



République Algérienne Démocratique et Populaire



Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université ABBES LAGHROUR Khenchela

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

Département de l'Ecologie et Environnement

N°d'ordre :

Série :

THESE

Présentée en vue de l'obtention de Diplôme de

DOCTORAT LMD en Ecologie et Environnement

Option : Eau, Environnement et Energie Renouvelable

Par

BELKOUM Noureddine

Intitulé

**L'APPORT DE L'HYDROCHIMIE ET DES ISOTOPES DE LA MOLECULE D'EAU
DANS L'ETUDE DE L'IMPACT DES EAUX DE BARRAGE SUR LA QUALITE DES
EAUX SOUTERRAINES DANS LES BASSINS ENDOREIQUES. CAS DU BASSIN
DE CHEMORA. ALGERIE-ORIENTALE**

Soutenu le

Devant le jury composé de

Présidente :	KADI Kenza	MCA, Université de Khenchela
Examineurs :	BAALI Fathi	Professeur, Université de Tebessa
	FEHDI Chemceddine	Professeur, Université de Tebessa
	KACHI Slimane	Professeur, Université de Guelma
Rapporteur :	HOUHA Belgacem	Professeur, Université de Khenchela

2017

Remerciements

Au terme de ce travail je tiens à remercier ceux qui m'ont aidé à le réaliser, et qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance. Ma profonde gratitude s'adresse avant tout au Pr. HOUHA Belgacem, mon encadreur, qui a accepté de diriger mon travail et m'a accordé toute son attention et sa patience pour le réaliser.

Au Dr. KADI Kensa, de l'université de Khenchela, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury.

Au Pr. BAALI Fathi, de l'université de Tebessa, au Pr. FEHDI Chemceddine de l'université de Tebessa et au Pr. KACHI Slimane de l'université de Guelma qui ont examiné ce travail et ont accepté de faire partie du jury.

Mes vifs remerciements vont à mes collègues doctorants et aux enseignants de l'université de Khenchela pour le soutien qu'ils m'ont apporté lors de la préparation de cette thèse.

Merci à ma famille et à tous mes proches pour leur patience et soutien de tous les jours, particulièrement pour mes chers parents, mes frères et ma sœur. A mes chers amis.

A tous ceux que je n'ai pas pu citer, qu'ils m'accordent toute leur indulgence.

Résumé

Les eaux souterraines du bassin de Chemora présentent d'importantes variations chimiques induites par l'aridité du climat, la dissolution minérale et l'activité anthropique. L'aquifère Crétacé et les affleurements calcaires montrent des eaux bicarbonatées calciques à bicarbonatées magnésiennes, les eaux du remplissage Plio-quaternaire sont de type sulfatées calciques à chlorurées calciques en aval du bassin. Ces faciès chimiques sont déterminés par l'interaction eau-roches, la dissolution et les précipitations minérales, à travers les échanges cationiques tout au long de l'écoulement de l'eau vers son exutoire. L'infiltration des eaux d'irrigation chargées en sels et fertilisants dans les périmètres irrigués est un processus secondaire de minéralisation des eaux du bassin de Chemora.

L'utilisation de l'outil isotopique a identifié que l'origine de la recharge de la nappe du Crétacé sont les eaux de pluie d'origine méditerranéenne dans de hautes altitudes ; l'effet d'altitude a conféré aux eaux un cachet appauvri en oxygène 18 et en deutérium. Les eaux de la nappe Plio-quaternaire sont d'origine météorique océanique et se sont infiltrées rapidement sans avoir subi de phénomène évaporatoire. L'alimentation de l'aquifère libre est assurée aussi par des apports latéraux et souterrains de l'aquifère Crétacé. La géochimie isotopique n'a pas confirmé de relation hydraulique entre les eaux du barrage et la nappe superficielle de Chemora.

Mots clé : Eau souterraines, barrage, minéralisation, hydrochimie, isotopes stables, Algérie.

Abstract

Groundwater of Chemora basin displays important chemical variations induced by the climate aridity, the mineral dissolution and the anthropogenic activity. The cretaceous aquifer and the calcareous outcrops show bicarbonate calcium to bicarbonate magnesium water, filling water of Plio-quadernary are of sulphate calcium to chloride calcium downstream of the basin. These chemical facies are determined by the interaction water-rock, the dissolution and the mineral precipitations, through cations exchange along the water flow towards its outlet. The infiltration of irrigation water loaded in salt and fertilizers in the irrigated perimeters is a secondary mineralization process of basin water of Chemora.

The use of isotopic tool has identified that the origin of the water table of Cretaceous is rainwater from Mediterranean in high altitudes; the altitude effect has given to water an impoverished character in oxygen 18 and deuterium. Water of Plio-quadernary water table is of meteoric oceanic origin and has rapidly infiltrated without undergoing an evaporation phenomenon. The feeding of the free aquifer is also ensured by lateral and underground contributions of the cretaceous aquifer. Isotopic chemistry has not confirmed an hydraulic link between dam water and the superficial water table of Chemora.

Keywords: Groundwater, dam, mineralization, hydrochemistry, stable isotopes, Algeria.

ملخص

تظهر مياه حوض الشمرة تنوعات كيميائية هامة ناتجة عن جفاف المناخ، ذوبان المعادن و النشاطات البشرية. يطغى على مياه الخزان المائي الكلسي البيكربونات و الكلسيوم إلى البيكربونات و المانزيوم، بينما يطغى على الخزان المائي البليورباي السولفات و الكلسيوم إلى الكلورور و الكلسيوم في اتجاه أسفل الحوض. هذه التسميات الكيميائية تتحكم فيها تفاعلات الماء مع الصخور، ذوبان و ترسب المعادن و من خلال التبادلات الكيميائية على طول سيل المياه نحو مخرجها. تسرب مياه السقي المحملة بالأملاح و المخصلات في المساحات المسقية هو مسار ثانوي لتمعدن مياه حوض الشمرة.

استعمال النظائر المشعة لجزيء الماء بين أن مصدر تعبئة مياه الخزان المائي الكلسي هو مياه أمطار البحر المتوسط في المرتفعات الكبيرة؛ تأثير الارتفاع أدى إلى فقر المياه من حيث H^2 و O^{18} .

المياه الجوفية للخزان البليورباي مصدرها الأمطار المحيطية التي تسربت بسرعة دون التعرض للتبخر. تزويد هذا الخزان يتم كذلك عن طريق المياه الجوفية للخزان الكلسي.

النظائر المشعة لم تأكد أي علاقة مائية بين مياه السد و المياه الجوفية لحوض الشمرة.

الكلمات المفتاحية

مياه جوفية، سد، تمعدن، هيدروكيميا، النظائر المشعة، الجزائر

Table des matières

Introduction générale

CHAPITRE I :

PRESENTATION DU SECTEUR ET CONTEXTE GEOLOGIQUE

Introduction	2
I.2. Aperçu géographique	2
I.2.1. Situation géographique	2
I.3. Cadre géomorphologique et structural	4
I.3.1. Cadre géomorphologique	4
I.3.2. Cadre structural	7
I.3.2.1. Le domaine atlasique	7
I.3.2.2. Cassures et flexures	9
I.3.2.3. Localisation et âge de mise en place des pointements triasiques	10
I.4. Végétation, réseau hydrographique et activité humaine	10
I.4.1. Végétation et activité humaine	10
I.4.2. Réseau hydrographique	11
Barrage de Koudiat Medaour	11
I.5. Cadre géologique	12
I.5.1. Lithostratigraphie	12
I.5.1.1. Le socle mésozoïque	14
A. Trias	14
B. Crétacé	14
B.1. Crétacé inférieur	14
B.1.1. Barrémien- Aptien	14
B.1.2. Albien	15

B.2. Crétacé supérieur	15
B.2.1. Cénomanién	15
B.2.2. Turonien	16
B.2.3. Sénonien	16
I.5.1.2. Les formations Cénozoïques	16
Néogène	16
Quaternaire	17
I.6. Les principaux aquifères	18
Les aquifères alluviaux	18
L'aquifère miocène	18
I.6.1. Identification de la typologie des nappes aquifères du bassin de Chemora	18
I.6.1.1. Lithologie et âge des formations aquifères	18
I.6.2. Présentation et nature des nappes aquifères	19
I.6.2.1. Nappe phréatique	19
I.6.2.1.1. Profondeur de la nappe	19
I.6.2.2. Nappes profondes	19
I.6.2.3. Eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure Sud	19
I.7. Piézométrie	20
Conclusion	21

CHAPITRE II : CARACTERISTIQUE CLIMATOLOGIQUE

Introduction	24
II.2. Pluviométrie de la zone d'étude	24
II.3. Etude des paramètres climatiques	25

II.3.1. Les précipitations	25
II.3.1.1. Répartition interannuelle des précipitations	25
II.3.1.2. Variation mensuelle des pluies	26
II.3.1.4. Estimation de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant	27
II.3.1.4.1. Méthode de la moyenne arithmétique des précipitations	27
II.3.2. La Température de l'air	27
II.3.3. Synthèse climatique	29
II.3.3.1 Diagramme ombro-thermique d'Emberger	29
II.3.3. Détermination de l'étage bioclimatique	30
II.3.3.1. Indice de De. Martonne	30
II.3.3.2. Le diagramme de L. Emberger	31
II.4. Le bilan hydrique	32
II.4.1. Étude de l'évapotranspiration	32
II.4.1.1. Estimation de l'ETP (l'évapotranspiration potentielle)	32
II.4.1.2. Estimation de la RFU (réserve facilement utilisable)	33
II.4.1.3. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	33
II.4.1.4. Interprétation du bilan hydrique	34
II.4.1.5. Le ruissellement	36
II.4.1.6. Estimation de l'infiltration	36
Conclusion	37

CHAPITRE III

HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN DE CHEMORA

Introduction	40
III.2. Matériels et méthodes	40

III.2.1. Techniques de mesures et d'analyses in situ	40
III.2.1.1. Analyse des paramètres physique avec un multi-paramètre portable Consort C931	40
III.3. Techniques de mesures et d'analyses au laboratoire	43
III.3.1. Analyse des éléments majeurs par La chromatographie ionique	46
III.3.1.1. Historique	46
III.3.1.2. Repères historique de la chromatographie ionique	46
III.3.1.3. Définition de la chromatographie ionique	46
III.3.1.4. Mise en fonctionnement	47
III.3.2. Analyse les éléments mineurs par Spectrophotométrie D'Absorption Atomique	49
III.3.2. 1. Définition	50
III.3.2.2. Méthodes de préparation des échantillons	50
III.3.2.3. Cellules de mesure	51
III.3.2.4. La procédure d'analyse	51
III.3.5. Mesure isotopique de l'oxygène 18 et le deutérium	52
III.3.5.1. La méthode de la mesure	52
III.3.5.2. Calibration	56
III.4. Variation spatiale des paramètres physico- chimiques	57
III.4.1. Paramètres physiques	57
III.4.1.1. La Température	57
III.4.1.2. Le potentiel hydrogène (Ph)	57
III.4.1.3. Conductivité électrique	59
III.4.2. Evaluation spatiale des éléments chimiques majeurs	61
III.4.2.1. Le calcium (Ca ⁺⁺)	61

III.4.2.2. Le Magnésium (Mg^{++})	61
III.4.2.3. Le Sodium Na^+ et le potassium K^+	61
III.4.2.4. Bicarbonates (HCO_3^-)	62
III.4.2.5. Les chlorures (Cl^-)	62
III.4.2.6. Les sulfates (SO_4^{2-})	63
III.4.3. Le faciès chimique des eaux échantillonnées	65
III.4.3.1. Diagramme de Piper	65
III.4.3.2. Diagramme de Schoëller et Berkalov	65
III.5. Acquisition de la minéralisation des eaux souterraines	69
III.5.1. Relations binaires	69
III.5.1.1. Ion chlorures-éléments majeurs	69
III.5.1.2. Rapports caractéristiques des éléments majeurs	71
III.6. Géochimie thermodynamique	74
III.6.1. Equilibre solution minéraux	74
III.7. Etude du strontium	75
III.7.1. Le rapport caractéristique Sr^+/Ca^+	75
III.7.2. Le Lithium	77
III.8. Analyse en composante principale (ACP)	77
III.8.1. Principe	77
III.8.2. L'ACP globale	78
III.8.3. Etude des variables et des individus	78
III.8.4. Analyse de l'espace des variables	78
III.8.5. Analyse de l'espace des individus	80
III.9. Etude isotopique	81
III.9.1. Notions de base	82

III.9.2. Que ce qu'un isotope	82
III.9.3. Hydrologie isotopique : Isotope stable et isotope radioactif	83
III.9.4. Isotopes de la molécule d'eau	83
III.9.5. Les isotopes stables de la molécule d'eau, oxygène-18 et deutérium	84
III.9.6. Composition isotopique des molécules d'eau	84
III.9.7. Unités de mesure	85
III.9.8. Rapports isotopiques	85
III.9.9. La notation delta pour mille	85
III.9.10. Enrichissement / Appauvrissement de l'eau	86
III.9.11. Standards	86
III.9.12. Fractionnement isotopique	87
III.9.13. Droite Globale des Eaux Météoriques (DEMG)	89
III.9.14. L'Excès en deutérium (d-excess)	89
III.9.15. Droite Locale des Eaux Météoriques (DEML)	89
III.9.16. Variation de la composition isotopique des pluies	89
III.9.17. Echantillonnage et Interprétation des résultats	91
III.9.18. Relation ^{18}O - ^2H dans les eaux échantillonnées	92
III.9.19. Relation barrage-nappe	93
Conclusion	95
Conclusion générale	
Références bibliographiques	

Liste des figures

Fig. 1. Carte géographique et géologique du bassin de Chemora (CGG 1970)	3
Fig .2. Localisation des principaux ensembles géomorphologiques du Nord de l'Algérie et de la Tunisie (Guiraud 1973)	5
Fig. 3. Principales unités structurales du Nord Ouest de l'Afrique (d'après, G. Busson, 1970)	6
Fig.4. Schéma structural simplifié (Vila, 1977)	7
Fig.5. Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de L'Aurès d'après R. Laffitte (1939) et modifié par R.Guiraud (1973).	12
Fig.6. Coupe interprétative dans le bassin de Rémila d'après Vila (1977)	13
Fig.7. Coupe interprétative dans le bassin de Timgad d'après Vila (1977)	13
Fig. 8. Carte piézométrique d'après (Houha 2007)	20
Fig. 9. Variation des précipitations annuelles	26
Fig. 10. Précipitations moyennes mensuelles	26
Fig. 11. Courbes des températures mensuelles (1989 -2013)	28
Fig. 12. Diagramme ombrothermique (bagnouls-gausse)	29
Fig. 13. Climagramme de L. EMBERGER	31
Fig.14. Carte d'inventaire des points d'eau échantillonnée	41
Fig. 15. Echantillonnage dans les sources moins chaudes.	44
Fig.16 : Échantillonnage lorsque la température élevée	45
Fig.17. le dispositif de la filtration à 0.45µm	45
Fig.18. La chromatographie ionique Dionex 120	47
Fig.19. La spectrophotométrie d'absorption atomique SAA	49
Fig. 20. Schéma de principe de la spectrophotométrie d'absorption atomique	50
Fig.21. Spectromètre de masse Delta-V et leur équipement	52

Fig. 22. Schéma de principe du GasBench	53
Fig.23. GasBench (auto échantillonneur) en mise en marche	53
Fig. 24. Schéma de la fiole et du transfert du gaz	54
Fig.25. Schéma de principe du piège à eau	55
Fig.26. Chromatogramme type du Delta-V Visualisation du bruit de fond avant analyse	56
Fig. 27. Carte de répartition des températures (°C) des eaux de la zone d'étude	58
Fig.28. Carte de répartition des Ph des eaux de la zone d'étude	59
Fig.29. Carte de répartition des conductivités (c25°C)	60
Fig.30. Carte des teneurs en élément chimiques en (mg/l)	64
Fig. 31. Diagramme de Piper pour les eaux échantillonnées	66
Fig.32. Diagramme de Schoëller et Berkalov pour les eaux échantillonnées	68
Fig.33. Relation entre les éléments majeurs et les chlorures	70
Fig.34. Rapports entre les éléments majeurs contenus dans les eaux de la zone d'étude	73
Fig.35. Indice de saturation solution-minéraux des eaux la zone d'étude	75
Fig.36. Espace des variables de l'ACP globale	79
Fig. 37. Représentations graphiques des unités statistiques	80
Fig. 38. Phénomène du fractionnement isotopique	88
Fig.39. Relation $\delta^{18}\text{O} \text{‰}$ vs $\delta^2\text{H} \text{‰}$ dans les eaux naturelles (Fontes, 1976)	90
Fig.40. Carte d'inventaire des points d'eau échantillonnée (Oxygène 18 et Deutérium)	91
Fig.41. Corrélation ^{18}O - ^2H dans les eaux du bassin de Chemora	94
Fig.42. Diagramme $^{18}\text{O} / \text{Cl}$ des eaux échantillonnées	94

Liste des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques des stations pluviométriques	24
Tableau 2 : Pluviométrie annuelle en (mm)	25
Tableau 3: Modules pluviométriques moyens mensuels	26
Tableau 4: Les précipitations moyennes arithmétiques annuelles	27
Tableau 5: Températures mensuelles et annuelles (période 1989-2013) (Station de Ain skhouna)	28
Tableau 6: Indice d'aridité de De. Martonne	30
Tableau 7: Classement en fonction de l'indice d'aridité de De. Martonne	30
Tableau 8: Bilan Hydrique de Thornthwaite du bassin de Chemora	34
Tableau 9: La précision de l'appareil Consort C931	42
Tableau 10: Travaux de laboratoire et appareillage	43
Tableau 11: Le laboratoire qui a concouru le présent travail	44
Tableau 12: Teneurs de quelques éléments traces des eaux souterraines et de surface de la région d'étude	77
Tableau 13: Matrice de corrélation entre les variables	79
Tableau 14: Les principaux isotopes du milieu utilisés en hydrologie isotopique	84
Tableau 15: Teneurs en isotopes stables des eaux échantillonnées	92

Introduction générale

Les aquifères des hautes plaines steppiques de l'Algérie ont généralement une extension limitée et réduite d'ouest en est, du fait de leur orientation entre les deux Atlas. Ce sont des bassins endoréiques caractérisés par l'appauvrissement de leurs ressources en eau et une dégradation de leur qualité induite par des facteurs tant endogènes qu'exogènes tels que : un climat semi-aride aux périodes de sécheresse prolongées et récurrentes, l'évaporation avec des concentrations salines, lessivage des dépôts évaporitiques des aquifères, interaction eau-roches et la pollution.

