses. Monographie de chimie. Min. Trad. WOLLAST R. Edit. GAUTHIER et VILLARS. Paris.
- GHACHIA., 1986, Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie, OPU, 508p.
- HARGUE T R, et PRICE C R., 1982, Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates. Journal of sedimentary petrology, Vol.52, n° .3, 873-886.pp
- KMILOWSKI M., 1948, Etude hydrogéologique de la région de Canrobert. Arch. S.C.H. Rapport du 5-3.
- LAMBERT L. 1955, Possibilités de drainer les hautes plaines constantinoises. Utilisation éventuelle des eaux salées pour la production d'énergie. Arch. S.C.H. Alger.
- LESSARD L. 1952, Etude hydrogéologique complémentaire du bassin fermé de la Garaat El Tarf.
- LESSARD L., 1957, Note sur l'hydrogéologie des bassins fermés du constantinois (bassins de Sétif et bassin du Sud de Constantine). Pub. XX. Congrès. Géol. Int. Mexico, 1956, Géohidrologia de regiones y fubaridas, Secc.4.327-348.pp

- MAGLIONE G., 1974, Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. Thèse Doct. Paris. O.R.S.T, 331.pp
- MAISONNEUVE et RISSLER J.J., 1979, La ceinture péri-alpine « carbo-gazeuse » de l'Europe Occidentale.- Bull. B. R. G. M, 3, 2, 109-120.pp
- MANGIN A ; 1975, Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse. Doct. Etat, Laboratoire Souterrain CNRS, Moulis, 5 pl, 115 figs, 546.p
- MARGAT J., 1958, Rôle des eaux souterraines dans la genèse actuelle des dépôts salins en zone aride. C.R.A.S c. t. 274, 1369-1370, 27-10.p
- MEGUELLATI S., 2005, E
- MENANI M., 1991, Etude hydrogéologique de la plaine d'El-Madher (Algérie orientale) : Géologie, climatologie, hydrogéologie et modélisation des écoulements souterrains de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire : Thèse. Doct, univ. Nancy I, 400p.
- O. N. M., 1998, Office National de la météorologie de Batna
- PEARSON F. J. JR., HANSHAW B.B., 1970, Sources of dissolved carbonate species in ground-water and their effects on carbon 14 dating. In "Isotope in hydrology, 1970". Proceed. Symp. I.A.E.A, Vienna, 271-286.p
- PERTHUISOT J.P., 1975, De la signification du mot sebkha en géologie : exemples tunisiens. ASAQUA. Bull. de liaison N°44-45. 67-75.p
- ROUCH R, MANGIN A, BAKALOWICZ M, D'HULST D., 1997, The hyporheic zone : hydrogeological and geochemical study of a stream in the Pyrenees

Mountains. Laboratoire Souterrain CNRS, Moulis, Int Revue. Ges. Hydrobiol. 82. 3, 377-378.pp

TARDAT-HENRY M, et BEAUDRY J P., 1986, Chimie des eaux. Ed. Le griffon d'argile, Quebec, 340.p

VILA J.M., 1977. Notice explicative de la carte géologique 1/50 000. El Madher. Pub. Serv. Carte géol. Alger. SONATRACH.

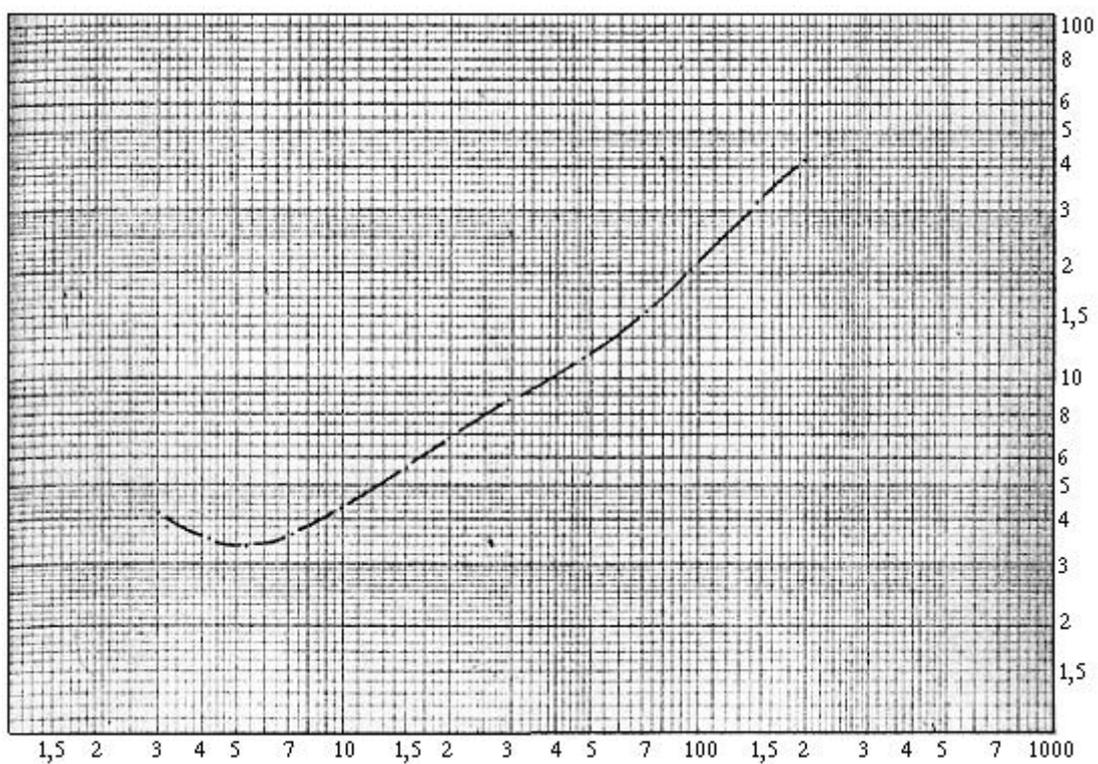
VILA J M, FEINBERG H, COIFFAIT P E, LAHONDERE J C, ORCEL J., 1978, Les formations priaboniennes à blocs d'Algérie Orientale : datation, nature des éléments remaniés, position et signification structurales. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 286, Série D, 391-394. pp

VILA J M., 1980, La chaine Alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Thèse. Doct. Etat, Univ. Paris VI^e, 3t. 199 fig. 586.p

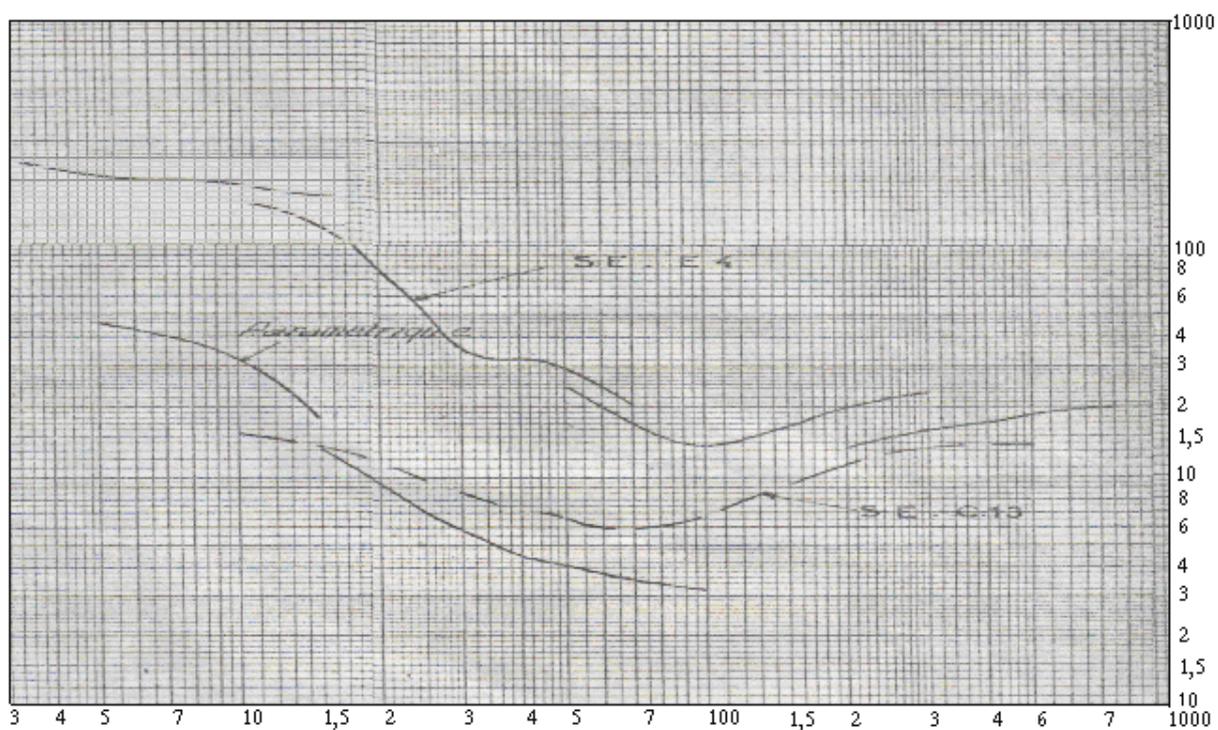
VOUTE C., 1967, Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun, Ain Babouche et des des régions limitrophes. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N.S. Bull. n° 36, Alger, 3 Vol. 3 figs, 41 pl, 380. p

ANNEXES

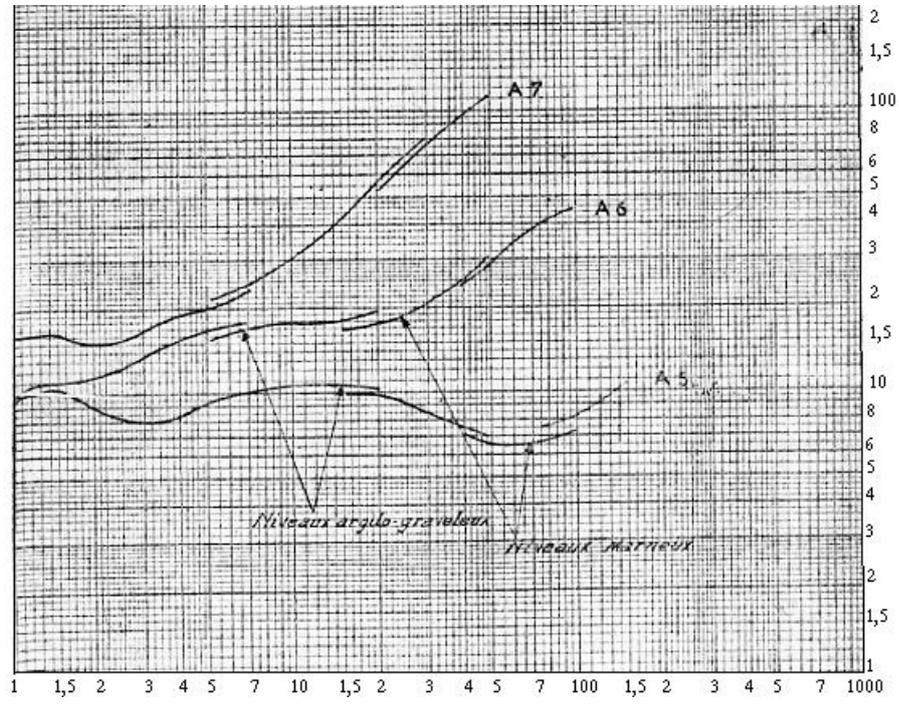
Sondage électrique S2 (Plaine de Boulhilet)



Sondages électriques paramétriques des formations aptiennes (Plaine de Boulhilet)



Différenciation des niveaux alluvionnaires grossiers (Sondages électriques dans la plaine de Boulhilet)



Données hydrogéochimiques

Forage J1

Geology : carbonates et marnes
 Watertype : Mg-Ca-Na-SO4-HCO3-Cl

Sum of Anions (meq/l) : 15,31

Sum of Cations (meq/l) : 15,47

Balance: 0,5%

Total dissolved solids 30,8 meq/l 1043, mg/l

Total hardness 5,24 mmol/l 52,42 °f

Alcalinity 5,39 mmol/l 26,97 °f

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	4,785	4,785	12,996
K	0,205	0,205	0,0
Ca	2,445	4,89	12,996
Mg	2,797	5,594	16,244
Cl	3,667	3,667	9,747
SO4	3,123	6,246	19,493
HCO3	5,393	5,393	16,244

Dissolved Minerals	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	6,051	0,1034
Anhydrite (CaSO4)	425,377	3,123