Afin de mieux préserver et gérer ces ressources en eau et satisfaire les besoins accrus en eau des populations agglomérées et des zones rurales de l'Algérie profonde, deux barrages sont construits, dont l'un est en exploitation ; il s'agit du barrage de Koudiat Lamdouar.

L'objectif du présent travail est d'identifier l'origine de la recharge des aquifère des bassins des hautes plaines de l'Algérie, de discriminer l'origine de la salinité des masses d'eau souterraines et d'aider au mieux à explorer l'existence d'éventuelles relations hydrauliques entre les eaux de barrage et les eaux souterraines, que ce soit par des pertes par infiltration ou alimentation par drainance verticale.

Afin de répondre à ces préoccupations, nous allons adopter la méthodologie suivante :

- Etude du cadre naturel et géologique en relation avec la qualité chimique.
- Etude des paramètres physico-chimiques et isotopique de l'eau.
- Etude des dépendances et relations entre les divers paramètres physico-chimiques de l'eau.
- Etude des mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines.

Les explications des phénomènes et le détail des résultats seront présentés dans les chapitres qui constituent cette thèse.

Dans le 1^{er} chapitre, il a été abordé les caractéristiques physiques du bassin versant ainsi que la géologie (situation géographique, stratigraphie et tectonique). A partir de ce chapitre, on a pu avoir une idée détaillée concernant les différentes formations géologiques, leurs natures et la susceptibilité aquifère du site étudié.

Dans le second chapitre, il a été étudié les différents paramètres climatologiques (type de climat, étude des précipitations, températures et bilan hydrique) de la zone d'étude.

Le troisième chapitre consacré à l'étude géochimique (minéralisation, faciès chimique des eaux et mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux). Et à l'étude isotopique des eaux afin de déterminer l'origine de ces eaux.

CHAPITRE I :
PRESENTATION DU SECTEUR ET CONTEXTE
GEOLOGIQUE

Introduction

Ce chapitre présente le cadre géographique et géologique du bassin de Chemora. Cette présentation constitue un préalable à toute étude de l'eau souterraine à une échelle régionale. C'est l'occasion de dresser le bilan des connaissances générales sur le bassin à partir d'une revue bibliographique. Après avoir défini les limites géographiques de l'étude et le cadre naturel, quelques rappels sur l'histoire de la géologie des Aurès, comme décrite dans la littérature de nombreux auteurs tels que : Laffite 1939, Guiraud 1973, Vila 1977 et Houha 2007.

I.2. Aperçu géographique

I.2.1. Situation géographique :

Le bassin de Chemora est une entité des hautes plaines steppiques, il est située, entre l'Atlas tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud, entre 35°15' et 35°45'N de latitude et entre 6 et 7° de longitudes (fig.1). Ce bassin appartient à un bassin hydrologique trans-wilayates, c'est-à-dire partagé entre les Wilayates de Batna (Communes de Chemora et Timgad), et Khenchela (Communes de Bouhmama, Kais et Remila), il se trouve à 54 Km au Nord-Est de la wilaya de Batna, à 108 Km au Sud-Ouest de Constantine et 448 Km au Sud-Est d'Alger. (fig.1).

Les limites de la région d'étude correspondent :

- à l'Ouest, Djebel Bouarif (1450 m) et son prolongement Djebel Amrane (1000 m) ;
- au Nord, Djebel Fedjoudj (1248 m) ;
- à l'Est, la dépression salée Chott El Mellah et la Sebkhah de Garât et Tarf;
- au Sud, les reliefs crétacés des Aurès : les Djebels Aidel (1300 m), Aourès (1700m) et Chélia (2328 m). Par ailleurs, cette vaste région est divisée traversée dans sa partie centrale par Oued Chemora. (fig.1).

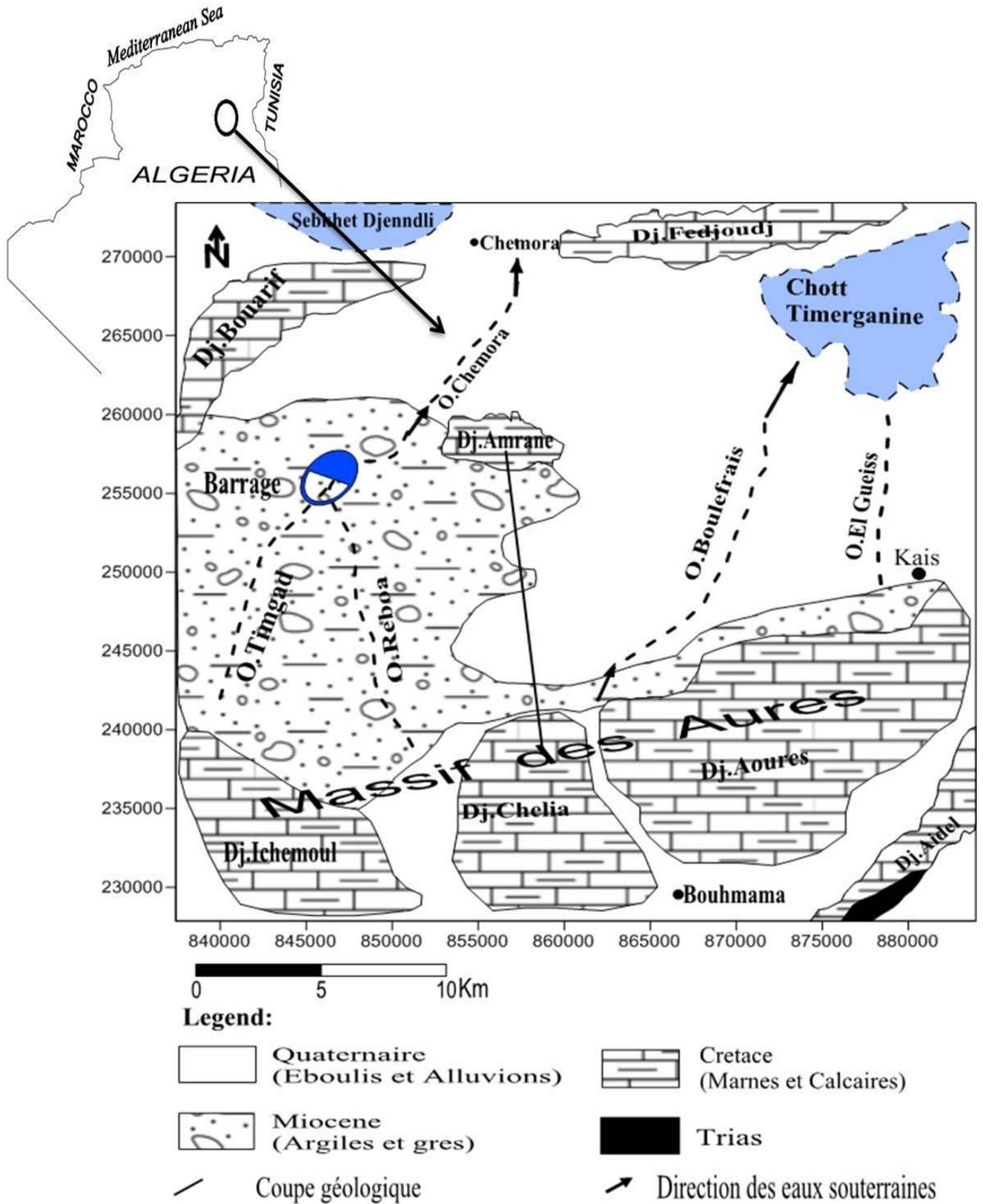


Fig. 1. Carte géographique et géologique du bassin de Chemora (CGG 1970)

I.3. Cadre géomorphologique et structural

I.3.1. Cadre géomorphologique

D'une longueur voisine de 60 km du NO au SE, sur une largeur de 30 km, le bassin de Chemora constitue une dépression endoréique très étendue et relativement élevée, d'environ 900 m, qui a reçu tous les apports d'érosion des reliefs environnants. Les massifs qui l'encadrent dépassent 1200 m et culminent à 2300 m au sommet de l'Aurès (Djebel Chélia). La zone basse qui reçoit tous les apports en eau drainés par la Sebkhah de Garât et Tarf, est d'une altitude de 828 m et constitue l'exutoire naturel d'une zone de saumure de près de 200 Km². Les périmètres de ce lac salé sont caractérisés par un niveau plat et une végétation clairsemée éliminée par la forte salinité des eaux (65 g/l) (Houha, 2007). Cet état de fait a causé non seulement l'absence de toute végétation, mais aussi, l'infertilité des sols.

Ce bassin hydrologique peut être divisé en trois parties (fig.1) :

Une partie centrale plus large, peu profonde qui se déploie autour du village de Chemora et va jusqu'à l'est du village de Kais

Une partie méridionale plus étendue, en bordure des reliefs sud et qui va sur 40 km, de Khenchela à Boulfreis.

Une partie orientale qui va du village de Baghai jusqu'à sebkha.

La géomorphologie du site est caractérisée par une topographie au sol plane sur l'ensemble de la plaine. Les bordures Sud et Nord du bassin sont marquées par des inclinaisons relativement importantes, conséquence d'une activité tectonique ayant affecté ces régions (fig.2), permettant un écoulement superficiel plus important (Guiraud, 73).

Le massif des Aurès est la barrière montagneuse qui, prolongeant les hauts plateaux de l'Atlas, marque brutalement sur la face Sud de la zone saharienne. En partant d'une altitude moyenne de mille mètres, la plaine saharienne de 100 m au moins est atteinte en 20 km à vol d'oiseaux. Grâce à sa haute position par rapport aux autres régions de l'Atlas saharien, l'Aurès présente des conditions climatiques favorables à l'accumulation des eaux superficielles et souterraines. Il s'élève au milieu de deux bassins de l'Algérie orientale, le bassin des hauts plateaux constantinois et le bassin de Chott Melghir. Il constitue leur ligne de partage des eaux (fig.2).

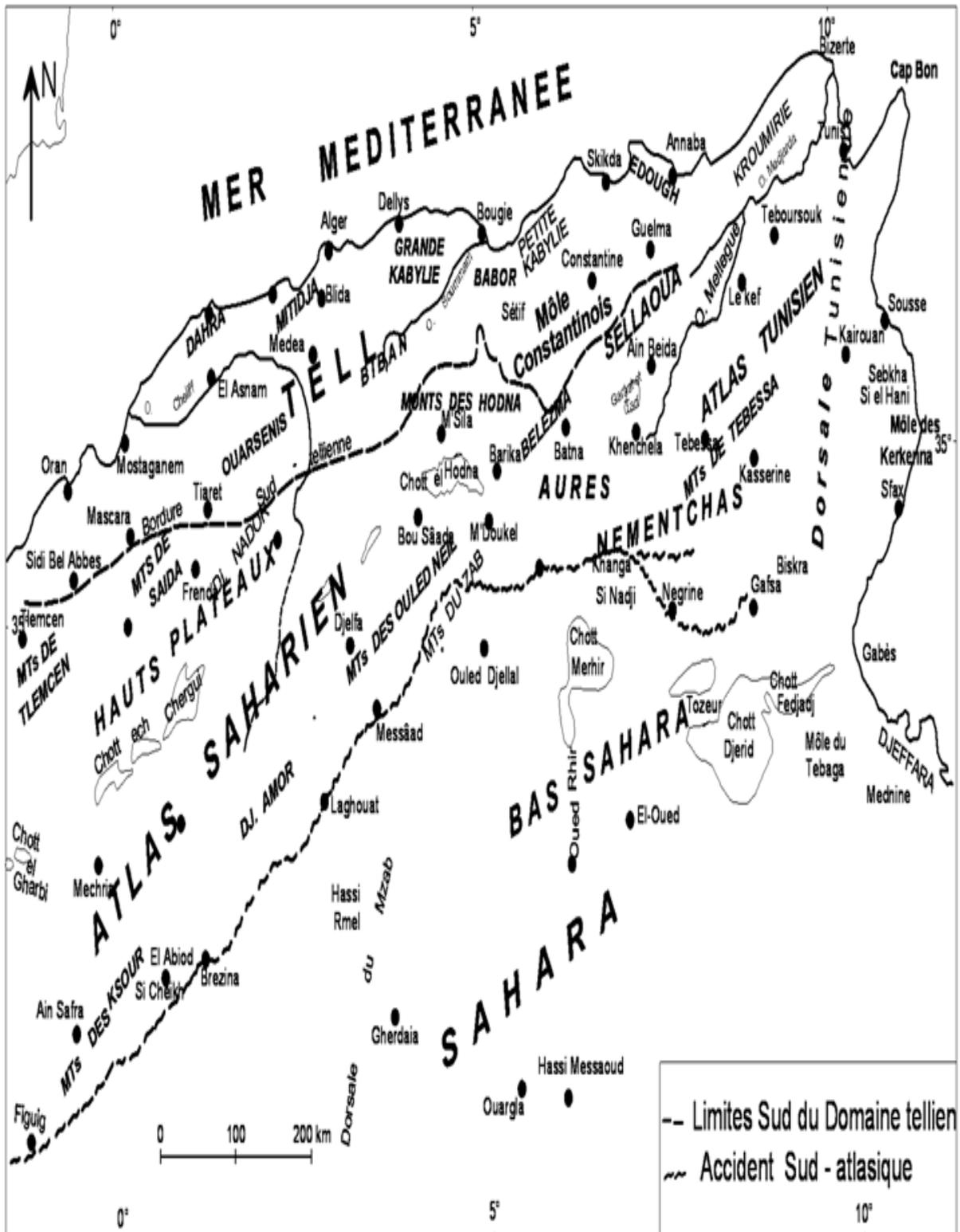


Fig .2. Localisation des principaux ensembles géomorphologiques du Nord de l'Algérie et de la Tunisie (Guiraud, 1973)

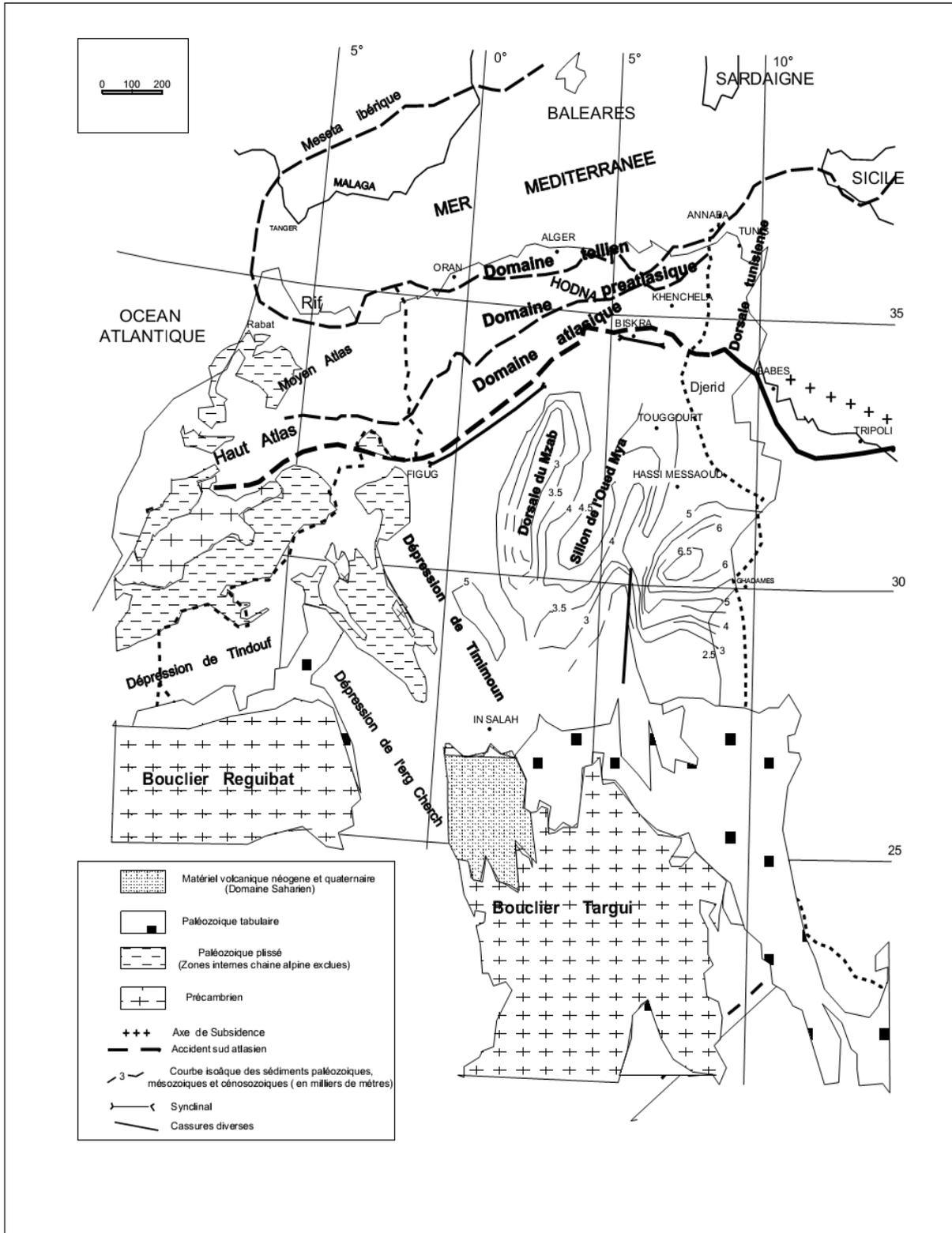


Fig. 3. Principales unités structurales du Nord Ouest de l'Afrique (in Houha, 2007)

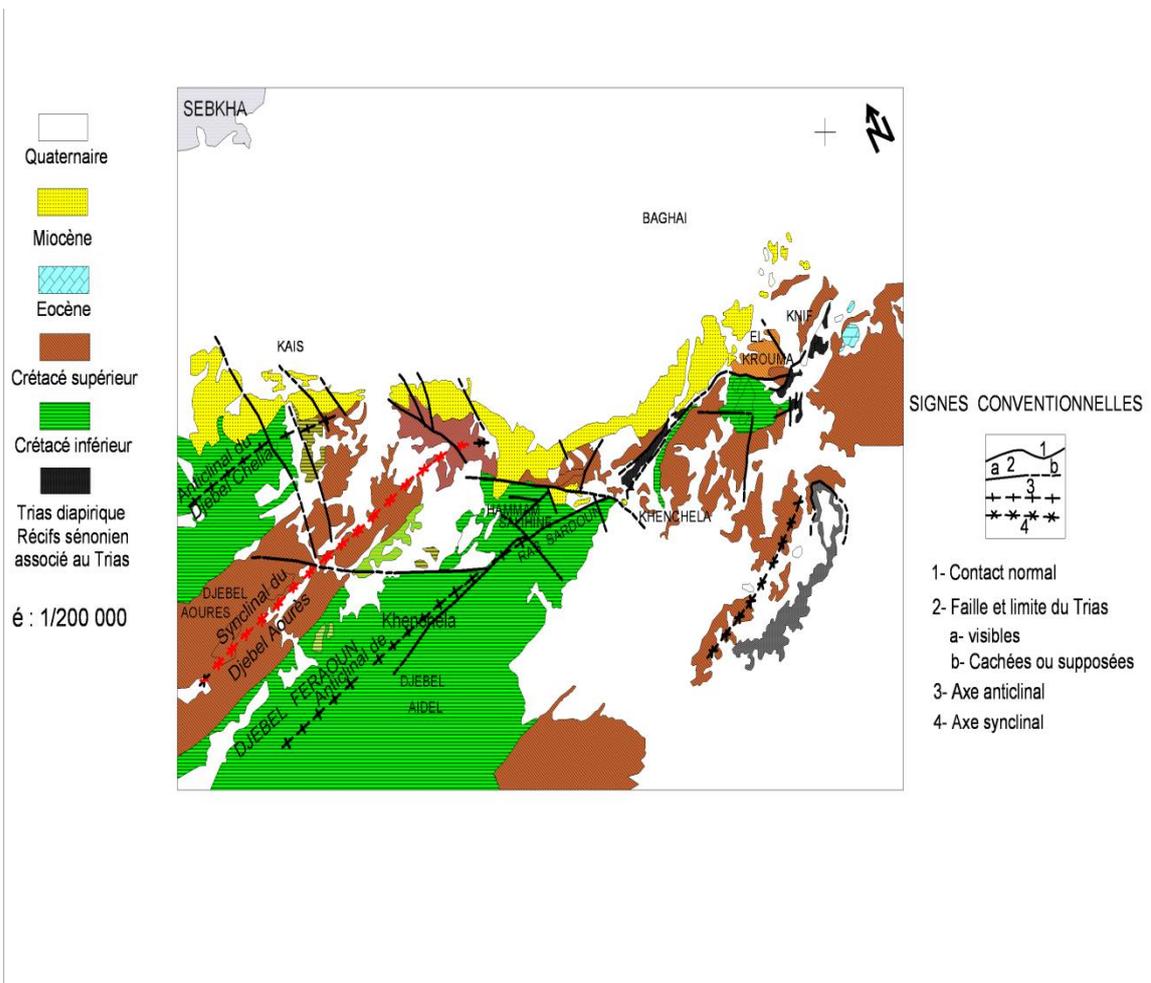


Fig.4. Schéma structural simplifié (Vila, 1977)

I.3.2. Cadre structural

L'Algérie du Nord, tronçon de la chaîne alpine, peut être subdivisé en plusieurs domaines présentant des styles tectoniques différents (fig.3)

Au Sud du *domaine tellien*, constitué pour l'essentiel par des unités allochtones, et correspondant par conséquent à la chaîne alpine proprement dite, nous distinguons le *domaine atlasique*, caractérisé par des diapirs et plis coffrés.

Cependant on remarque plus particulièrement la position des Aurès, au niveau duquel la chaîne alpine présente en Algérie sa largeur minimale (Guiraud, 1973)

A cet effet nous décrivons de façon plus ou moins détaillée, le domaine atlasique comme une ligne structural

I.3.2.1. Le domaine atlasique

Le domaine atlasique correspond essentiellement en Algérie à deux grands ensembles morphologiques bien individualisés, Atlas saharien à l'Ouest, Aurès-Nementcha à l'Est, dont l'histoire géologique montre qu'ils appartiennent à une même chaîne (fig.3 et 4). Ces deux

ensembles, qui ne se placent pas exactement dans le prolongement l'un de l'autre mais sont légèrement décalés selon un mouvement dextre, se raccordent par l'intermédiaire d'une zone charnière topographiquement moins élevée et un peu plus complexe sur le plan géologique : la région de M'Doukel-Biskra.

A la lumière des résultats acquis dans les domaines de la chaîne atlasique, principalement par (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 et Vila, 1977), et que l'on peut résumer ainsi pour l'essentiel :

- Le relief de l'Aurès a subi des nombreux dépôts et ses formes actuelles sont dues aux élévations post-pliocènes. La phase de plissements maximum dans l'Aurès débute à la fin du Lutétien ; ils correspondent aux mouvements de l'orogénèse pyrénéenne (Vila, 1977).
- Le massif de l'Aurès serait affecté par une forte subsidence lors du Mésozoïque puis énergiquement plissés à la fin de l'Eocène moyen ; certaines parties du massif s'élèvent, d'autres s'affaissent. C'est dans celles-ci que se déposent les couches rouges, jusqu'à la fin du Pontien.
- Surrection vers la fin de l'Oligocène de l'ensemble de la chaîne, quelques plis et flexures de direction E-W se produisent alors dans les Aurès marquée par un substratum sédimentaire hérité des transgressions marines du secondaire et du tertiaire.
- Les mouvements post-burdigaliens ont modifié notablement les formations Miocènes marines et continentales. Ainsi les grès burdigaliens en bordure Sud de la plaine sont relevés à 60 – 80m entre Tingad et Kais et à 20-50 m à l'Est de Kais. Ils présentent au Sud –Ouest de la plaine une allure synclinale entre le flanc Sud et le Djebel Amrane. La direction générale Est-ouest est d'autre part coupée par des accidents orthogonaux.
- A la fin du Tertiaire, une phase d'érosion aboutit au façonnement des formes Crétacé et au comblement des dépressions par des dépôts continentaux. Le relief de l'Aurès a subi des nombreux dépôts et ses formes actuelles sont dues aux élévations post-pliocènes.
- Possibilité de rencontrer des accidents obliques ou perpendiculaires aux structures, quelques grandes cassures d'orientation NW-SE ayant notamment été reconnues par (Laffitte, 1939).

- Mise en place d'injection triasique, « diapirs ou dôme de sel », à différentes époque, Turonien supérieur, post-Lutétien.
- L'anticlinal crétacé du Djebel Amrane, qui divise la plaine en deux synclinaux, présente des pendages assez élevés, atteignant 50°. Sa prolongation vers l'Est, sous le recouvrement récent, est très vraisemblable, puisque les forages qui se situent au centre du bassin, à 10 km au minimum à l'Est de la terminaison du Djebel Amrane, ont rencontré le Crétacé à des profondeurs très faibles (Houha, 2007)
- Ce sont des dépôts quaternaires continentales constitués d'alluvions, regs, terrasses occupant la plus grande superficie du territoire de la wilaya, Ils sont répartis dans la zone nord (plaine alluviale de Chemora)
- Le synclinal de Khenchela qui représente une vaste structure régulière est constitué par les successions géologiques suivantes: le Crétacé inférieur, épaisses séries en grande partie continentale, formées par des dépôts calcaires, marnocalcaires et marno-calcaire-argileux. Toute cette région marquée par un substratum sédimentaire hérité des transgressions marines du secondaire et du tertiaire, aurait connu vers la fin de l'Oligocène une phase d'orogénèse extrêmement active qui a entraîné la surrection de l'Atlas saharien.

I.3.2.2. Cassures et flexures

Les divers documents publiés par R. Laffitte ne font état que d'un très petit nombre de faille les une directement directionnelle (dans les anticlinaux de Khenchela, Djebel Aidel et Chélia), les autres obliques et orientés presque exclusivement au NW (Houha, 2007).

En fait les cassures sont nombreuses dans le massif de l'Aurès et elles se répartissent très généralement suivant des directions voisines de NW-SE (les plus fréquents), E-W ou N 60° E.

Des accidents présentant une orientation E-W ou très voisine se rencontrent assez régulièrement dans l'Aurès tandis que de grandes flexures montrant également cette direction limitent le massif aussi bien au Nord, entre Timgad et Khenchela, que, de façon plus nette, au Sud.

Du nord vers le sud les principales cassures de ce type se situent :

Au sud du Djebel Chélia

Dans la chaîne Aidel

Les anticlinaux les plus dégagés par l'érosion (Chélia et Khenchela) sont parcourus dans leur zone axiale par des failles parallèles à la structure, qui tantôt en effondrent la voûte

ou l'un des flancs (Djebel Aidel, Djebel Chélia), tantôt accompagnent au contraire la percée d'horizons résistants plus profonds (Albien de djebel Aidel).

Ces failles ont une orientation voisine de N 60° E, et longe djebel Aidel et provoque localement la remontée de calcaires Albien contre la série de marnes cénomaniennes (fig. 4)

I.3.2.3. Localisation et âge de mise en place des pointements triasiques

Des affleurements de roches triasiques, de taille et de constitution variable, perçant leur couverture mésozoïque et cénozoïque de façon normale, en une dizaine de points dans l'Aurès. Ou sur ses bordures (fig. 4)

Un affleurement isolé situé au NW du Djebel Aidel, perçant l'Aptien et probablement en relation avec l'une des failles directionnelles qui parcourent l'anticlinal de Khenchela (Houha, 2007).

Plusieurs extrusions de dimensions importantes morcelant le Crétacé supérieur au voisinage de Khenchela ; l'une d'elles a joué dès le Turonien supérieur ou le Sénonien inférieur, près des djebels Krouma et Knif, les autres sont antérieurs au Miocène qui peut les recouvrir en discordance ; outre les grands accidents d'orientations N 30 à N 60° E que l'on observe sur le terrain, je pense qu'aucune cassure profonde, oblique sur l'Ouest et responsable de la disparition brusque vers l'Est des assises du Crétacé inférieur au niveau de Khenchela, est également à l'origine de ces remontées triasiques. Ce qui montre que les extrusions se sont toujours faites à la faveur d'accidents importants et peu après le jeu de ces derniers (Guiraud, 1973).

I.4. Végétation, réseau hydrographique et activité humaine

I.4.1. Végétation et activité humaine

La région est boisée surtout en altitude avec de belles et vastes forêts constituées essentiellement par des chênes verts, pin d'aleps, genévriers, ifs, certains conifères avec, à partir de 1500 m, une cédraie sur djebel Aourès et djebel Faraoun (Ouled Yagoub et Ouled Oudjana). Les prairies sont bien représentées, alors que les périmètres irrigués sont très peu développés et sont localisés le long des cours d'eau.

Dans les plaines et les plateaux de basse altitude, la végétation est de type steppique très clairsemé.

Les populations sont concentrées généralement au niveau des communes et des mechtas et se répartissent essentiellement dans les centres de Chemora, Kais, Boulfreis,

Bouhmama et Rémila. L'agriculture et l'exploitation forestière sont les activités traditionnelles de la région.

L'agriculture est essentiellement tournée vers la céréaliculture, l'arboriculture et l'élevage. L'élevage intensif, avicole, ovin et bovin, tiennent une place prépondérante dans le tissu socio-économique de Rémila et Chemora.

L'industrie est quasi absente, on en trouve celle du bois, des minoteries, et des unités de collecte et transformation de lait.

Les effluents, Chemora et Boulfreis, traversent la plaine et aboutissent dans la dépression salée. Le tourisme est peu développé et il est lié à la présence de stations thermales (hammam Salihine, hammam El Kénif)

I.4.2. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est l'ensemble des cours d'eau affluents et sous affluents, permanents ou temporaires, par lesquels s'écoulent toutes les eaux de ruissèlement et convergent vers un seul point de vidange du bassin versant (exutoire).

Oued Chemora et Oued Boulfreis drainent l'essentiel des eaux de la région d'étude. Oued Chemora résulte de la jonction de deux affluents Oued Reboa et Oued Timgad, il se perd après un trajet d'environ 64 km, dans les lacs salés des hautes plaines constantinoises, il s'agit de Sebket Djendli et Garaât et -tarf. (fig.1). Oued Boulfreis collecte principalement les eaux en provenance des reliefs s'étendant au sud de la région considérée (Djebel Aourès) et draine le sous bassin de Boulefraï selon un axe d'écoulement SW-NE, et termine son parcours dans chott Temerganine et Sebket Garaat et -tarf (fig.1).

Barrage de Koudiat Medaour

Le barrage de Koudiat Medaour a été réalisé par l'entreprise nationale COSIDER, sa réalisation a débuté le 22/03/1993, la mise en eau en barrage s'est faite en 2002 (ANRH). Le lac du barrage Koudiat Medaour est situé à 35 km Nord-est du site historique de Timgad (ruines romaines). Les coordonnées Lambert longitude $06^{\circ} 24'E$ et latitude $35^{\circ}31'N$ définissent un point sur le barrage où la cote de l'oued est d'environ 956m au dessus du niveau de la mer (fig.1).

L'eau du barrage de Timgad sert à faire face à une demande annuelle de 38 millions m^3 destinée à l'alimentation en eau potable et industrielle de Batna, Tazoult, Arris, Khenchla, et Kais ainsi qu'à l'irrigation des terres agricoles dans les plaines de Batna et de Chemora.

I.5. Cadre géologique

Nos connaissances géologiques sur la région d'étude sont largement inspirées des travaux et études régionaux et de synthèses sur le massif des Aurès, sur les hautes plaines steppiques et sur les zones humides. La plupart de ces études ont été axées sur les caractères stratigraphiques, géomorphologiques, sédimentologiques et structurales (Laffitte, 1939 ; CGG, 1969 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1977 ; Houha, 1996 et Houha, 2007). Les travaux sur l'hydrogéologie sont rares, hormis les travaux de (CGG, 1969-1970). (Houha, 1996) et (ANRH, 2002) et quelques travaux sur le sud des Aurès.

I.5.1. Lithostratigraphie (fig. 1, 5, 6 et 7)

La puissante série stratigraphique du bassin étudié est composée à sa base par un socle mésozoïque sur lequel repose, en discordance, une couverture sédimentaire allant du Trias supérieur jusqu'au Quaternaire (fig.1).

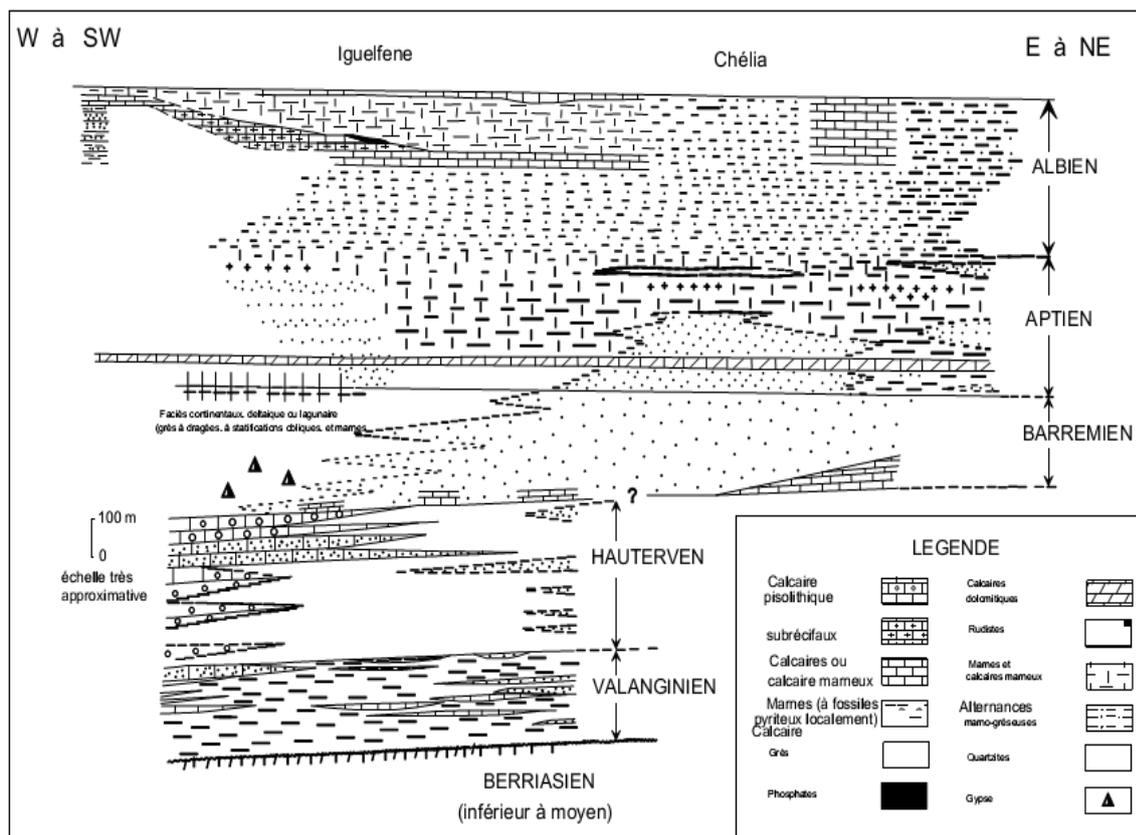


Fig.5. Schéma illustrant les variations de faciès dans le Crétacé inférieur de

l'Aurès d'après R Laffitte (1939) et modifié par R Guiraud (1973)

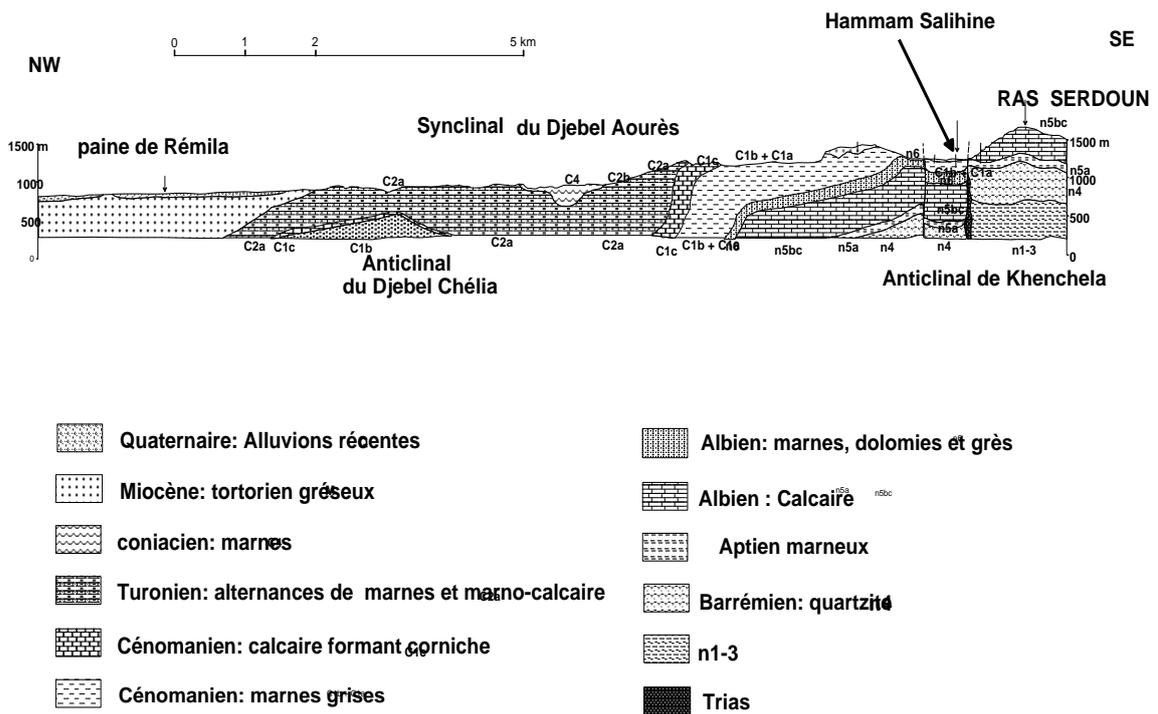


Fig.6. Coupe interprétative dans le bassin de Rémila d'après Vila (1977)