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(21°C)
Calcite:	0,913	-7,545	-8,458
Aragonite:	0,766	-7,545	-8,311
Dolomite:	2,075	-15,039	-17,113
Magnesite:	0,478	-7,494	-7,973
Gypsum:	-1,175	-5,755	-4,581
Anhydrite:	-1,409	-5,755	-4,346

Act.coeff Molalities Activities (Mol)

H+	0,864	1,000E-08	8,635E-09
Na+	0,864	4,785E-03	4,132E-03
K+	0,864	2,046E-04	1,767E-04
Mg++	0,556	2,481E-03	1,379E-03
Ca++	0,556	2,210E-03	1,229E-03
Cl-	0,864	3,667E-03	3,166E-03
SO4--	0,556	2,571E-03	1,430E-03

HCO₃⁻ 0,864 5,393E-03 4,657E-03
 CO₃⁻⁻ 0,556 4,178E-05 2,323E-05
 H₂CO₃ 9,564E-05
 CO₂ 4,208 mg/l
 Total dissolved carbon (TIC): 7,15E+00 mmol
 Ionic Strength: 0,02376
 Activity H₂O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO ₂ mg/l	pCO ₂ bar
Measured data	8,00	0,912	2,072		
At Calcite saturation	7,15	0,0	0,376	29,6	1,8E-02
At Dolomite saturation	7,03	-0,061	0,0	39,5	2,3E-02

Forage M6

Geology : Carbonates et marnes
 Watertype : Na-Ca-Mg-SO₄-HCO₃-Cl

Sum of Anions (meq/l) : 19,26
 Sum of Cations (meq/l) : 19,25
 Balance: 0,001%

Total dissolved solids 38,5 meq/l 1304, mg/l
 Total hardness 6,08 mmol/l 60,83 °f
 Alkalinity 6,34 mmol/l 31,72 °f
 (1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	6,96	6,96	15,58
K	0,128	0,128	0,0
Ca	3,368	6,737	15,58
Mg	2,715	5,43	12,984
Cl	5,5	5,5	12,984
SO ₄	3,706	7,412	18,177
HCO ₃	6,343	6,343	15,58

Dissolved Minerals	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl)	9,076	0,1551
Anhydrite (CaSO ₄)	504,781	3,706

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(25°C)
Calcite:	1,155	-7,324	-8,479
Aragonite:	1,011	-7,324	-8,335
Dolomite:	2,34	-14,751	-17,091
Magnesite:	0,618	-7,427	-8,044

Gypsum: -1,013 -5,594 -4,581
 Anhydrite: -1,233 -5,594 -4,36

	Act.coeff.	Molalities	Activities (Mol)
H+	0,852	1,000E-08	8,522E-09
Na+	0,852	6,960E-03	5,931E-03
K+	0,852	1,279E-04	1,090E-04
Mg++	0,527	2,387E-03	1,259E-03
Ca++	0,527	3,022E-03	1,594E-03
Cl-	0,852	5,500E-03	4,687E-03
SO4--	0,527	3,032E-03	1,599E-03
HCO3-	0,852	6,343E-03	5,406E-03
CO3--	0,527	5,640E-05	2,975E-05
H2CO3		1,038E-04	

CO2 4,566 mg/l
 Total dissolved carbon (TIC): 6,92E+00 mmol
 Ionic Strength: 0,02904
 Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO2 mg/l	pCO2 bar
Measured data	8,00	1,154	2,338		
At Calcite saturation	6,92	0,0	0,169	55,4	3,7E-02
At Dolomite saturation	6,90	0,054	0,0	57,4	3,8E-02

Forage M7

Geology : Carbonates et marnes
 Watertype : Na-Ca-Mg-SO4-HCO3-Cl

Sum of Anions (meq/l) : 18,36
 Sum of Cations (meq/l) : 18,36
 Balance 0,001%

Total dissolved solids : 36,7 meq/l 1258, mg/l
 Total hardness : 5,75 mmol/l 57,53 °f
 Alkalinity : 6,51 mmol/l 32,54 °f
 (1 °f = 10 mg/l CaCO3/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	6,525	6,525	16,34
K	0,332	0,332	0,0
Ca	3,244	6,487	16,34
Mg	2,509	5,019	13,617
Cl	4,936	4,936	10,894
SO4	3,456	6,913	16,34
HCO3	6,507	6,507	16,34

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l

Halite (NaCl) : 8,145 0,1392
 Anhydrite (CaSO4) : 470,75 3,456

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(23°C)
Calcite:	1,129	-7,339	-8,468
Aragonite:	0,984	-7,339	-8,323
Dolomite:	2,304	-14,798	-17,102
Magnesite:	0,55	-7,459	-8,009
Gypsum:	-1,042	-5,623	-4,581
Anhydrite:	-1,27	-5,623	-4,353

	Act.coeff.	Molalities	Activities (Mol)
H+	: 0,855	1,000E-08	8,554E-09
Na+	: 0,855	6,525E-03	5,581E-03
K+	: 0,855	3,325E-04	2,844E-04
Mg++	:0,535	2,218E-03	1,187E-03
Ca++	: 0,535	2,923E-03	1,565E-03
Cl-	: 0,855	4,936E-03	4,222E-03
SO4--	:0,535	2,844E-03	1,523E-03
HCO3-	0,855	6,507E-03	5,566E-03
CO3--	0,535	5,469E-05	2,928E-05
H2CO3	:	1,101E-04	

CO2 4,844 mg/l
 Total dissolved carbon (TIC): 6,94E+00 mmol
 Ionic Strength: 0,02757
 Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO2 mg/l	pCO2 bar
Measured data	8,00	1,128	2,302		
At Calcite saturation	6,94	0,0	0,182	55,6	3,5E-02
At Dolomite saturation	6,92	0,045	0,0	58,6	3,7E-02

P2

Geology : Molasse
 Watertype : Ca-Mg-Na-Cl-SO4

Sum of Anions (meq/l) : 13,70
 Sum of Cations (meq/l) : 13,71
 Balance: 0,001%

Total dissolved solids : 27,4 meq/l 843,9 mg/l
 Total hardness : 5,23 mmol/l 52,29 °f
 Alkalinity : 2,44 mmol/l 12,20 °f
 (1 °f = 10 mg/l CaCO3/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	3,219	3,219	10,946
K	0,026	0,026	0,0
Ca	3,543	7,086	25,541
Mg	1,687	3,373	10,946
Cl	8,264	8,264	29,19
SO4	1,499	2,998	7,298
HCO3	2,44	2,44	7,298