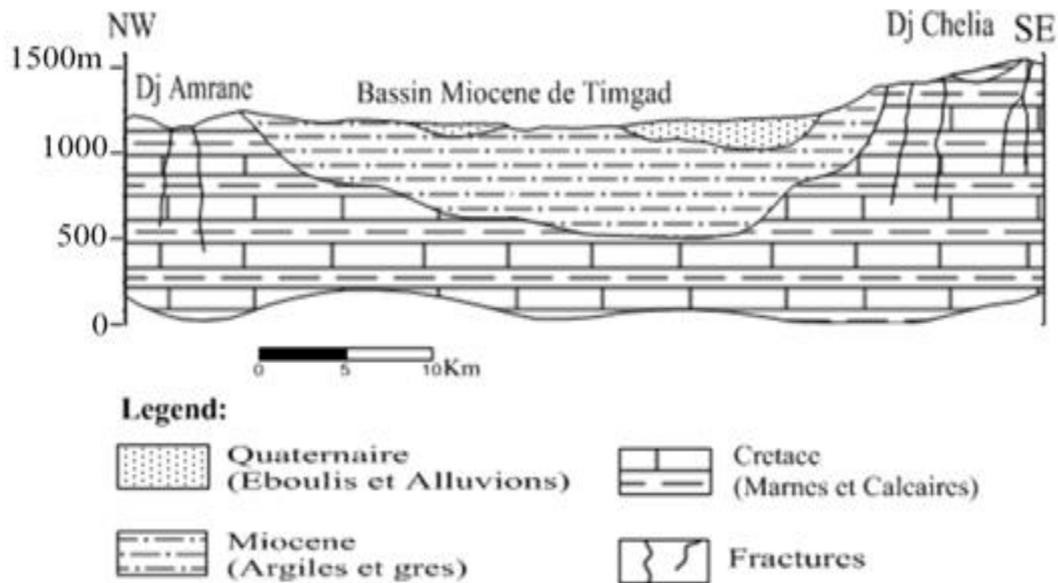


Fig.7. Coupe interprétative dans le bassin de Timgad d'après Vila (1977)

I.5.1.1. Le socle mésozoïque

A. Trias

Dans les régions qui entourent la dépression de Chemora les affleurements triasiques sont assez nombreux et très localisés à proximité de Khenchela (fig.1), où il isole le Miocène du Crétacé, suivant une bande de 4 à 5 km de long et de 300 à 400 m de large et sur Djebels El Krouma et Knif en contact anormal avec l'albien, le Cénomaniens et le Sénonien. La série triasique comportait probablement à l'origine, de la base vers le sommet : une formation évaporitique épaisse, en particulier sous la forme d'amalgames intensément replissés, représentent les indices les plus sûrs de la présence du Trias.

Le gypse est le plus fréquent, en amas saccharoïdes blanc grisâtre, durs, ou sous forme de grands cristaux. L'abondance du sel caractérise cet affleurement, visible dans les diapirs de Khenchela et Krouma, mais cela tient, non pas à un caractère original particulier au Trias de cette région, mais au fait que ce pointement étant récent (post-miocène), le sel n'a pas eu le temps d'être dissous, tandis que dans les autres pointements, qui sont anté-miocènes, il a disparu depuis longtemps (Laffitte, 1939).

Les argiles et marnes bariolées, de couleur verdâtre, rougeâtre à violacée, constituent les roches les plus abondantes à l'affleurement, des passées calcaro-dolomitiques, de couleur gris bleuté à noirâtre, généralement bien stratifiés et présentant parfois quelques passées marneuses, sont fréquemment emballés dans les complexes triasiques

B. Crétacé

B.1. Crétacé inférieur

Dans le vaste massif de l'Aurès, le Crétacé inférieur constitue l'essentiel des reliefs les plus élevés : Azreg-Ichmoul, Chelia, Aidel. (Laffitte, 1939) a soigneusement décrit la plupart des faciès et c'est à partir de ses descriptions, modifiées ou complétées en quelques points, que (Guiraud, 1973) a établi la (fig. 5) qui résume de façon schématique les principales variations observables. On notera dans l'Aurès le développement important des dépôts gréseux aux dépens des dépôts carbonatés. Je me bornerai donc ici à souligner les quelques éléments qui constituent le paysage géologique du bassin de Chemora.

B.1.1. Barrémien- Aptien

Dans le sud ouest du massif de l'Aurès, le Barrémien est représenté par un faciès continental net : grès à dragées, marnes rouges, montant jusque dans l'aptien. Lorsque l'on se déplace vers le Nord ouest, les couches passent à des quartzites sans fossiles à la base

(Barrémien) et à des marnes fossilifères (Aptien inférieur) au sommet. Dans le Nord, ces quartzites sans fossiles présentent, surtout à la base de l'étage, des intercalations de calcaires marins (Djebel Aidel aux environs de Khenchela et Bou Arif), l'épaisseur de l'étage varie de 400 m environ (Sud) à 250 m (Nord).

Cette région a alors été le siège d'une sédimentation puissante (plus de 2000 m de dépôts parfois), principalement grés-argileux (Laffitte, 1939). Les intercalations carbonatées sont peu épaisses ; elles se cantonnent dans l'Aptien moyen à supérieur et l'Albien supérieur (Laffitte, 1939).

Les couches précédentes sont surmontées par des marnes puis par des masses calcaires avec rares intercalations marneuses. Une barre de calcaire dolomitique roux, reconnus à ce niveau dans le massif de Khenchela (Guiraud, 1973). Viennent ensuite des calcaires à Orbitolines, pouvant alterner avec des marnes et surtout des grès.

Enfin R. Laffitte a remarqué la présence assez constante, au dessus des calcaires à Orbitolines d'un niveau peu épais (quelques dizaines mètres au maximum) de marnes ou calcaire marneux

B.1.2. Albien

L'albien débute dans l'Aurès, selon la description de R. Laffitte, par des alternances de grès et de marnes atteignant le plus souvent 150 à 200 m d'épaisseur. Puis les calcaires, assez rares jusque là, tendent à se substituer aux grès, sur une cinquantaine de mètres environ. Au dessus de ces assises viennent des alternances de calcaires et de marnes (40 m environ) L'Albien affleure dans les anticlinaux de l'Aurès, en bordure Sud du bassin de Rémila au cœur de Djebel Aidel dans l'anticlinal de Khenchela où l'on distingue un ensemble à dominante marneuse surmonté par des grès fins. Le passage aux marnes cénomaniennes étant assez progressif

B.2. Crétacé supérieur

Le Crétacé supérieur forme l'essentiel des affleurements mésozoïques dans les confins de l'Aurès.

B.2.1. CénoManien

Le CénoManien comporte une série de marnes grises dans lesquelles s'intercalent des calcaires fins argileux, une partie médiane formée de marnes grises, vertes ou ocre, contenant parfois du gypse diffus ainsi que des passées argileuses. Une série terminale constituée de

marnes et de calcaires formant une corniche (proportion de ces derniers augmente vers le sommet). Le Cénomaniens est présent dans tous les anticlinaux de l'Aurès. Il est essentiellement calcaro-marneux. La partie inférieure est surtout marneuse. La partie supérieure est constituée de bancs calcaires massifs mais peu épais. L'épaisseur de cette formation est très variable. Elle peut atteindre 500 à 600 mètres au cœur de l'Aurès.

B.2.2. Turonien

Le Turonien comporte, en effet, au dessus des marno-calcaires de base, un ensemble de marnes beige et calcaires. Dans le Djebel Amrane, le Turonien est schisteux à la base, calcaire dans la partie moyenne, et Marno-calcaire au sommet. L'épaisseur du Turonien peut atteindre 800 mètres dans les faciès Marno-calcaires du cœur de l'Aurès, mais varie de 1000 à 300 mètres dans les calcaires.

B.2.3. Sénonien

Le sénonien est présent au Sud de la plaine de Chemora, sur le flanc Nord de l'Anticlinal du Djebel Chélia avec un faciès principalement marneux. Son épaisseur peut être très importante et atteindre 1000 à 2000 m.

I.5.1.2. Les formations Cénozoïques

Néogène

Le Néogène est assez bien conservé au Nord de l'Aurès dans un bassin qui s'étend approximativement de Batna à Khenchela. Reposant en discordance sur le Crétacé on observe généralement à la base de la série des conglomérats et calcaires à Algues, dont la puissance dépasse rarement une vingtaine de mètres. Au dessus viennent des alternances de marnes gréseuses gris-brun et de grès calcareux qui, d'après (Laffitte, 1939), peuvent se poursuivre aux environs 250 m entre Lambèse et Timgad et 300 m entre Khenchela et Kais sur la bordure Sud du bassin de Chemora, où elles sont surmontées par 150 m de marnes gréseuses grises.

Il convient de préciser que ces formations Miocènes marines, classées fréquemment sous le terme de « grès », ne comportent en réalité que quelques bancs de grès noyés dans une importante épaisseur de marnes gréseuses. Ce qui fait que ces marnes gréseuses, paraissant très friables à l'affleurement, constituent en réalité une roche assez dure et probablement peu perméable.

La série comporte ensuite des marnes argileuses rouges gypseuses continentales qui sont discordante sur le Crétacé (300 à 400 m) admettant encore à leur base quelques

réurrences grises ou vertes. Les affleurements ne sont connus qu'au Sud du bassin, jusqu'au Djebel Amrane. Il est probable qu'en profondeur, l'extension de ces dépôts soit limitée au prolongement de cet anticlinal sous la plaine. (Houha, 2007).

Reposant en concordance sur les niveaux précédents, (Guiraud, 1973) a noté à Sidi Mançar (entre Batna et Khenchela), la succession suivante :

Des alternances de grès blancs, friables, et de marnes grises à mauves (120 à 150 m) qui forment les premiers reliefs du Djebel Tagratine ; une cinquantaine de mètres de marnes grises ; environ 80 m de grès gris à brun admettant quelques passées de marnes gréseuses.

Quaternaire

Le Quaternaire ne comporte, dans le bassin de Chemora, que des formations continentales généralement épaisses par endroits, souvent en présence de croûtes calcaires. (Laffitte, 1939), (CGG, 1970), ont eu le mérite de présenter successivement de courtes synthèses dans lesquelles les principaux problèmes étaient abordés. Mais la seule analyse stratigraphique, Tectonique et morphologique assez poussée publiée est celle de R. Laffitte (1939) qui malheureusement limitée au voisinage de l'Aurès et ses confins.

Dans le bassin de Chemora, les terrains Quaternaires présentent des faciès et des dispositifs assez variables qui résultent de la diversité de la lithologie et de la structure antérieures. Les formations quaternaires sont particulièrement bien développées dans les régions comprises entre les reliefs crétacés des monts des Aurès au sud et la dépression centrale du bassin de Chemora, établie principalement sur le Néogène (fig. 1 et 7)

Les piémonts sont ici généralement modelés en glacis à couverture détritique peu épaisse, dont le plus visible est situé au sud de Kais, à matériel grossier. Ces glacis sont constitués au voisinage immédiat des reliefs par des alternances de couches de cailloutis et blocailles et de colluvions avec un enrichissement en calcaires dans les horizons superficiels. Lorsqu'on s'éloigne du piémont l'épaisseur des couvertures de glacis diminue rapidement. Les formations anciennes sont constituées par des alternances de conglomérats et de sables surmontés par des sédiments fins argilo sableux, rouge au sommet desquels apparaît une croûte calcaire blanche

Des alluvions récentes constituent la plaine de Chemora ainsi que les bas fonds des principales vallées provenant des reliefs environnants. L'examen de quelques coupes de forages montre que la sédimentation est en majeure partie argileuse et marneuse, avec une proportion importante de gypse et présente un maximum d'épaisseur au centre de la plaine et au voisinage du Chott (CGG, 1970 ; Houha, 2007). Elles débutent par un conglomérat de

base assez grossier, dont la puissance est irrégulière, de quelques mètres au Sud (Kais) elle dépasse par exemple une vingtaine de mètre au centre. Au dessus, des lentilles de galets et gravier roulés à éléments gréseux peuvent s'interstratifier au sein d'argiles sableuses qui forment l'essentiel du dépôt.

Superposé à cet ensemble vient une nouvelle formation qui comporte des passées de poudingues peu épais et plus fins, à sa base et qui surmontent des sables et sables argileux.

Au Sud du bassin, dans la région de Kais, le Plio-Quaternaire est constitué d'alluvions récentes formé de graviers et galets roulés à éléments gréseux sur une épaisseur de 3m. En dessous on trouve des alluvions marneuses d'épaisseur inconnue d'une épaisseur de 7m50. Les éboulis sont constitués par des blocs de grès toutes tailles. Un cône de déjection torrentiel qui occupe la partie Sud-Est et est formé de cailloux gréseux et d'argile sableuse d'une épaisseur de 3m (Laffitte ,1939 ; Vila ,1977 ; Houha, 2007).

I.6. Les principaux aquifères

De l'étude géologique et de l'examen de log lithostratigraphique de quelques forages d'eau (Houha, 2007), il ressort que les principaux aquifères de la plaine de Chemora sont ;

Les aquifères alluviaux : deux types d'alluvions peuvent être distingués : les alluvions anciennes et les alluvions récentes qui reposent sur les premières. Les alluvions anciennes sont constituées de galets, graviers et sables bien roulés ou très émoussés. Les alluvions récentes présentent d'importantes variations de faciès mais sont toujours composées de dépôts fins. Ainsi l'aquifère des alluvions anciennes est localement captif ou semi captif sous les limons (DUROZOY, 1970). Ces aquifères représentent la plus importante ressource régionale en eau souterraine occupent le bassin de Chemora et tout autour du massif des Aurès.

L'aquifère miocène, s'allonge le long de la bordure sud du bassin avec une allure synclinale délimitée sous le recouvrement quaternaire, ne présente qu'un intérêt local et est, de ce fait, peu exploités et constituent en réalité une roche assez dur et peu perméable. Cette formation n'est pas suffisante pour qu'une nappe continue puisse s'y développer du fait de son extension limité au Nord et se termine en biseau (CGG, 1970).

I.6.1. Identification de la typologie des nappes aquifères du bassin de Chemora

I.6.1.1. Lithologie et âge des formations aquifères

L'aquifère le plus important est d'âge Mio-Plio-Quaternaire, il est constitué de dépôts tels que:

- conglomérats.
- graviers plus ou moins hétérogènes.
- graviers sableux.

I.6.2. Présentation et nature des nappes aquifères

I.6.2.1. Nappe phréatique

La nappe aquifère est contenue dans le remplissage quaternaire dans des intercalations argilo sableuse et dans des sable et graviers. C'est un aquifère multicouches séparés par des argiles et des marnes Les zones d'alimentation se situent :

Principalement au Sud, à partir du versant Nord du Massif de l'Aurès et à l'Ouest, à partir du Djebel Bouarif. L'alimentation par le Djebel Fedjoudj au Nord-Est est considérablement plus réduite.

Il faut noter que le rôle joué par les Oueds est conséquent sur l'alimentation de la nappe phréatique. Il semblerait que certaines eaux s'échappent des oueds, Chemora, Boulfreis et Gueiss, pour alimenter la nappe (Houha, 2007).

I.6.2.1.1. Profondeur de la nappe

La nappe est dans l'ensemble de la plaine peu profonde et se situe vers 5 m dans toute la partie centrale de la plaine. On remarquera une anomalie importante dans la région de Kais, où la nappe est profonde et atteint jusqu'à 30 m pour se trouver très rapidement à 5 m de profondeur à quelques kilomètres au Nord (CGG, 1970 ; ANRH, 2002 et Houha, 2007).

I.6.2.2. Nappes profondes

Les nappes profondes sont reconnues par quelques forages qui ont permis de tester les formations Quaternaires et récentes. Aucune autre formation antérieure (Grès miocène ou calcaires créacés) n'a été testée dans les limites de la plaine (d'après les données de ANRH) Les forages captent tous des niveaux grossiers ou des conglomérats dans le remplissage Quaternaire.

I.6.2.3. Eaux des calcaires et des grès miocènes de la bordure Sud

Le versant nord du massif des Aurès, constitué par les calcaires créacé et les grès miocènes ont un pendage dirigé vers la plaine (direction des couches SE) assurent une réalimentation par vidange latérale et profonde sur la bordure Sud de la plaine, avec un débit de 1.11 m³/s (ANRH, 2002). L'écoulement alimente, dans ces couches, les nappes des

alluvions de la plaine. Comme les formations, crétacé et miocène, plongent sous le recouvrement Plio quaternaires.

I.7. Piézométrie

L'observation de la morphologie de la carte piézométrique (Houha, 2007) permet de constater que l'écoulement souterrain se fait, en général, suivant une direction du Sud-Ouest vers le Nord-Est (fig.8). L'axe de drainage des eaux souterraines coïncide sensiblement avec le parcours des Oueds Chemora et Boulefraï qui drainent les eaux de surface. Les affleurements carbonaté et gréseux, au Sud et SW du bassin, contribuent indirectement à la recharge de la nappe par un déversement latéral et souterrain des eaux qui dévalaient les massifs bordiers. L'alimentation par le Djebel Fedjoudj au Nord-Est est considérablement plus réduite à cause du pendage des couches géologiques (Houha, 2007).

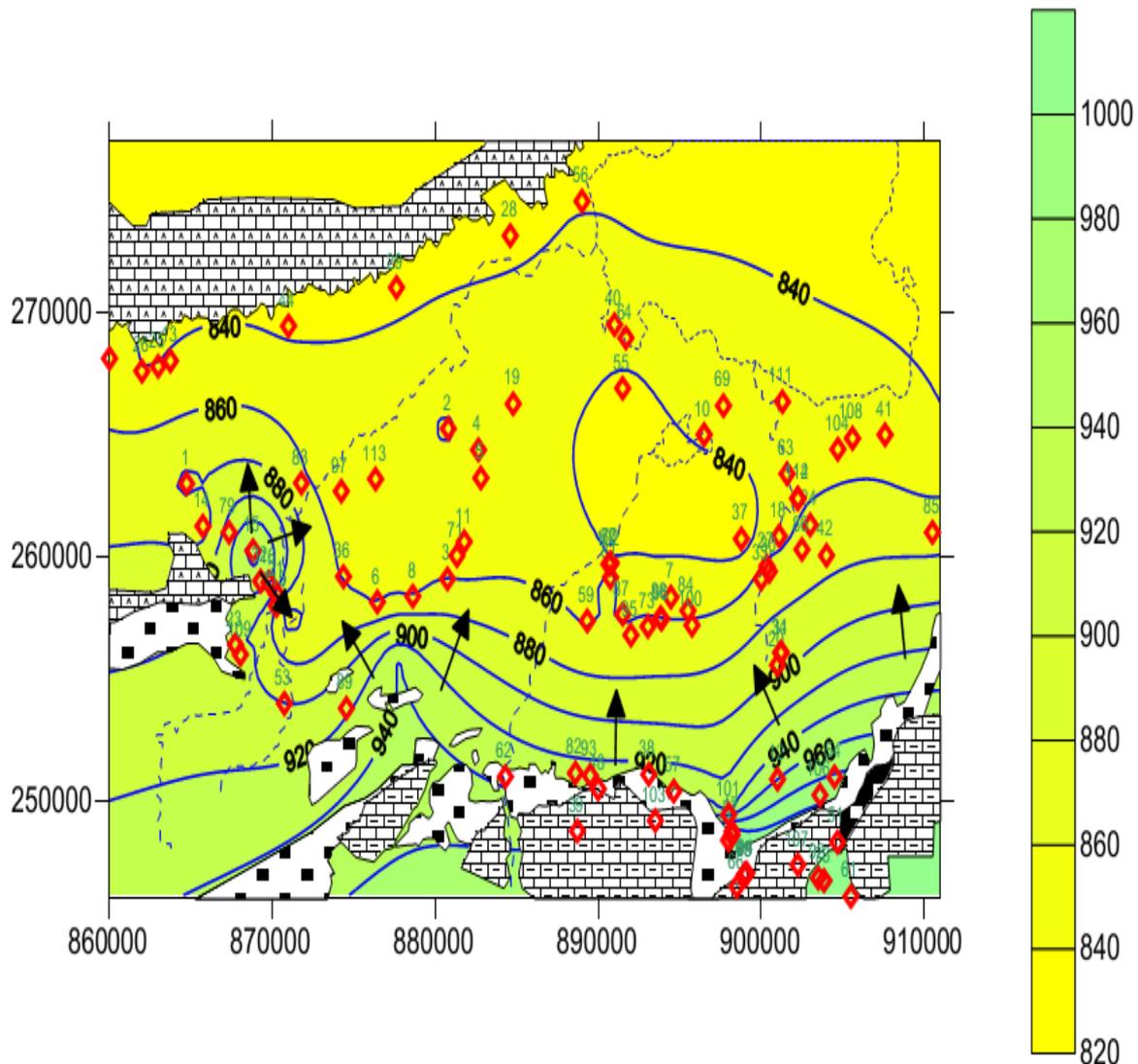


Fig. 8. Carte piézométrique d'après (Houha, 2007)

Conclusion

Les différentes formations qui composent le Crétacé inférieur ont été largement décrites dans les travaux antérieurs. Sur le secteur étudié, le Crétacé inférieur s'est déposé sous forme de calcaires marneux, de marne, de calcaire gréseux et des calcaires compacts. Sur le secteur étudié, l'Aptien affleure au Djebel Fedjoudj, au Nord du bassin. Dans l'ensemble du massif du Fedjoudj, les faciès gréseux sont donc très réduits et il y a prédominance de calcaires néritiques à Orbitolines et de dolomies.

L'Albien existe dans les anticlinaux des Aurès, mais n'affleure pas au Nord dans la chaîne du Djebel Fedjoudj. Dans l'Aurès, il présente souvent un faciès gréseux, marneux et dolomitique il devient franchement marneux. Au Sud du bassin, l'Albien est représenté sur la bordure de l'Anticlinal de Khenchela (Djebel Aidel).

Le tertiaire est constitué d'argiles rouges gypseuses et repose directement, en discordance, sur le Crétacé. Cette formation est composée de marnes gréseuses et grès reposent directement sur le conglomérat de base, il convient de préciser que ces formations Miocènes marines, classées fréquemment sous le terme de « grès », ne comportent en réalité que quelques bancs de grès noyés dans une importante épaisseur de marnes gréseuses, ce qui fait que ces marnes gréseuses, paraissant très friables à l'affleurement, constituent en réalité une roche assez dure et probablement peu perméable. L'épaisseur de cette série marine semble varier de 200 à 400 m sur la bordure Sud de la plaine. Les affleurements ne sont connus qu'au Sud du bassin, jusqu'au Djebel Amrane. Il est probable qu'en profondeur, l'extension de ces dépôts soit limitée au prolongement de cet anticlinal sous la plaine.

Les formations quaternaires sont particulièrement bien développées dans les régions comprises entre les reliefs crétacés des monts des Aurès au sud et la dépression centrale du bassin de Chemora, établie principalement sur le Néogène. Les formations anciennes sont constituées par des alternances de conglomérats et de sables surmontés par des sédiments fins argilo sableux, rouge au sommet desquels apparaît une croûte calcaire blanche. Des alluvions récentes montrent que la sédimentation est en majeure partie argileuse et marneuse, avec une proportion importante de gypse et présentent un maximum d'épaisseur au centre de la plaine et au voisinage du Chott.

L'aquifère principal, alluvial, est contenu dans le remplissage quaternaire avec des nappes individualisées en un système hydrogéologique multicouches. La nappe phréatique est contenue dans des intercalations argilo sableuse et dans des sables et graviers. La nappe profonde est constituée de conglomérats de graviers et graviers sableux. L'écoulement

souterrain se fait, en général, selon une direction Sud-Ouest - Nord-Est, avec un axe de drainage qui coïncide sensiblement avec le parcours des Oueds Chemora et Boulefrais.

CHAPITRE II :
CARACTERISTIQUE CLIMATOLOGIQUE

Introduction

L'étude des aquifères est liée à l'étude des facteurs climatiques de la région qui jouent un rôle déterminant dans le régime des cours d'eau, surtout les précipitations qui constituent le facteur essentiel intervenant par leur répartition annuelle et mensuelle, leurs totaux journaliers, et surtout les averses génératrices des crues. Ces différents aspects des précipitations plus ou moins modifiés par l'effet combiné des autres paramètres physiques (altitude et exposition) et climatiques (températures et évapotranspiration surtout), permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique du bassin.

L'étude des données climatiques permettent l'analyse des facteurs du climat de cette zone que nous renseignera sur :

- Le type de climat;
- le comportement hydrologique du bassin versant;
- le calcul du bilan hydrologique en fonction des paramètres climatiques.

II.2. Pluviométrie de la zone d'étude

Le bassin de Chemora est équipé de deux stations pluviométriques. Celles de Ain skhouna, et Yabous. L'exploitation des données climatiques enregistrées dans les stations de mesures permettront de caractériser les conditions climatiques de la zone d'étude. Des relevés climatiques sur différentes périodes d'observations sont enregistrés au niveau des stations cités plus haut. Il s'agit des données de l'ANRH. On a une série d'observation des précipitations s'étalant sur 22 ans de 1990 à 2012 pour la station de Yabous et une série d'observation de 24 ans des températures et précipitations allant de 1989 à 2013 pour la station de Ain skhouna. Les caractéristiques des stations sont reportées dans le tableau 1.

Tableau 1 : Caractéristiques des stations pluviométriques

Stations	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Période d'observation des précipitations (P) et températures (T)
Ain skhouna /Batna (aéroport)	35°45'19''	06°19'00	821	P et T 1989/2013
Yabous	35°26'37''	06°39'42	1200	P 1990/2012

II.3. Etude des paramètres climatiques

II.3.1. Les précipitations

Le terme précipitations englobe toutes les eaux météoriques, la hauteur de la lame d'eau recueillie par le pluviomètre, quelque soit son l'origine de cette eau, pluie, neige, grêle, ou autres formes de condensation. Nous intéresserons dans cette étude uniquement aux précipitations liquides (pluies), qui constituent le facteur principal dans le comportement hydrologique de la région. Elles sont relativement moins importantes, variables et irrégulières d'une année à une autre.

II.3.1.1. Répartition interannuelle des précipitations

L'analyse des courbes de répartition interannuelle du tableau 2 et (fig.9), permettent de tirer les particularités suivantes de la région à étudiée :

- Les modules pluviométriques généralement sont faibles. Ils varient entre 188 mm à 610 mm ;
- L'allure des courbes de la répartition interannuelle des précipitations est pratiquement identique pour les deux stations.

Tableau 2 : Pluviométrie annuelle en (mm)

Stations Années	Ain skhouna	Yabous	Station Années	Ain skhouna	Yabous
1989	234				
1990	456,7	383,4	2002	287	469,4
1991	300,3	417,1	2003	503	534,5
1992	445,1	277,8	2004	596,8	413,7
1993	188	235,9	2005	252	509,8
1994	215,5	307,4	2006	377,4	393,9
1995	283,6	510,1	2007	293,8	443,5
1996	393,7	138,8	2008	348,4	439,8
1997	379	427,8	2009	349,8	308
1998	269,4	252,9	2010	280,6	610
1999	311,1	303,3	2011	462	441
2000	292,8	147,6	2012	207,2	471,4
2001	230,1	323,1	2013	363,4	534,5

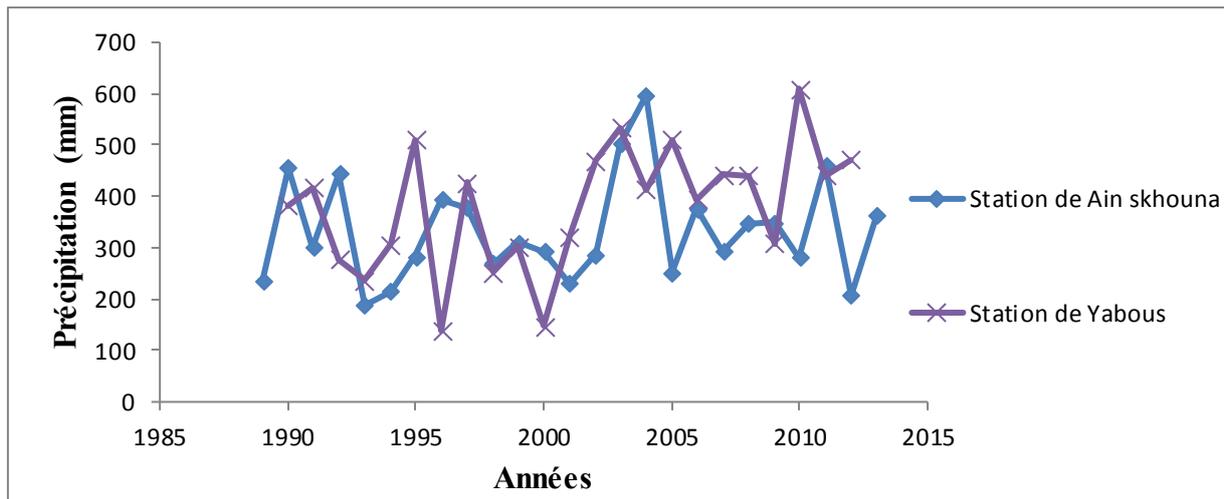


Fig. 9. Variation des précipitations annuelles

II.3.1.2. Variation mensuelle des pluies

Les précipitations moyennes mensuelles tableau 3 et fig.10 sont calculées ici (en millimètres par mois) pour différentes stations météorologiques : Ain skhouna et Yabous.

-Station de Ain skhouna : la pluviométrie mensuelle varie de 8 à 45 mm. Le minimum est enregistré au mois de juillet et le maximum au mois de Mai

-Station de Yabous : La valeur maximale des précipitations est observée pendant le mois de Mai avec 42 mm, et une valeur minimale de 19 mm pendant le mois de Juin

Tableau 3: Modules pluviométriques moyens mensuels

Stations	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou
Ain skhouna	37	25	25	31	31	24	31	38	45	17	8	21
Yabous	41	28	34	34	36	28	41	34	42	19	20	25

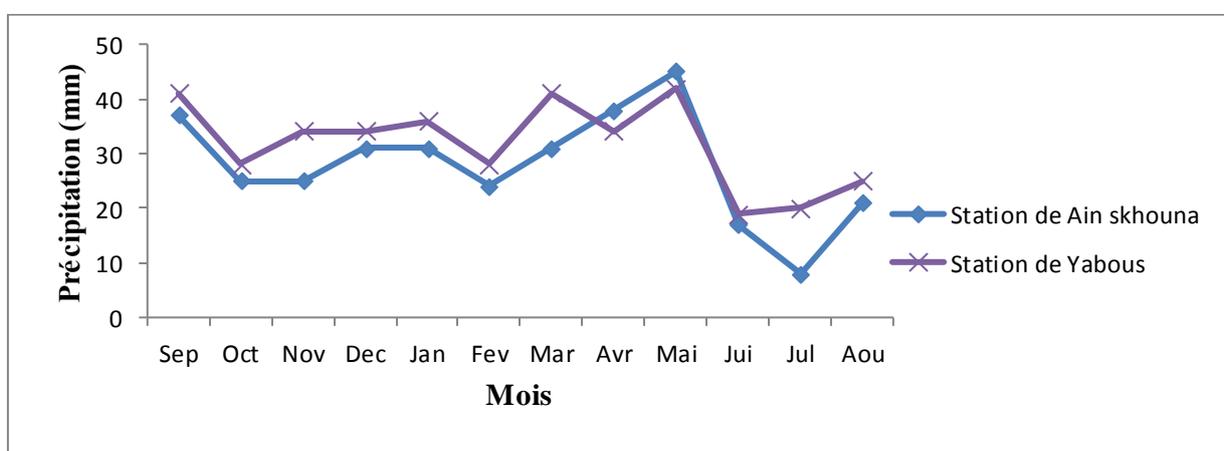


Fig. 10. Précipitations moyennes mensuelles

II.3.1.4. Estimation de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant

II.3.1.4.1. Méthode de la moyenne arithmétique des précipitations

La méthode la plus simple consiste à calculer la moyenne arithmétique des hauteurs de précipitations relevées dans le même intervalle de temps aux diverses stations du bassin versant, cette méthode n'est fiable que si les hauteurs des précipitations sont relativement proches. Dans le cas contraire elle n'a aucune signification (tableau 4). Elle s'obtient à partir de la formule suivante :

$$P = \sum \frac{P_i}{n}$$

Avec : P_i : Pluviométrie moyenne annuelle de chaque station en mm ;

n : Nombre de station utilisées.

Soit : $P = 357 \text{ mm}$

Tableau 4 : Les précipitations moyennes arithmétiques annuelles

Station	Altitude	Précipitation (mm)
Ain skouna	821	333
Yabous	1200	381

II.3.2. La Température de l'air

L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est déterminante pour évaluer le bilan hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. Les températures moyennes, mensuelles et annuelles agit sur les autres facteurs météorologiques tel que les précipitations, l'insolation, l'hygrométrie l'évaporation et par la même, le déficit d'écoulement annuel et saisonnier. Les températures sont donc l'un des éléments majeurs qui influe sur le climat d'une région. C'est donc cette action du régime thermique qui nous intéresse spécialement d'autant plus que l'évapotranspiration atteint des valeurs importantes dans notre bassin notamment en saison chaude. Ce pendant les données dont on dispose sont très limitées, elles intéressent la station de Ain skhouna pour la période allant de 1989 à 2013 (tableau 5).

Tableau 5 : Températures mensuelles et annuelles (période 1989-2013) (Station de Ain skhouna)

Station	T °c	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou	T °c
Ain skhouna	Tmin	19	14	9	4	3	3	8	10	13	20	23	23	12
	Tmoy	22	17	11	7	6	7	10	13	18	23	27	26	15
	Tmax	24	20	13	10	9	9	15	16	22	26	29	29	18

T°c min= Températures moyennes minimales mensuelles et annuelles ;

T°c moy= Températures moyennes mensuelles et annuelles ;

T°c max= Températures moyennes maximales mensuelles et annuelles.

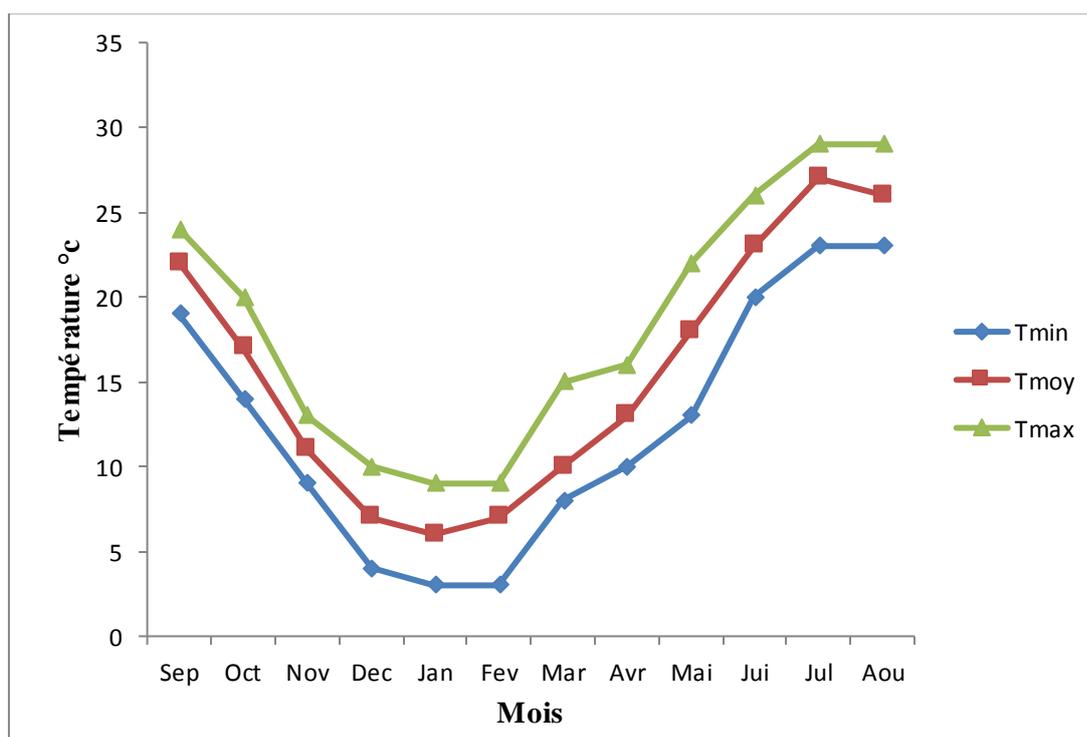


Fig. 11. Courbes des températures mensuelles (1989 -2013)

La saison chaude et sèche coïncide avec les trois mois d'été. Ce sont les mois pendant Les quels les températures moyennes sont supérieures à la moyenne annuelle qui est de 15°C; atteignant la valeur maximale de 27°C au mois de Juillet et 26°C pendant le mois de AouÛt. Cependant la saison froide et humide s'étale du mois de décembre jusqu'au mois de mars, avec une température moyenne minimale observée en Janvier avec une valeur de 6°C.