Dissolved Minerals:	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl) :	188,299	3,2188
Carbonate (CaCo3) :	35,76	0,3576
Dolomite (CaMg(CO3)2):	310,494	1,687
Anhydrite (CaSO4) :	204,181	1,499

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(17°C)
Calcite:	0,708	-7,73	-8,438
Aragonite:	0,558	-7,73	-8,289
Dolomite:	1,349	-15,787	-17,136
Magnesite:	-0,156	-8,057	-7,901
Gypsum:	-1,279	-5,862	-4,583
Anhydrite:	-1,525	-5,862	-4,337

	Act.coeff	.Molalities	Activities (Mol)
H+ :	0,872	1,000E-08	8,717E-09
Na+ :	0,872	3,219E-03	2,806E-03
K+ :	0,872	2,558E-05	2,230E-05
Mg++ :	0,578	1,588E-03	9,169E-04
Ca++ :	0,578	3,366E-03	1,944E-03
Cl- :	0,872	8,264E-03	7,205E-03
SO4-- :	0,578	1,224E-03	7,066E-04
HCO3- :	0,872	2,440E-03	2,128E-03
CO3-- :	0,578	1,657E-05	9,571E-06
H2CO3 :		4,705E-05	

CO2 2,070 mg/l

Total dissolved carbon (TIC): 7,35E+00 mmol

Ionic Strength: 0,02043

Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO2 mg/l	pCO2 bar
Measured data	: 8,00	0,706	1,346		
At Calcite saturation	: 7,35	0,0	0,053	9,2	4,8E-03
At Dolomite saturation	: 7,39	0,093	0,0	8,5	4,5E-03

P3

Geology : Molasse
Watertype : Ca-Mg-Na-Cl-SO4

Sum of Anions (meq/l) : 12,93
Sum of Cations (meq/l) : 12,91
Balance: 0,002%

Total dissolved solids : 25,9 meq/l 793,9 mg/l
Total hardness : 4,97 mmol/l 49,71 °f
Alcalinity : 2,06 mmol/l 10,32 °f
(1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	2,958	2,958	7,737
K	0,026	0,026	0,0
Ca	3,244	6,487	23,21
Mg	1,728	3,455	11,605
Cl	7,531	7,531	27,078
SO ₄	1,666	3,331	11,605
HCO ₃	2,063	2,063	7,737

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l
Halite (NaCl) : 173,032 2,9578
Dolomite (CaMg(CO₃)₂): 318,067 1,728
Anhydrite (CaSO₄) : 226,868 1,666

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(18°C)
Calcite:	-0,387	-8,83	-8,443
Aragonite:	-0,536	-8,83	-8,294
Dolomite:	-0,808	-17,938	-17,131
Magnesite:	-1,19	-9,108	-7,919
Gypsum:	-1,265	-5,847	-4,582
Anhydrite:	-1,508	-5,847	-4,339

Act.coeff.Molalities Activities (Mol)

H⁺ : 0,874 1,000E-07 8,737E-08
Na⁺ : 0,874 2,958E-03 2,584E-03
K⁺ : 0,874 2,558E-05 2,235E-05
Mg⁺⁺ : 0,583 1,613E-03 9,400E-04
Ca⁺⁺ : 0,583 3,061E-03 1,783E-03
Cl⁻ : 0,874 7,531E-03 6,580E-03
SO₄⁻⁻ : 0,583 1,368E-03 7,972E-04
HCO₃⁻ : 0,874 2,063E-03 1,803E-03
CO₃⁻⁻ : 0,583 1,423E-06 8,291E-07
H₂CO₃ : 3,927E-04

CO2 17,280 mg/l
 Total dissolved carbon (TIC): 7,45E+00 mmol
 Ionic Strength: 0,01956
 Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO2 mg/l pCO2 bar	
Measured data	: 7,00	-0,389	-0,811		
At Calcite saturation	: 7,45	0,0	0,084	6,2	3,4E-03
At Dolomite saturation	: 7,46	0,075	0,0	5,9	3,2E-03

P4

Geology : Molasse
 Watertype : Ca-Na-Mg-Cl-HCO3

Sum of Anions (meq/l) : 13,29
 Sum of Cations (meq/l) : 13,28
 Balance:0,001%

Total dissolved solids : 26,6 meq/l 886, mg/l
 Total hardness : 4,83 mmol/l 48,30 °f 27,05 °g
 Alkalinity : 5,15 mmol/l 25,74 °f 14,41 °g
 1 °f = 10 mg/l CaCO3/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	3,567	3,567	11,297
K	0,051	0,051	0,0
Ca	3,144	6,287	22,593
Mg	1,687	3,373	11,297
Cl	5,528	5,528	18,828
SO4	1,301	2,603	7,531
HCO3	5,147	5,147	18,828

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l
 Halite (NaCl) : 208,656 3,5668
 Carbonate (CaCo3) : 15,6 0,156
 Dolomite (CaMg(CO3)2): 310,494 1,687
 Anhydrite (CaSO4) : 177,24 1,301

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(18°C)
Calcite:	1,003	-7,44	-8,443
Aragonite:	0,854	-7,44	-8,294
Dolomite:	1,976	-15,155	-17,131
Magnesite:	0,204	-7,714	-7,919
Gypsum:	-1,376	-5,959	-4,582
Anhydrite:	-1,619	-5,959	-4,339

	Act.coeff	.Molalities	Activities (Mol)
H+	: 0,874	1,000E-08	8,741E-09
Na+	: 0,874	3,567E-03	3,118E-03
K+	: 0,874	5,115E-05	4,471E-05
Mg ⁺⁺	0,584	1,599E-03	9,333E-04
Ca ⁺⁺	: 0,584	3,005E-03	1,754E-03
Cl ⁻	: 0,874	5,528E-03	4,832E-03
SO ₄ ⁻⁻	: 0,584	1,075E-03	6,273E-04
HCO ₃ ⁻	0,874	5,147E-03	4,499E-03
CO ₃ ⁻⁻	0,584	3,543E-05	2,068E-05
H ₂ CO ₃	:	9,806E-05	

CO₂ 4,314 mg/l
Total dissolved carbon (TIC): 7,06E+00 mmol
Ionic Strength: 0,01941
Activity H₂O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO ₂ mg/l	pCO ₂ bar
Measured data	: 8,00	1,001	1,973		
At Calcite saturation	: 7,06	0,0	0,088	37,8	2,1E-02
At Dolomite saturation	: 7,07	0,073	0,0	36,5	2,0E-02

Ain Mazouala

Geology : carbonates
Watertype : Ca-Na-Mg-HCO₃-Cl

Sum of Anions (meq/l) : 12,13
Sum of Cations (meq/l) : 12,48
Balance: 0,06%

Total dissolved solids : 26,6 meq/l 956, mg/l
Total hardness : 4,36 mmol/l 43,64 °f 24,44 °g
Alcalinity : 7,46 mmol/l 37,30 °f 20,89 °g
(1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	3,697	3,697	11,278
K	0,051	0,051	0,0
Ca	2,595	5,19	18,796
Mg	1,769	3,538	11,278
Cl	4,231	4,231	15,037
SO ₄	1,218	2,436	7,519
HCO ₃	7,458	7,458	26,315

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l
Halite (NaCl) : 216,29 3,6973
Dolomite (CaMg(CO₃)₂): 325,64 1,769
Anhydrite (CaSO₄) : 165,897 1,218

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(33°C)
Calcite:	0,294	-8,234	-8,528
Aragonite:	0,156	-8,234	-8,39
Dolomite:	0,41	-16,638	-17,048
Magnesite:	-0,218	-8,404	-8,186
Gypsum:	-1,48	-6,066	-4,587
Anhydrite:	-1,663	-6,066	-4,403

	Act.coeff	Molalities	Activities (Mol)
H+	: 0,873	1,000E-07	8,725E-08
Na+	: 0,873	3,697E-03	3,226E-03
K+	: 0,873	5,115E-05	4,463E-05
Mg ⁺⁺	:0,580	1,684E-03	9,759E-04
Ca ⁺⁺	: 0,580	2,489E-03	1,442E-03
Cl-	: 0,873	4,231E-03	3,692E-03
SO ₄ ⁻⁻	: 0,580	1,027E-03	5,954E-04
HCO ₃ ⁻	0,873	7,458E-03	6,507E-03
CO ₃ ⁻⁻	0,580	6,977E-06	4,043E-06
H ₂ CO ₃	:	1,179E-03	

CO₂ 51,859 mg/l
 Total dissolved carbon (TIC): 6,87E+00 mmol
 Ionic Strength: 0,01888
 Activity H₂O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO ₂ mg/l	pCO ₂ bar
Measured data	: 7,00	0,184	0,33		
At Calcite saturation	: 6,87	0,0	0,08	75,3	5,0E-02
At Dolomite saturation	: 6,89	0,077	0,0	72,2	4,8E-02

P5

Geology : Molasse
 Watertype : Ca-Na-Mg-Cl-SO₄

Sum of Anions (meq/l) : 14,95
 Sum of Cations (meq/l) : 14,95
 Balance: 0,0001%

Total dissolved solids : 29,9 meq/l 878, mg/l
 Total hardness : 5,15 mmol/l 51,55 °f 28,87 °g
 Alkalinity : 0,38 mmol/l 1,89 °f 1,06 °g
 (1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	4,567	4,567	13,376
K	0,077	0,077	0,0
Ca	3,468	6,936	20,063

Mg	1,687	3,373	10,032
Cl	10,577	10,577	33,439
SO4	1,999	3,998	10,032
HCO3	0,377	0,377	0,0

Dissolved Minerals:	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl) :	267,181	4,5672
Dolomite (CaMg(CO3)2):	310,494	1,687
Anhydrite (CaSO4) :	272,241	1,999

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(18°C)
Calcite:	-1,112	-9,555	-8,443
Aragonite:	-1,261	-9,555	-8,294
Dolomite:	-2,297	-19,428	-17,131
Magnesite:	-1,954	-9,873	-7,919
Gypsum:	-1,182	-5,764	-4,582
Anhydrite:	-1,425	-5,764	-4,339

	Act.coeff	Molalities	Activities (Mol)
H+ :	0,868	1,000E-07	8,677E-08
Na+ :	0,868	4,567E-03	3,963E-03
K+ :	0,868	7,673E-05	6,657E-05
Mg++ :	0,567	1,560E-03	8,840E-04
Ca++ :	0,567	3,246E-03	1,840E-03
Cl- :	0,868	1,058E-02	9,178E-03
SO4-- :	0,567	1,650E-03	9,351E-04
HCO3- :	0,868	3,770E-04	3,271E-04
CO3-- :	0,567	2,673E-07	1,515E-07
H2CO3 :		7,078E-05	

CO2 3,114 mg/l
 Total dissolved carbon (TIC): 8,18E+00 mmol
 Ionic Strength: 0,02211
 Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO2 mg/l	pCO2 bar
Measured data	: 7,00	-1,113	-2,3		
At Calcite saturation	: 8,18	0,0	0,05	0,2	1,1E-04
At Dolomite saturation	: 8,21	0,098	0,0	0,2	1,0E-04

P6

Geology : Molasse
 Watertype : Na-Ca-Mg-Cl-SO4

Sum of Anions (meq/l) : 14,15
 Sum of Cations (meq/l) : 14,19
 Balance: 0,002%

Total dissolved solids : 28,4 meq/l 826,7 mg/l

Total hardness : 4,44 mmol/l 44,45 °f
 Alkalinity : 0,16 mmol/l 0,80 °f
 (1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	5,22	5,22	17,624
K	0,077	0,077	0,0
Ca	2,47	4,94	14,099
Mg	1,974	3,949	10,574
Cl	10,07	10,07	35,247
SO ₄	1,978	3,956	10,574
HCO ₃	0,16	0,16	0,0

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l
 Halite (NaCl) : 305,35 5,2197
 Dolomite (CaMg(CO₃)₂): 363,505 1,974
 Anhydrite (CaSO₄) : 269,405 1,978

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(19°C)
Calcite:	-1,611	-10,059	-8,448
Aragonite:	-1,759	-10,059	-8,3
Dolomite:	-3,096	-20,221	-17,125
Magnesite:	-2,225	-10,162	-7,937
Gypsum:	-1,314	-5,895	-4,582
Anhydrite:	-1,554	-5,895	-4,341

Act.coeff.Molalities Activities (Mol)

H ⁺ :	0,871	1,000E-07	8,710E-08
Na ⁺ :	0,871	5,220E-03	4,546E-03
K ⁺ :	0,871	7,673E-05	6,683E-05
Mg ⁺⁺ :	0,575	1,823E-03	1,049E-03
Ca ⁺⁺ :	0,575	2,309E-03	1,329E-03
Cl ⁻ :	0,871	1,007E-02	8,771E-03
SO ₄ ⁻⁻ :	0,575	1,665E-03	9,582E-04
HCO ₃ ⁻ :	0,871	1,597E-04	1,391E-04
CO ₃ ⁻⁻ :	0,575	1,142E-07	6,570E-08
H ₂ CO ₃ :		2,971E-05	