II.3.3. Synthèse climatique

Le climat d'une station donnée résulte de l'interaction de nombreux facteurs. De nombreux indices et formules ont été élaborés pour le caractériser, mais quelle que soit la méthode adoptée, les températures et les précipitations constituent les éléments essentiels dans toute étude synthétique.

La combinaison de deux principaux facteurs climatiques : la température et les précipitations permettent de déterminer les périodes sèches et humides ainsi que la localisation de l'étage bioclimatique bien définie d'une région donnée.

II.3.3.1 Diagramme ombro-thermique d'Emberger

L'analyse des températures et des précipitations permet de mettre en évidence par le biais de la courbe ombro-thermique.

Pour GAUSSEN et BAGNOULS 1956, le mois est considéré sec quand le total des précipitations en (mm) est inférieur, ou égal au double de la température moyenne ($2T \geq P$).

On établit un diagramme pluviométrique dans lequel les températures sont portées en échelle double de précipitations. Ce diagramme montre que la période sèche varie entre le mois de Mai, et mois de Novembre.

La détermination de la période sèche est importante, car elle renseigne sur la période du déficit en eau.

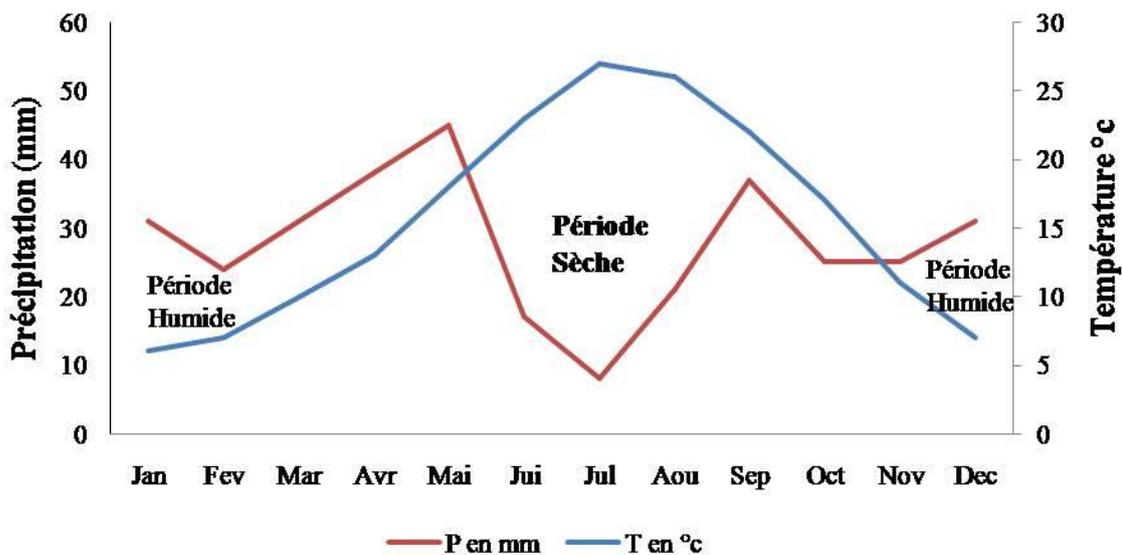


Fig. 12. Diagramme ombrothermique (bagnouls-gausсен)

II.3.3. Détermination de l'étage bioclimatique

Plusieurs méthodes permettent de déterminer le climat, dans notre travail nous avons utilisé l'indice de Martonne.

II.3.3.1. Indice de De. Martonne

Le géographe de De. Martonne (1989) définit un indice d'aridité I_a , calculé selon la formule suivante :

$$I_a = P/T + 10$$

I_a : indice d'aridité.

P : précipitations moyennes annuelles (mm).

T : températures moyennes annuelles (°C).

Les résultats d'une telle application sont soignés dans les tableaux 6 et 7 et la figure 13.

Tableau 6 : Indice d'aridité de De. Martonne

Station	P (mm)	T °c	I_a
Ain skhouna	333	15	13,32

Tableau 7 : Classement en fonction de l'indice d'aridité de De. Martonne

Classement d'indice d'aridité	Type de climat
$I_a < 5$	Climat hyperbolique
$5 < I_a < 7.5$	Climat désertique
$7.5 < I_a < 10$	Climat steppique
$10 < I_a < 20$	Climat semi-aride
$20 < I_a < 30$	Climat tempéré
$I_a > 30$	Climat humide

D'après la valeur de l'indice climatique on voit que la région se caractérise par un régime thermique semi-aride.

II.3.3.2 Le diagramme de L. Emberger

Pour préciser le climat de la région nous allons utiliser le climagramme de L. Emberger sur lequel nous avons reporté les données relatives à la station de Ain skhouna avec, en abscisse la moyenne des minimales de la saison froide (en 0C), et en ordonnée Q2

donné par la formule suivante : $Q = 3,43 \frac{P}{(M-m)}$

Avec : P : Précipitation annuelle en mm ;

M : Moyenne des températures maximales du mois le plus chaud exprimée en degré absolu (0k) ;

m : Moyenne des températures minimales du mois le plus froid exprimée en degré absolu (°k).

L'application numérique donne le résultat suivant : $Q = 31$

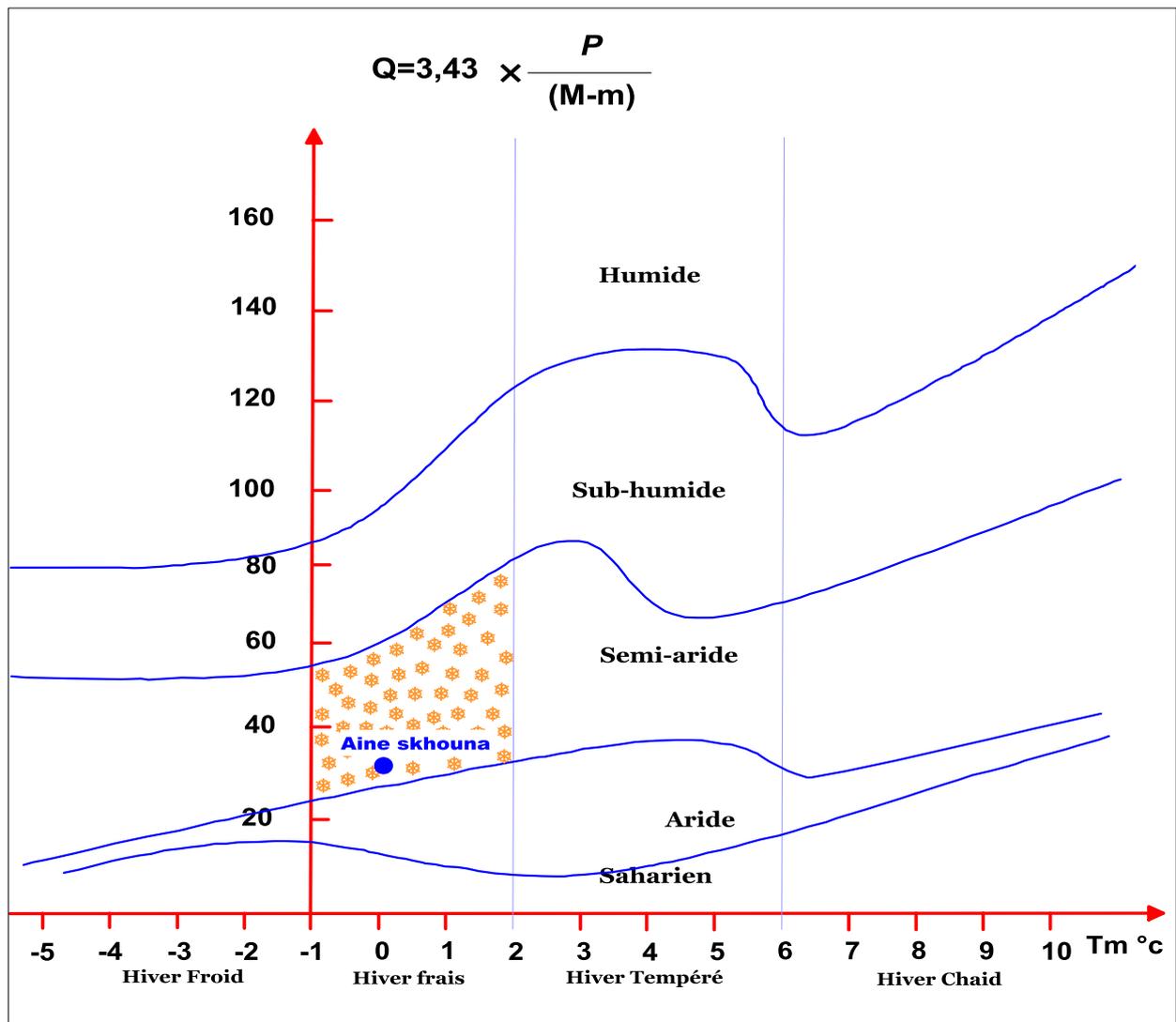


Fig. 13. Climagramme de L. EMBERGER

II.4. Le bilan hydrique

Le bilan de l'eau global correspondant à une équation d'équilibre entre les apports et les pertes qui influent directement sur la variation des réserves. Ainsi pour déterminer le bilan de la zone d'étude, il est indispensable d'évaluer ses composantes (infiltration, ruissellement et évapotranspiration), pour cela, on va se baser sur les données de la station météorologique d'Ain skhouna.

II.4.1. Étude de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration constitue l'élément le plus important du bilan hydrologique après les précipitations, représentée par une quantité d'eau et restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur.

L'évapotranspiration englobe l'ensemble des phénomènes d'évaporation (physique) et transpiration (biologique).

Le phénomène d'évapotranspiration réelle et potentielle peut être mesuré directement sur le terrain à partir d'un bac d'évaporation ou d'un évaporomètre, grâce également à des lysimètres, ou calculer par des formules empiriques telles que celle de Turc ou de Thornthwaite ...etc.

II.4.1.1. Estimation de l'ETP (l'évapotranspiration potentielle)

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau qui serait évaporée et transpirée si les réserves en eau étaient suffisantes pour compenser les pertes maximales.

D'après la formule de C.W .Thornthwaite :

C.W. Thornthwaite a proposé en 1948 une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$\mathbf{ETP = 16[10t/I]^a k}$$

Avec :

$$i = (T/5)^{1.514} \quad I = \sum_{i=1}^{12} i \quad , \quad a = (1.6/100) I + 0.5$$

ETP: évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle (mm) ;

i : Indice thermique mensuel ;

a : paramètre arbitraire lié à la température ;

I : Somme des indices thermiques mensuels ;

T : Température moyenne mensuelle (c°) ;

K : coefficient d'ajustement mensuel.

II.4.1.2. Estimation de la RFU (réserve facilement utilisable) :

Selon G. Gastany lorsque les quantités d'eau provenant des pluies dépassent celles perdues par l'évapotranspiration, le surplus est stocké et constitue ce qu'on appelle réserve facilement utilisable (RFU). $RFU = (P-ETP) + RFU$ (mois précédent)

II.4.1.3. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) :

L'évapotranspiration réelle s'identifie au déficit d'écoulement et peut se calculer à partir de nombreuses formules qui induisent l'utilisation de deux paramètres climatiques à savoir : la pluviométrie et la température. L'évapotranspiration réelle est liée à la quantité de pluie tombée dans le bassin et de la réserve maximale en eau du sol.

a. Formule de Turc:

$$ETR = P / \sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}} \quad \text{Où} \quad L = 300 + 25t + 0,05t^3$$

Avec :

ETR: Évapotranspiration réelle annuelle en mm ;

P: Précipitation annuelle en mm ;

t: Température moyenne annuelle en °C ;

L : Pouvoir évaporant.

b. L'ETR selon la C.W .Thorntwaite :

La détermination de l'ETR est fonction de l'ETP et de la quantité d'eau disponible (Pluie + RFU)

- si $ETP = P$, il y a existence d'une évapotranspiration réelle ETR, la réserve RFU ne se modifie pas et aucune infiltration ne se produit en direction de la nappe

- si $ETP > P$, on a $ETR = P + RFU$. Un déficit apparaît, une partie de la RFU sera sollicitée jusqu'à la compensation de l'ETP. L'évapotranspiration agit donc sur le sol. Aucune infiltration ne se produit en direction de la nappe.
- si $ETP < P$, on a $ETR = ETP$. La RFU pourra atteindre son maximum au delà duquel, il y aura infiltration vers la nappe.

Tableau 8 : Bilan Hydrique de Thornthwaite du bassin de Chemora.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	j	j	A	Année
T°C	22	17	11	7	6	7	10	13	18	23	27	26	
P (mm)	37	25	25	31	31	24	31	38	45	17	8	21	333
ETP (mm)	103	63	26	13	10	13	27	46	76	111	175	154	817
ETR (mm)	37	25	25	13	10	13	27	38	45	17	8	21	279
P-ETP (mm)	-66	-38	-1	18	21	11	4	-8	-31	-94	-167	-133	
RFU (mm)	0	0	0	18	29	29	29	21	0	0	0	0	126
EX (mm)					10	11	4						25

II.4.1.4. Interprétation du bilan hydrique

Le bilan hydrologique est un moyen de connaître les réserves et de suivre leur évolution au cours de l'année hydrologique

La réserve hydrique d'un sol peut être définie comme la quantité maximum d'eau dont peut disposer la végétation pour son alimentation lors des déficits pluviométriques. Cette réserve est « utile » à la végétation, d'où le nom de « réserve utile » ; tout en privilégiant le terme plus explicite réserve hydrique

Pour la réserve utile il faut prendre en compte la profondeur de sol colonisé par les racines et l'humidité volumique (Cosandey, 2003)

La période de reconstitution des réserves commence dès que la pluie est supérieure à l'évaporation ($p > ETP$) (Cosandey, 2003)

A la fin de l'été début d'automne, les sols sont secs et le niveau de la réserve hydrique du sol est nul. Au mois de novembre, les pluies l'emportent sur l'évapotranspiration. Ces premières pluies pénètrent dans le sol et demeurent dans la couche superficielle du sol desséchée pendant l'été précédent. La teneur en eau augmente, d'une part au gré des apports et d'autre part aux prélèvements par évapotranspiration inférieurs aux pluies. Au mois de janvier la réserve hydrique est reconstituée sur toute son épaisseur et que la teneur en eau du sol a atteint la capacité de rétention, toute la pluie non retenue par la couche superficielle du sol, s'infiltre et rejoint la zone saturée. Pendant le printemps, la pluie non reprise par évaporation profite à la réserve hydrologique jusqu'aux sources et aux cours d'eau. A la fin du printemps, Avril, l'évaporation devient supérieure aux pluies, la réserve hydrique s'épuise ; la réserve hydrologique, qui continue à maintenir les écoulements alors qu'elle n'est plus réalimentée, s'épuise également.

Pour la station de Ain skhouna les variations mensuelles de ce paramètre correspondent à celles des températures avec une ETP minimale en janvier et maximale en juillet.

De novembre à avril la totalité de l'évapotranspiration potentielle est alimentée par les précipitations

Globalement la période de mai à octobre correspond à une phase de tarissement des réservoirs souterrains puisque leur alimentation est stoppée. Leur recharge est effectuée durant le reste de l'année avec un maximum supposé en janvier-février.

Le bassin de Chemora enregistre son maximum pluviométrique en janvier et son minimum estival en juillet. Ce mois correspond à la plus forte valeur de l'ETP au cœur d'une période de sept mois de déficit climatique et de sécheresse d'avril à octobre. Lorsque la température dépasse les 10°C (Avril - octobre), la végétation devient beaucoup plus active physiologiquement. Les valeurs de l'ETP calculées transcrivent alors surtout l'augmentation des échanges énergétiques liés à la phase de vaporisation. Les résultats confirment que le bassin de Chemora reçoit moins de pluie que les hautes plaines septentrionales du Nord Est algérien.

II.4.1.5. Le ruissellement

Le ruissellement de surface peut être dû à un dépassement de la capacité d'infiltration du sol (génération de ruissellement hortonien), (in Houha, 2007) ou à un dépassement du seuil de saturation du sol (génération de ruissellement de Dunne). Les fortes intensités des évènements, conjuguées à la faible capacité d'infiltration des sols (due à des sols souvent compactés et recouvert d'une croûte et une végétation peu abondante) expliquent la prépondérance du ruissellement hortonien dans les zones semi arides. Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration nous ont déjà permis d'avoir une idée sur l'écoulement. La méthode de TIXERONT-BERKALOFF permet le calcul du ruissellement, le raisonnement tenu par les deux auteurs est le suivant :

- lorsque les précipitations augmentent, le ruissellement tend à égaler les précipitations déduction faite de l'évapotranspiration plafonnée à la valeur d'évapotranspiration potentielle
- lorsque les précipitations tendent aussi vers zéro, le ruissellement tend aussi vers zéro, et le rapport de ruissellement à la pluviométrie tend vers zéro.

Le défaut de la méthode est qu'elle ne tient pas compte de la nature des sols ou des formations traversées.

La formule est :

$$R = \left(\frac{P^3}{3E^2} \right)$$

Avec

P : pluviométrie annuelle en m

E : évaporation potentielle en m

L'application numérique donne le résultat suivant :

$$R = 18 \text{ mm}$$

II.4.1.6. Estimation de l'infiltration

Puisque nous disposons des différents facteurs régissant l'équation du bilan hydrogéologique

$$P = ETR + R + I$$

P : Précipitation moyenne annuelle en mm

ETR : Évapotranspiration réelle annuelle en mm

R : Ruissellement annuel en mm

I : Infiltration efficace moyenne annuelle en mm

L'infiltration : $I = P - (R+ETR)$ est égale à 36 mm sur l'ensemble du bassin versant, mais il faut noter que seules les mesures d'infiltration in situ réparties sur les différents faciès du bassin, permettraient une meilleure approche de ce paramètre.