CO₂ 1,307 mg/l

Total dissolved carbon (TIC): 8,67mmol

Ionic Strength: 0,02061

Activity H₂O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO ₂ mg/l	pCO ₂ bar
Measured data	: 7,00	-1,613	-3,099		
At Calcite saturation	: 8,67	0,0	0,247	0,0	1,6E-05
At Dolomite saturation	: 8,61	-0,003	0,0	0,0	1,8E-05

P7

Geology Molasse
 Watertype : Na-Ca-Mg-Cl-SO4

Sum of Anions (meq/l) : 13,46

Sum of Cations (meq/l) : 13,48

Balance: 0,001%

Total dissolved solids : 27,0 meq/l 791, mg/l

Total hardness : 4,18 mmol/l 41,80 °f

Alcalinity : 0,41 mmol/l 2,05 °f

(1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	5,046	5,046	18,542
K	0,077	0,077	0,0
Ca	2,37	4,741	14,834
Mg	1,81	3,62	11,125
Cl	9,534	9,534	33,375
SO ₄	1,77	3,54	11,125
HCO ₃	0,41	0,41	0,0

Dissolved Minerals:	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl) :	295,172	5,0457
Dolomite (CaMg(CO ₃) ₂):	333,213	1,81
Anhydrite (CaSO ₄) :	241,047	1,77

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(19°C)
Calcite:	-1,212	-9,659	-8,448
Aragonite:	-1,36	-9,659	-8,3
Dolomite:	-2,316	-19,441	-17,125
Magnesite:	-1,845	-9,781	-7,937
Gypsum:	-1,363	-5,945	-4,582
Anhydrite:	-1,603	-5,945	-4,341

	Act.coeff	Molalities	Activities (Mol)
H ⁺ :	0,874	1,000E-07	8,738E-08
Na ⁺ :	0,874	5,046E-03	4,409E-03
K ⁺ :	0,874	7,673E-05	6,705E-05
Mg ⁺⁺ :	0,583	1,682E-03	9,809E-04
Ca ⁺⁺ :	0,583	2,228E-03	1,299E-03
Cl ⁻ :	0,874	9,534E-03	8,331E-03
SO ₄ ⁻⁻ :	0,583	1,500E-03	8,746E-04
HCO ₃ ⁻ :	0,874	4,098E-04	3,581E-04
CO ₃ ⁻⁻ :	0,583	2,892E-07	1,686E-07

H2CO3 : 7,676E-05

CO2 3,378 mg/l

Total dissolved carbon (TIC): 8,27E+00 mmol

Ionic Strength: 0,01943

Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO2 mg/l	pCO2 bar
Measured data	: 7,00	-1,213	-2,319		
At Calcite saturation	: 8,27	0,0	0,225	0,2	1,0E-04
At Dolomite saturation	: 8,22	0,005	0,0	0,2	1,1E-04

P8

Geology : Molasse

Watertype : Ca-Na-Mg-Cl

Sum of Anions (meq/l) : 14,22

Sum of Cations (meq/l) : 14,23

Balance: 0,001%

Total dissolved solids : 28,5 meq/l 839, mg/l

Total hardness : 4,48 mmol/l 44,81 °f

Alcalinity : 1,02 mmol/l 5,08 °f

(1 °f = 10 mg/l CaCO3/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	5,089	5,089	17,566
K	0,179	0,179	0,0
Ca	2,794	5,589	17,566
Mg	1,687	3,373	10,54
Cl	10,718	10,718	35,133
SO4	1,249	2,499	7,027
HCO3	1,016	1,016	3,513

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l

Halite (NaCl) : 297,716 5,0892

Dolomite (CaMg(CO3)2): 310,494 1,687

Anhydrite (CaSO4) : 170,151 1,249

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(17°C)
Calcite:	-0,77	-9,208	-8,438
Aragonite:	-0,919	-9,208	-8,289
Dolomite:	-1,502	-18,639	-17,136
Magnesite:	-1,53	-9,431	-7,901
Gypsum:	-1,441	-6,024	-4,583
Anhydrite:	-1,687	-6,024	-4,337

	Act.coeff	Molalities	Activities (Mol)
H+	: 0,873	1,000E-07	8,729E-08
Na+	: 0,873	5,089E-03	4,442E-03
K+	: 0,873	1,790E-04	1,563E-04
Mg ⁺⁺	: 0,581	1,603E-03	9,308E-04
Ca ⁺⁺	: 0,581	2,677E-03	1,554E-03
Cl-	: 0,873	1,072E-02	9,356E-03
SO ₄ ⁻⁻	: 0,581	1,049E-03	6,088E-04
HCO ₃ ⁻	: 0,873	1,016E-03	8,871E-04
CO ₃ ⁻⁻	: 0,581	6,865E-07	3,986E-07
H ₂ CO ₃	:	1,964E-04	

CO₂ 8,642 mg/l

Total dissolved carbon (TIC): 7,83E+00 mmol

Ionic Strength: 0,01996

Activity H₂O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO ₂ mg/l pCO ₂ bar	
Measured data	: 7,00	-0,771	-1,505		
At Calcite saturation	: 7,83	0,0	0,155	1,3	6,7E-04
At Dolomite saturation	: 7,81	0,04	0,0	1,3	7,0E-04

P9

Geology : Molasse

Watertype : Ca-Mg-Na-Cl-HCO₃

Sum of Anions (meq/l) : 18,82

Sum of Cations (meq/l) : 18,83

Balance: 0,001%

Total dissolved solids : 37,7 meq/l 1212, mg/l

Total hardness : 7,12 mmol/l 71,19 °f

Alcalinity : 5,57 mmol/l 27,87 °f

(1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	4,567	4,567	10,622
K	0,026	0,026	0,0
Ca	4,815	9,631	23,9
Mg	2,304	4,607	10,622
Cl	9,506	9,506	23,9
SO ₄	1,874	3,748	7,967
HCO ₃	5,573	5,573	13,278