Conclusion

Le climat de la région est de type semi-aride avec une composante d'altitude influencée par les courants d'air froid et humide en provenance des massifs des Aurès (maximum des précipitations en hiver et au printemps, couverture neigeuse peu durable mais parfois importante, saison sèche à orages brutaux en été, effet de barrage des reliefs, favorisant les précipitations sur les versants Sud). Les précipitations, moins importantes qu'en altitude, n'atteignent cependant que 350 mm par année, desquelles il faut retrancher une évapotranspiration réelle.

La répartition des précipitations mensuelles montre deux grandes saisons bien distinctes. Une saison sèche et chaude qui s'étend, du mois de mai à octobre, et une saison relativement humide, qui s'étale sur les mois de novembre et avril, où interviennent la quasi-totalité des épisodes pluvieux, soit près de 80 à 93 % de la pluviométrie annuelle.

Les températures moyennes mensuelles varient entre 6°C et 27°C Le mois le plus froid est Janvier (6°C sur les hauteurs du bassin de Chemora).

L'évaporation moyenne annuelle varie de 817 mm. Elle est minimale pendant le mois de Janvier alors que la maximale intervient pendant les mois d'été. Près de 50% de l'évaporation totale est enregistrée durant les quatre mois de Juin à Septembre.

Le ruissellement est de l'ordre de 18 mm par contre lame d'eau infiltrée est de 36 mm, l'ETR calculé par la méthode de Thornthwait est de 279 mm. L'infiltration efficace est estimée à 25

mm/an. Le déficit hydrique, autant que le déficit climatique, s'amorcent au mois d'Avril et se prolonge jusqu' au mois d'Octobre.

CHAPITRE III
HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE
DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN DE
CHEMORA

Introduction

Dans ce chapitre, on va tenter une caractérisation chimique des eaux souterraines du bassin de Chemora, une identification de leurs faciès chimiques et une détermination des origines des éléments qu'elles contiennent, moyennant l'interprétation des analyses de plus d'une cinquantaine d'échantillons d'eau prélevés dans tout le bassin (fig.14). L'étude statistique de la répartition des éléments chimiques et le calcul des indices de saturation vis à vis certains minéraux seront aussi un moyen complémentaire dans l'analyse des origines possibles de la minéralisation. Après l'utilisation de la géochimie l'étude isotopique se poursuit dans ce chapitre par l'utilisation du couple (oxygène 18, deutérium), pour identifier l'origine de la recharge des aquifère du bassin de Chemora et d'aider au mieux à explorer l'existence d'éventuelles relations hydrauliques entre les eaux de barrage et les eaux souterraines, que ce soit par des pertes par infiltration ou alimentation par drainance verticale.

III.2. Matériels et méthodes

III.2.1. Techniques de mesures et d'analyses in situ

Certains paramètres peuvent évoluer pendant le transport des échantillons au laboratoire et il est toujours préférable de faire ces déterminations sur le terrain. La Température d'un échantillon peut changer après le prélèvement et l'information sera erronée. Il faut donc prévoir des mesures rapides après chaque collecte de l'échantillon en question. De même les paramètres tels que, le potentiel d'hydrogène (pH), la conductivité électrique mesurée à 25°C (CE), la température et,... doivent être mesurés in situ.

La mesure de ces paramètres repose souvent sur des méthodes de précision inférieure à celle des méthodes de laboratoire mais l'intérêt de la mesure immédiate peut être prépondérant compte tenu des variations susceptibles qui pourraient intervenir durant le transport et la conservation en laboratoire. Par ailleurs, ces mesures sont aussi nécessaires lors d'une conservation prolongée de l'échantillon.

III.2.1.1. Analyse des paramètres physique avec un multi-paramètre portable Consort C931

a. Description

Cet appareil est construit selon les dernières technologies et ne nécessite aucun entretien particulier. Il est équipé d'un nouveau système « anti-encrassement », les sondes Consort C931 permettent de mesurer 3 paramètres simultanément : **PH**, **Température**, **Conductivité**.

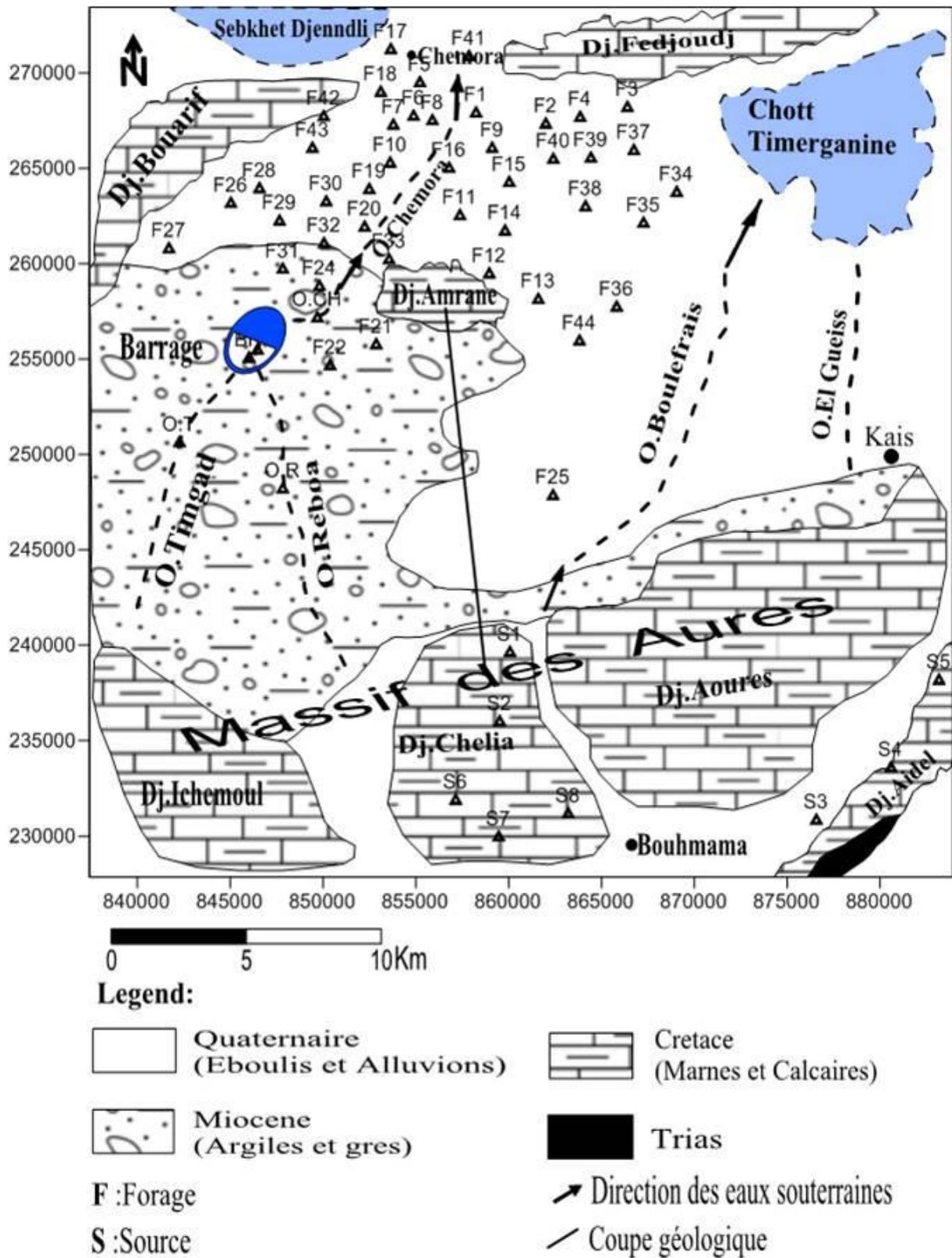


Fig.14. Carte d'inventaire des points d'eau échantillonnée

Tableau 9 : La précision de l'appareil Consort C931

pH	0.....14
Conductivité	0...2000 mS/cm
Temperature	-30...+130°C

b. Les Modes Opérateur

b. 1. Mesure de pH

1. Sélectionnez [pH] en appuyant sur MODE. L'affichage indique immédiatement la valeur mesurée selon l'étalonnage précédent. Pour étalonner, appuyez sur CAL.
2. Rincez les électrodes avec de l'eau distillée et immergez les dans le premier tampon. Choisissez [ETALONNER], appuyez sur CAL et suivez les instructions sur l'écran.
3. Rincez les électrodes avec de l'eau distillée et immergez les dans la solution à mesurer. Lisez la valeur donnée.
4. Après usage, rincez toujours les électrodes avec de l'eau distillée et immergez les dans une solution de 3...4 M KCl.

La mesure avec des électrodes à point de zéro anormal:

1. Sélectionnez [E0 = x mV] et appuyez sur CAL.
2. Entrez le point de zéro de l'électrode et appuyez sur CAL.
 - Appuyez sur \hat{e} pour changer la résolution de 0,1 à 0,001 pH.

b .2. Mesure de température

1. Sélectionnez [°C] en appuyant sur MODE. Quand aucun Pt1000 n'est branché, corriger la compensation manuelle de la température et continuer en appuyant sur MODE. Pour étalonner, appuyez sur CAL.
2. Plongez le Pt1000 dans une solution de température connue. Ajustez à cette température et appuyez sur CAL.

b. 3. Mesure de conductivité

1. Sélectionnez [S/cm] en appuyant sur MODE. L'affichage indique immédiatement la valeur mesurée selon l'étalonnage précédent. Pour étalonner, appuyez sur CAL.
2. L'affichage indique les trois standards en mémoire (1413 μ S/cm, 12.88 mS/cm, 111.8 mS/cm). Choisissez les valeurs désirées ou entrez manuellement des valeurs spéciales et appuyez sur CAL. Mettez les standards non-utilisé hors service.

3. Choisissez la température à laquelle toutes les futures mesures seront référées et appuyez sur CAL.
4. Décidez si la compensation automatique de température (ATC) doit être appliquée oui ou non et appuyez sur CAL.
5. Après l'avoir rincée avec la solution étalon, plongez la cellule dans cette solution. La température de la solution n'est pas importante mais elle doit être entre 0°C et 30°C. N'oubliez jamais de compenser manuellement la température, si vous n'utilisez pas le Pt1000! Choisissez [ETALONNER], appuyez sur CAL et suivez les instructions sur l'écran.
6. Après avoir rincé plusieurs fois la cellule avec la solution à mesurer, plongez-la dans cette solution et lisez la valeur donnée par l'appareil.
7. Après usage, toujours rincez la cellule et immergez la dans de l'eau distillée (ajouter un peu de détergent pour bien conserver la surface de platine dans une condition optimale).

III.3. Techniques de mesures et d'analyses au laboratoire

Les travaux de laboratoires ont concernés les analyses chimiques aussi bien des éléments majeurs.

- Les paramètres mesurés et les appareils utilisés sont donnés dans le tableau suivant :

Tableau 10 : Travaux de laboratoire et appareillage.

Paramètres mesurés	Moyen de mesure
Eléments majeurs	La chromatographie ionique
Eléments mineurs	Spectrophotométrie D'Absorption Atomique
Les isotopes	spectromètre de masse Delta-V

- **Les analyses chimiques** :

Les analyses chimiques ont concernés :

✓ **pour les éléments majeurs** :

- **les cations** : Na^+ , K^+ , Ca^+ , Mg^{++}

- **Les anions**: Cl^- , SO_4^{--} , HCO_3^- , NO_3^-

✓ **les éléments mineurs** : Li^{++} , Sr^{++}

✓ **Les isotopes** : ^{18}O , ^2H

Les analyses chimiques des eaux et la détermination de leur teneur sont d'une grande importance car elles permettent d'avoir une idée sur la nature des formations géologiques traversées par ces eaux.

Tableau 11: Le laboratoire qui a concouru le présent travail.

Eléments chimiques	Laboratoire
Na, K, Ca, Mg, Cl, SO ₄ , HCO ₃ , NO ₃ , Sr, Li, O ₁₈ , H ₂	CRNA

CRNA : Centre de Recherche Nucléaire d'Alger.

A/ Flaconnage et échantillonnage

Collecter les échantillons dans des flacons en polyéthylène à haute densité qui ont été nettoyés vigoureusement avec de l'eau désionisée ensuite plusieurs fois avec de l'eau à échantillonner. Ne pas nettoyer les flacons avec des acides forts ou des détergents car ils laissent des traces d'ions sur les parois. Ces ions peuvent interférer avec les analyses

Si les échantillons ne sont pas analysés le même jour que leur collecte, les filtrer avec des filtres de 0.45µm immédiatement après leur collecte, sinon des bactéries dans l'échantillon peuvent faire changer la concentration des ions avec le temps. Réfrigérer les échantillons à 4°C pour minimiser l'activité bactérienne.

Analyser les échantillons contenant des nitrites ou des sulfites (éléments fugaces) dès que possible. Les nitrites s'oxydent en nitrates et les sulfites en sulfates et donc les concentrations mesurées de ces ions se trouvent supérieures. La plupart des échantillons qui ne contiennent pas de nitrite et de sulfite peuvent être réfrigérés pendant au moins une semaine sans de modifications notables dans la concentration des ions. Tous les prélèvements sont faits sous eau

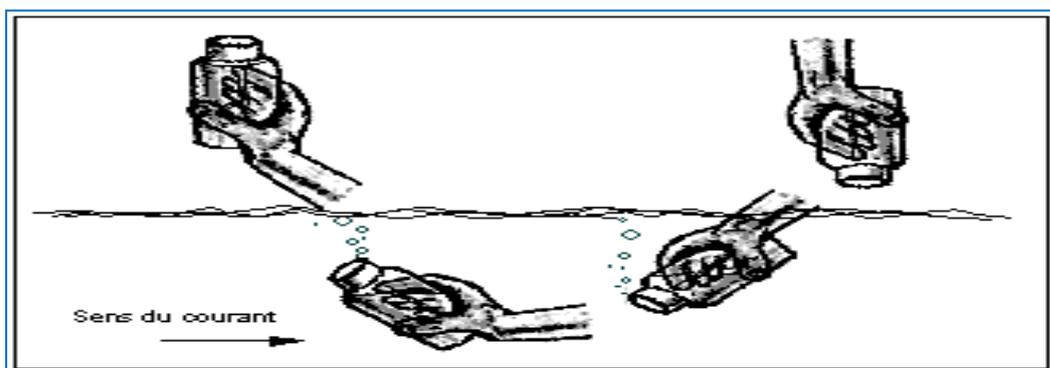


Fig. 15. Echantillonnage dans les sources moins chaudes.

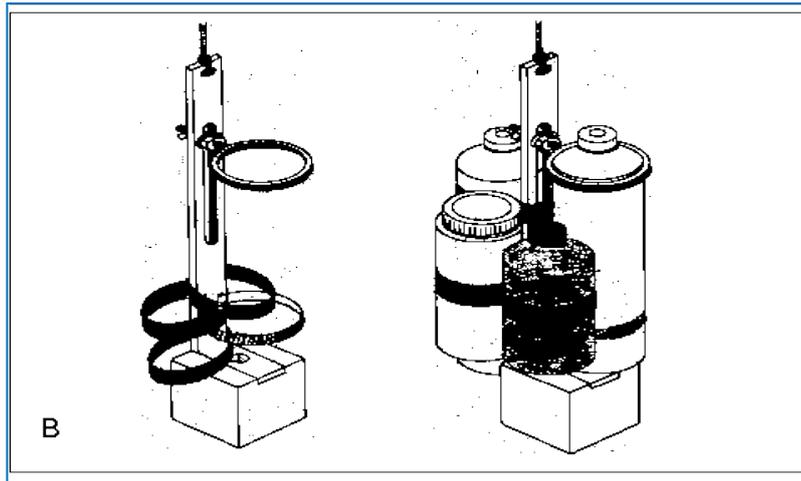


Fig.16 : Échantillonnage lorsque la température élevée

B/ prétraitement

Filtrer les eaux souterraines et les eaux de rejet sous $0.45\mu\text{m}$ avant leur injection. Avant l'injection, prétraiter les échantillons qui peuvent contenir à haute concentration des espèces interférentes en utilisant les cartouches on Guard Dionex.



Fig.17. le dispositif de la filtration à $0.45\mu\text{m}$

C/ dilution

Les concentrations des espèces ioniques dans différents échantillons peuvent varier d'un échantillon à l'autre, aussi aucun facteur de dilution ne peut être recommandé pour tous les échantillons d'un même type. Dans quelque cas (par exemple beaucoup d'échantillons d'eau) les concentrations sont suffisamment basses pour qu'une dilution ne soit pas nécessaire.

Utiliser de l'eau désionisée ou de l'éluant pour diluer l'échantillon. La dilution par l'éluant minimise l'effet du pic négatif de l'eau en début de chromatogramme.

III.3.1. Analyse des éléments majeurs par La chromatographie ionique

III.3.1.1. Historique

Cette technique récente est apparue dans les années 70 grâce à **Small, Stevens** et **Bauman (DOW CHEMICAL)** et le terme "chromatographie ionique" désignait alors la séparation d'ions inorganiques par une détection conductimétrique. A l'heure actuelle, ce terme regroupe toutes les méthodes de dosage d'ions (organiques ou pas) par chromatographie en phase liquide, quel que soit le mode de séparation et de détection.

III.3.1.2. Repères historique de la chromatographie ionique

1971 Première utilisation pour la chromatographie ionique

1972 Première utilisation de la chromatographie ionique chez Dow Chemical

1972 Premier prototype de chromatographie ionique utilisant une cellule de conductivité

1975 Le premier rapport de recherche en chromatographie ionique et publié « par Small, Stevens et Bauman dans » Analytical Chemistry.

1975 Dionex Corporation est créée sous la licence Dow.

1975 Premier chromatographe ionique commercialisé.

1977 Premier symposium EPA sur l'analyse par chromatographie ionique pollution de l'environnement.

1977 Small, Stevens et Bauman reçoivent le prix de la Conférence de Pittsburgh pour l'avance la plus significative en chimie analytique appliquée.

III.3.1.3. Définition de la chromatographie ionique

C'est une technique analytique qui permet l'analyse qualitative (par séparation des Espèces présentes) et quantitative des espèces ioniques présentes dans un échantillon liquide dépourvu de matières en suspension.

- D'un point de vue analytique, cette technique est devenue intéressante grâce aux progrès réalisés que l'on peut regrouper en 4 catégories:
 - **meilleurs composants chromatographiques,**
 - **résines échangeuses de plus grande efficacité,**
 - **échantillons de faible volume,**
 - **détection automatique.**

De part les très nombreuses configurations possibles, la chromatographie ionique désigne plus un ensemble de méthodes de dosage des espèces ioniques qu'une séparation seule. Mais la configuration la plus fréquente demeure la détection **des anions** couplée à une

détection conductimétrique. Néanmoins, nous verrons que d'autres moyens de séparation et de détection sont possibles, en sachant que pour un appareil donné, on ne peut trouver plusieurs configurations simultanées. (Gouiadia, 2008)



Vue générale



vue à l'intérieur

Fig.18. La chromatographie ionique Dionex 120

III.3.1.4. Mise en fonctionnement

A/ Démarrage du système

1- Appuyer sur le bouton de mise sous tension sous le panneau frontal de control. La version du microprocesseur s'affiche brièvement et ensuite est affiché la valeur de l'offset de conductivité.

Voici les conditions à la mise sous tension :

⇒ Le **DX-120** est en mode Local

⇒ La pression sur l'éluant, la pompe et le **SRS** sont en **OFF**

⇒ Le stabilisateur thermique **DS4** (s'il est installé) est en **ON**

⇒ Les vannes d'injection et de choix de colonne sont dans leur dernière position sélectionnée.

⇒ La valeur de l'offset est remise à zéro.

2- Appuyer sur l'interrupteur sur l'avant de la pompe pour mettre sous tension la pompe.

3- Appuyer sur **Eluent Pressure** pour pressuriser les réservoirs.

4- Appuyer sur **Pump** pour démarrer la pompe.

- 5- appuyer sur **SRS** pour mettre sous tension le SRS. L'écran affiche brièvement le courant d'électrolyse en mA.
- 6- Appuyer sur **Flow Rate** et vérifier que le débit de la pompe est correct. Si nécessaire, tirer sur le bouton sur la face avant de la pompe et le tourner vers la droite ou la gauche pour augmenter ou diminuer le débit est correct, repousser le bouton.
- 7- Appuyer sur **Offset Cond** pour afficher la valeur de l'offset.
- 8- Attendre que le système s'équilibre pendant 15 à 20 min. l'écran affiche la valeur du bruit de fond de la conductivité (la conductivité de l'éluant avant l'injection de l'échantillon). Appuyer sur **Auto Offset** pour mettre à zéro la valeur de bruit de fond.

Si un **DS4** est installé, la stabilisation du système doit aussi inclure le temps nécessaire au DS4 pour atteindre la température de travail. Le chauffage du DS4 se fait à la vitesse de 1°C/min. la ligne de base ne pourra se stabiliser que lorsque le DS4 aura atteint la température du DS4 apparaît en bas de l'écran.

⇒ **LO CELL TEMP** apparaît et la température sélectionnée clignote quand le **DS4** est en dessous de celle-ci.

⇒ **CELL TEMP** apparaît et la température sélectionnée s'arrête de clignoter quand le **DS4** a atteint celle-ci.

⇒ **CELL TEMP HI** apparaît et la température sélectionnée clignote quand le **DS4** est en dessous de celle-ci.

La figure suivante montre l'écran lorsque toutes les étapes sont complètes et que le **DX-120** est prêt pour l'injection de l'échantillon.

B/ Injection de l'échantillon

On peut injecter l'échantillon quand le DX-120 est en mode local. Le logiciel **Peak Net** peut aussi être utilisé pour actionner la vanne d'injection.

C/ Fonctionnement sous le contrôle de Peak Net :

Quand le DX-120 est connecté à une station **Peak Net** via l'interface DX-LAN, le logiciel peut commander le DX-120 et contrôler les fonctions suivantes :

- ⇒ Sélectionner les positions de la vanne d'injection de choix de colonne.
- ⇒ Mettre en fonctionnement la pompe, la puissance du SRS et la pression sur les flacons.
- ⇒ Mettre en fonctionnement la pompe, la puissance du SRS et la pression sur les tampons.
- ⇒ Faire un Auto offset
- ⇒ Sélectionner l'unité de pression affichée sur l'écran

⇒ Contrôler les signaux de sortie **TTL1 et TTL2**

⇒ Contrôler les sorties d'alimentation

D/ Optimiser la température de compensation

Le **DX-120** est conçu par la compensation de température pour stabiliser les lectures de conductivité en corrigeant les variations de températures qui se produisent lors d'une analyse.

E/ Maintenance

⇒ Maintenance journalière

★ Vérifier le compartiment intérieur pour détecter d'éventuelles fuites ou dépôts cristallin. Nettoyer les dépôts, isoler et réparer les fuites. Nettoyer les dépôts avec de l'eau désionisée.

★ Vérifier le container d'évacuation s'il est plein

⇒ Maintenance hebdomadaire

★ Une fois par semaine, vérifier les tuyaux d'air

★ Vérifier la jonction entre la tête de pompe et le corps métallique de la pompe pour détecter d'éventuelles fuites. Les frictions normales peuvent engendrer de minimes fuites d'éluant qui graduellement contaminent le piston métallique. Si des fuites se produisent remplacer les joints de pompe. (Gouiadia, 2008)

III.3.2. Analyse les éléments mineurs par Spectrophotométrie D'Absorption Atomique



Fig.19. La spectrophotométrie d'absorption atomique SAA

III.3.2. 1. Définition

La spectrophotométrie d'absorption atomique est essentiellement une méthode d'analyse quantitative qui convient beaucoup mieux à la détermination des traces qu'à celle des composants majeurs. Elle présente de nombreux avantages : haute sensibilité, grande spécificité, influence négligeable de la composition du milieu analysé, rapidité, faible quantité de substance nécessaire (1 ml de la solution peut suffire) et facilité de préparation des solutions étalons.

Les inconvénients majeurs de cette technique sont les suivants : nécessité d'utiliser pour chaque élément à doser une source caractéristique, technique d'analyse destructrice, domaine d'application limité presque exclusivement aux métaux, nécessité d'avoir des concentrations assez peu élevées et nécessité enfin de faire passer l'échantillon en solution. (Rodier et al, 1984)

La méthode est

- Quantitative
- Relative : il faut donc faire une courbe d'étalonnage.

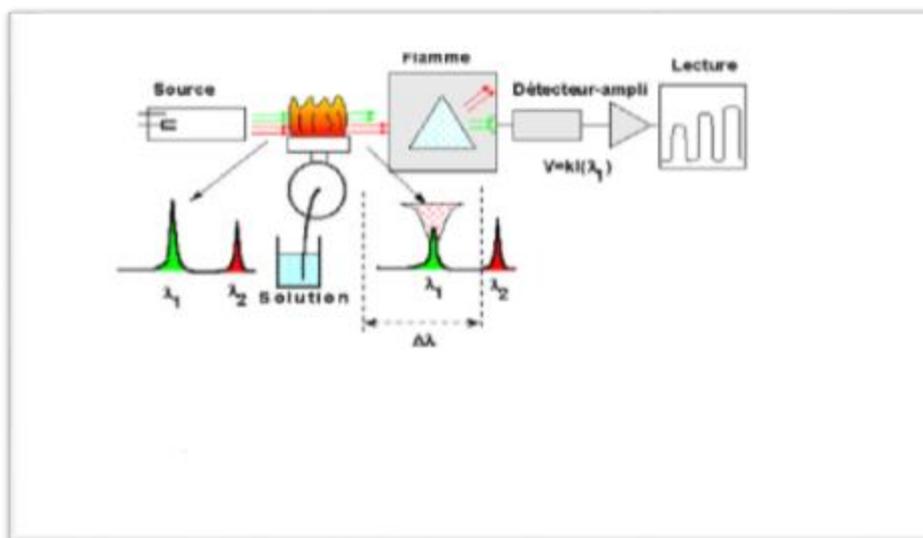


Fig. 20. Schéma de principe de la spectrophotométrie d'absorption atomique. (Cherchali, 2008)

III.3.2.2. Méthodes de préparation des échantillons

Pour accéder à des atomes libres, il existe plusieurs moyens suivant l'état du produit, mais il faudra de toute façon en détruire une partie. Il faudra de plus que le nombre d'atomes

obtenus soit représentatif de leur proportion dans le produit pour pouvoir rendre un résultat quantitatif. Il existe plusieurs méthodes d'obtention d'atomes libres à partir d'échantillons:

- * chauffer l'échantillon de telle sorte que l'énergie thermique dissocie les particules (atomes, ions ou molécules). Dans bien des cas, il faudra un chauffage énergique et une température élevée pour obtenir des atomes isolés
- * soumettre l'échantillon à un bombardement d'électrons ou d'ions: arc ou étincelle électrique ou pulvérisation cathodique (métaux et alliage) dans lesquels les atomes seront alors excités et ionisés, ce qui conduira plutôt à une spectrométrie d'émission.
- * chauffer l'échantillon dans un four à très haute température ou l'introduire dans une flamme ou un plasma capables de dissocier les particules. Dans ce cas, pour des raisons techniques, il est préférable d'introduire une solution obtenue à partir d'une dissolution de l'échantillon (introduction plus facile et plus fidèle de l'échantillon, préparation d'étalons identiques aux échantillons, suppression d'interactions possibles et mal connues à haute température...).

III.3.2.3. Cellules de mesure

Les cellules d'absorption les plus utilisées en spectrométrie sont **la flamme** et le **four graphite** qui sont capables, à partir d'éléments présents en solution, de fournir des atomes libres en proportion suffisante pour utiliser la technique d'absorption.

Mais pour notre cas la cellule d'absorption qu'on a utilisé c'est la flamme puisque les éléments mineurs on a mesurés sont détectés facilement par la flamme.

➤ **La flamme :**

Lorsqu'on utilise la flamme, on nébulise la solution grâce à un capillaire et un venturi qui fournit un fin aérosol de la solution (gouttelettes de quelques microns de diamètre), entraîné dans la flamme par les gaz qui l'alimentent.

Il faut noter que seulement quelques pour-cent de la solution se retrouvent dans la flamme et qu'après des phénomènes complexes de vaporisation, dissociation recombinaison, on obtient une proportion plus ou moins forte d'atomes libres susceptibles d'absorber le rayonnement.

C'est pour cela que l'on est obligé de préparer des étalons ayant une composition (une matrice) aussi voisine que possible que celle des échantillons afin de maîtriser au mieux les phénomènes physico-chimiques (nébulisation, vaporisation, réactions chimiques) qui interviennent dans l'obtention des atomes libres à l'état fondamental. (Cherchali, 2008)

III.3.2.4. La procédure d'analyse

Le dosage du lithium à l'aide de la technique appelée «spectrophotométrie d'absorption atomique à la flamme». L'échantillon est transféré dans un Vial et placé sur l'échantillonneur automatique de l'appareil. L'échantillon à analyser est aspiré dans une flamme où l'élément présent est réduit à leur état d'excitation fondamental.

Le faisceau d'une lampe à cathode creuse contenant l'élément à doser est dirigé vers la flamme où l'élément présent absorbe l'énergie de la lampe proportionnellement à sa concentration.

III.3.5. Mesure isotopique de l'oxygène 18 et le deutérium

La mesure isotopique se fait à l'intérieur du **spectromètre de masse Delta-V**, au niveau de la source ionique et sous forme gazeuse.

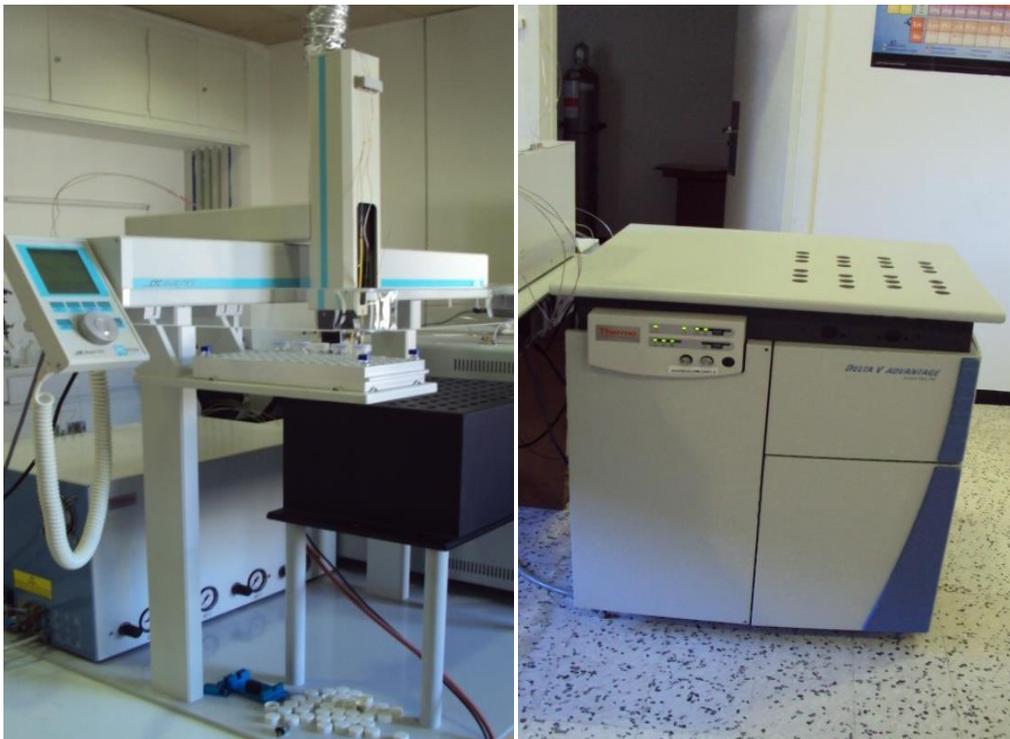


Fig.21. Spectromètre de masse Delta-V et leur équipement.

III.3.5.1. La méthode de la mesure

Au préalable, on procède à une équilibration au niveau du GasBench (auto échantillonneur), entre l'eau de l'échantillon et le CO₂ ou l'eau et l'H₂ en fonction de ce que l'on voudra mesurer, à savoir ¹⁸O (phase CO₂) ou **D** (Deutérium) en phase H₂.

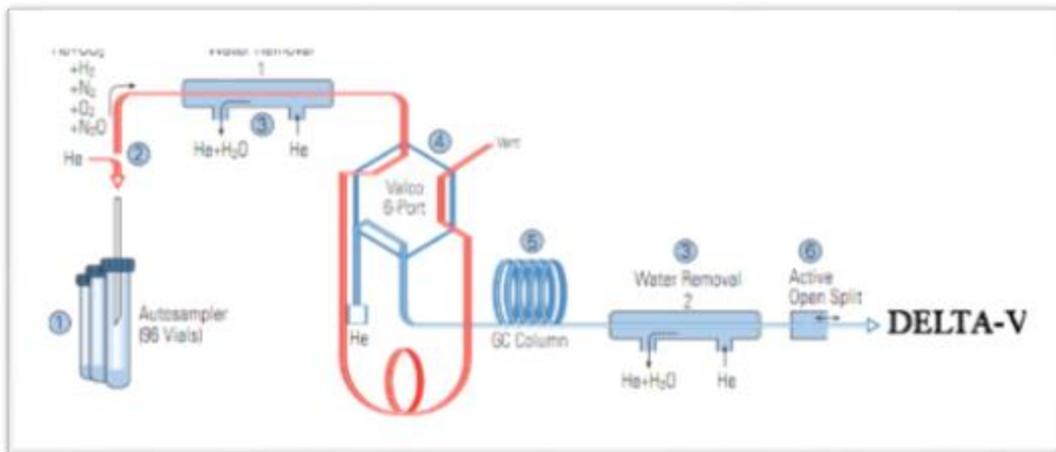


Fig. 22. Schéma de principe du GasBench. (Cherchali, 2008)

(1) ⇒ On a prend **200 µl** d'eau introduite dans une fiole (Labco Exaitener) de 12.5ml que l'on place dans un banc thermostaté dont la température est maintenue à **25°C**. Une fois toutes les fioles remplies d'eau (selon la séquence adoptée 40 ou 96)

(2) ⇒ on fait venir au dessus de l'eau, par le biais d'une seringue qui pénètre dans le bouchon (en silicone) de la fiole, un gaz de mélange **He-CO₂** ou **He-H₂**, dont les proportions de mélange sont définies par le constructeur C'est l'opération de **flushing** (lavage) qui dure **10mn**. Celle-ci consiste à « évacuer » de la fiole toutes les impuretés existantes sur la paroi et au dessus de l'eau.

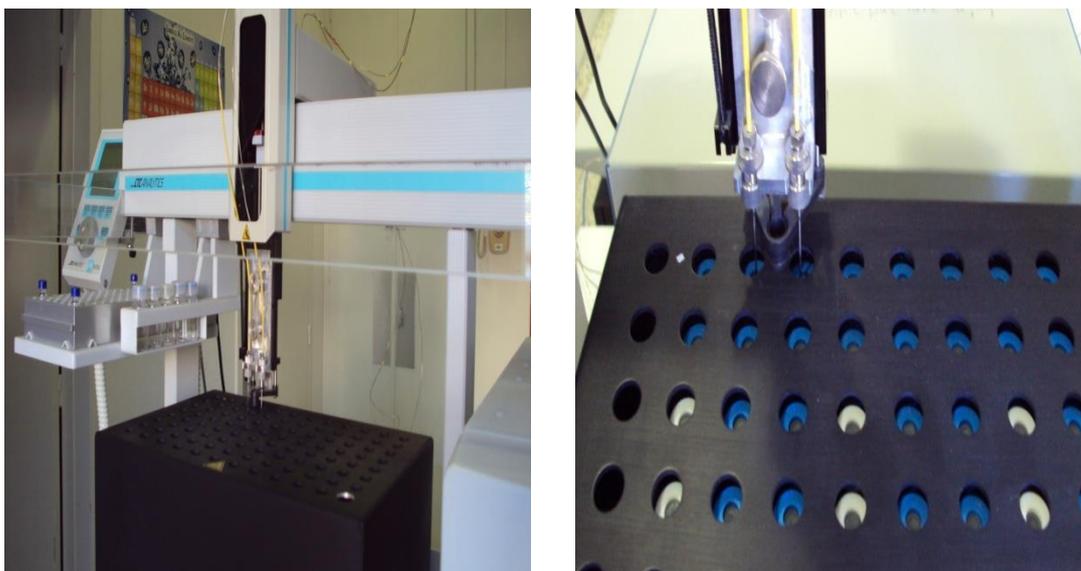


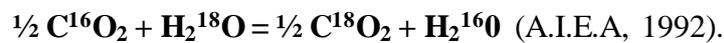
Fig.23. GasBench (auto échantillonneur) en mise en marche.

Ceci est fait à un débit constant (170ml/min), afin d'évacuer tout l'air existant dans la fiole et ne laisser que le CO₂.

(3)⇒ Puis on procède à une **équibration du gaz** avec l'eau. De cette manière l'on va accélérer le transfert de l'O₂ (ou de l'H₂) de l'eau dans la phase gazeuse.

L'équilibration avec la phase CO