Dissolved Minerals: mg/l mmol/l

Halite (NaCl) : 267,181 4,5672

Carbonate (CaCO₃) : 63,852 0,6385

Dolomite (CaMg(CO₃)₂): 424,089 2,304

Anhydrite (CaSO₄) : 255,226 1,874

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(20°C)
Calcite:	1,211	-7,242	-8,453
Aragonite:	1,063	-7,242	-8,305
Dolomite:	2,311	-14,808	-17,119
Magnesite:	0,388	-7,566	-7,955
Gypsum:	-1,135	-5,716	-4,581
Anhydrite:	-1,373	-5,716	-4,343

	Act.coeff	Molalities	Activities (Mol)
H+	: 0,856	1,000E-08	8,555E-09
Na+	: 0,856	4,567E-03	3,907E-03
K+	: 0,856	2,558E-05	2,188E-05
Mg ⁺⁺	: 0,536	2,158E-03	1,156E-03
Ca ⁺⁺	: 0,536	4,557E-03	2,441E-03
Cl-	: 0,856	9,506E-03	8,132E-03
SO ₄ ⁻⁻	: 0,536	1,470E-03	7,877E-04
HCO ₃ ⁻	: 0,856	5,573E-03	4,768E-03
CO ₃ ⁻⁻	: 0,536	4,381E-05	2,347E-05
H ₂ CO ₃	:	9,850E-05	

CO₂ : 4,334 mg/l

Total dissolved carbon (TIC): 6,86E+00 mmol

Ionic Strength: 0,02782

Activity H₂O : 1,000

	pH	SI Calc	SI Dol	CO ₂ mg/l	pCO ₂ bar
Measured data	: 8,00	1,209	2,308		
At Calcite saturation	: 6,86	0,0	0,025	60,0	3,5E-02
At Dolomite saturation	: 6,91	0,123	0,0	52,9	3,1E-02

P10

Geology : Molasse
 Watertype : Na-Ca-Mg-Cl-SO₄

Sum of Anions (meq/l) : 14,52

Sum of Cations (meq/l) : 14,51

Balance: : 0,001%

Total dissolved solids : 29,0 meq/l 895, mg/l

Total hardness : 4,53 mmol/l 45,34 °f

Alcalinity : 2,64 mmol/l 13,20 °f

(1 °f = 10 mg/l CaCO₃/ 1 °g = 10 mg/l CaO)

Major ion composition

	mmol/l	meq/l	meq%
Na	5,394	5,394	17,23

K	0,051	0,051	0,0
Ca	2,395	4,79	13,784
Mg	2,139	4,278	13,784
Cl	8,744	8,744	27,568
SO4	1,562	3,123	10,338
HCO3	2,639	2,639	6,892

Dissolved Minerals:	mg/l	mmol/l
Halite (NaCl) :	315,529	5,3936
Dolomite (CaMg(CO3)2):	393,797	2,139
Anhydrite (CaSO4) :	212,688	1,562

Mineral saturation indices

	LOG (AP/K)	Log (AP)	Log K(20°C)
Calcite:	-0,386	-8,838	-8,453
Aragonite:	-0,533	-8,838	-8,305
Dolomite:	-0,61	-17,729	-17,119
Magnesite:	-0,937	-8,891	-7,955
Gypsum:	-1,426	-6,007	-4,581
Anhydrite:	-1,664	-6,007	-4,343

	Act.coeff	Molalities	Activities (Mol)
H+ :	0,871	1,000E-07	8,708E-08
Na+ :	0,871	5,394E-03	4,697E-03
K+ :	0,871	5,115E-05	4,454E-05
Mg++ :	0,575	2,010E-03	1,156E-03
Ca++ :	0,575	2,272E-03	1,306E-03
Cl- :	0,871	8,744E-03	7,614E-03
SO4-- :	0,575	1,309E-03	7,526E-04
HCO3- :	0,871	2,639E-03	2,298E-03
CO3-- :	0,575	1,933E-06	1,111E-06
H2CO3 :		4,832E-04	

CO2 : 21,263 mg/l
Total dissolved carbon (TIC): 7,45E+00 mmol
Ionic Strength: 0,02061
Activity H2O : 1,000

	pH	SI Calc	SI dol	CO2 mg/l	pCO2 bar
Measured data	: 7,00	-0,387	-0,613		
At Calcite saturation	: 7,45	0,0	0,281	7,6	4,4E-03
At Dolomite saturation	: 7,37	-0,02	0,0	9,1	5,3E-03

**Coefficient d'absorption du sodium
S.A.R**

M7	M6
<p>Ratios Seawater mg/l mmol/l</p> <p>Ca/Mg 3,095 1,877 0.319 0.194</p> <p>Ca/SO4 0,813 1,947 0.152 0.364</p> <p>Na/Cl 0,255 0,393 0.556 0.858</p> <p>Irrigation water: Conductivity = 3414 uS (group C4: Very high salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,72 Adjusted SAR : 7,74</p>	<p>Ratios Seawater mg/l mmol/l</p> <p>Ca/Mg 2,045 1,241 0.319 0.194</p> <p>Ca/SO4 0,379 0,909 0.152 0.364</p> <p>Na/Cl 0,821 1,265 0.556 0.858</p> <p>Irrigation water: Conductivity = 3623 uS (group C4: Very high salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,82 Adjusted SAR : 8,12</p>
J1	P1
<p>Ratios Seawater mg/l mmol/l</p> <p>Ca/Mg 1,441 0,874 0.319 0.194</p> <p>Ca/SO4 0,327 0,783 0.152 0.364</p> <p>Na/Cl 0,846 1,305 0.556 0.858</p> <p>Irrigation water: Conductivity = 2955 uS (group C4: Very high salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,09 Adjusted SAR : 5,46</p>	<p>Ratios Seawater mg/l mmol/l</p> <p>Ca/Mg 2,651 1,608 0.319 0.194</p> <p>Ca/SO4 0,838 2,009 0.152 0.364</p> <p>Na/Cl 0,184 0,284 0.556 0.858</p> <p>Irrigation water: Conductivity = 1964 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 1,11 Adjusted SAR : 1,71</p>
P2	P3
<p>Ratios Seawater mg/l mmol/l</p> <p>Ca/Mg 3,463 2,101 0.319 0.194</p> <p>Ca/SO4 0,986 2,363 0.152 0.364</p> <p>Na/Cl 0,253 0,389 0.556 0.858</p> <p>Irrigation water: Conductivity = 2110 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 1,41 Adjusted SAR : 3,33</p>	<p>Ratios Seawater mg/l mmol/l</p> <p>Ca/Mg 3,095 1,877 0.319 0.194</p> <p>Ca/SO4 0,813 1,947 0.152 0.364</p> <p>Na/Cl 0,255 0,393 0.556 0.858</p> <p>Irrigation water: Conductivity = 1985 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,48 Adjusted SAR : 2,62</p>

<p>P4</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th>Ratios</th> <th colspan="4">Seawater mg/l</th> </tr> <tr> <th></th> <th>mmol/l</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>3,073</td> <td>1,864</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>1,008</td> <td>2,416</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,418</td> <td>0,645</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 1520 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 1,62 Adjusted SAR : 4,31</p>	Ratios	Seawater mg/l					mmol/l				Ca/Mg	3,073	1,864	0.319	0.194	Ca/SO4	1,008	2,416	0.152	0.364	Na/Cl	0,418	0,645	0.556	0.858	<p>P5</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th></th> <th colspan="4">Seawater</th> </tr> <tr> <th></th> <th>mg/l</th> <th>mmol/l</th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>3,39</td> <td>2,056</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>0,724</td> <td>1,735</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,28</td> <td>0,432</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 1640 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,01 Adjusted SAR : 3,14</p>		Seawater					mg/l	mmol/l			Ca/Mg	3,39	2,056	0.319	0.194	Ca/SO4	0,724	1,735	0.152	0.364	Na/Cl	0,28	0,432	0.556	0.858
Ratios	Seawater mg/l																																																		
	mmol/l																																																		
Ca/Mg	3,073	1,864	0.319	0.194																																															
Ca/SO4	1,008	2,416	0.152	0.364																																															
Na/Cl	0,418	0,645	0.556	0.858																																															
	Seawater																																																		
	mg/l	mmol/l																																																	
Ca/Mg	3,39	2,056	0.319	0.194																																															
Ca/SO4	0,724	1,735	0.152	0.364																																															
Na/Cl	0,28	0,432	0.556	0.858																																															
<p>P6</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th>Ratios</th> <th colspan="4">Seawater mg/l mmol/l</th> </tr> <tr> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>2,063</td> <td>1,251</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>0,521</td> <td>1,249</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,336</td> <td>0,518</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 1985 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,48 Adjusted SAR : 2,62</p>	Ratios	Seawater mg/l mmol/l									Ca/Mg	2,063	1,251	0.319	0.194	Ca/SO4	0,521	1,249	0.152	0.364	Na/Cl	0,336	0,518	0.556	0.858	<p>P7</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th>Ratios</th> <th colspan="4">Seawater mg/l mmol/l</th> </tr> <tr> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>1,441</td> <td>0,874</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>0,327</td> <td>0,783</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,846</td> <td>1,305</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 2000 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,47 Adjusted SAR : 3,57</p>	Ratios	Seawater mg/l mmol/l									Ca/Mg	1,441	0,874	0.319	0.194	Ca/SO4	0,327	0,783	0.152	0.364	Na/Cl	0,846	1,305	0.556	0.858
Ratios	Seawater mg/l mmol/l																																																		
Ca/Mg	2,063	1,251	0.319	0.194																																															
Ca/SO4	0,521	1,249	0.152	0.364																																															
Na/Cl	0,336	0,518	0.556	0.858																																															
Ratios	Seawater mg/l mmol/l																																																		
Ca/Mg	1,441	0,874	0.319	0.194																																															
Ca/SO4	0,327	0,783	0.152	0.364																																															
Na/Cl	0,846	1,305	0.556	0.858																																															
<p>P8</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th>Ratios</th> <th>mg/l</th> <th colspan="2">mmol/l</th> <th></th> </tr> <tr> <th>Seawater</th> <th></th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>2,732</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>0,933</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> <td></td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,475</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> <td></td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 1775 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,40 Adjusted SAR : 4,53</p>	Ratios	mg/l	mmol/l			Seawater					Ca/Mg	2,732	0.319	0.194		Ca/SO4	0,933	0.152	0.364		Na/Cl	0,475	0.556	0.858		<p>P9</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th>Ratios</th> <th colspan="4">Seawater mg/l mmol/l</th> </tr> <tr> <th></th> <th>mg/l</th> <th>mmol/l</th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>3,446</td> <td>2,09</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>1,072</td> <td>2,57</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,312</td> <td>0,48</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 1875 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 1,71 Adjusted SAR : 4,97</p>	Ratios	Seawater mg/l mmol/l					mg/l	mmol/l			Ca/Mg	3,446	2,09	0.319	0.194	Ca/SO4	1,072	2,57	0.152	0.364	Na/Cl	0,312	0,48	0.556	0.858
Ratios	mg/l	mmol/l																																																	
Seawater																																																			
Ca/Mg	2,732	0.319	0.194																																																
Ca/SO4	0,933	0.152	0.364																																																
Na/Cl	0,475	0.556	0.858																																																
Ratios	Seawater mg/l mmol/l																																																		
	mg/l	mmol/l																																																	
Ca/Mg	3,446	2,09	0.319	0.194																																															
Ca/SO4	1,072	2,57	0.152	0.364																																															
Na/Cl	0,312	0,48	0.556	0.858																																															
<p>P10</p> <table border="0"> <thead> <tr> <th colspan="5">Seawater</th> </tr> <tr> <th>Ratios</th> <th>mg/l</th> <th>mmol/l</th> <th>mg/l</th> <th>mmol/l</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Ca/Mg</td> <td>1,846</td> <td>1,12</td> <td>0.319</td> <td>0.194</td> </tr> <tr> <td>Ca/SO4</td> <td>0,64</td> <td>1,534</td> <td>0.152</td> <td>0.364</td> </tr> <tr> <td>Na/Cl</td> <td>0,4</td> <td>0,617</td> <td>0.556</td> <td>0.858</td> </tr> </tbody> </table> <p>Irrigation water: Conductivity = 1985 uS (group C3: High salinity water) Sodium Adsorption Ratio (SAR) : 2,48 Adjusted SAR : 2,62</p>					Seawater					Ratios	mg/l	mmol/l	mg/l	mmol/l	Ca/Mg	1,846	1,12	0.319	0.194	Ca/SO4	0,64	1,534	0.152	0.364	Na/Cl	0,4	0,617	0.556	0.858																						
Seawater																																																			
Ratios	mg/l	mmol/l	mg/l	mmol/l																																															
Ca/Mg	1,846	1,12	0.319	0.194																																															
Ca/SO4	0,64	1,534	0.152	0.364																																															
Na/Cl	0,4	0,617	0.556	0.858																																															

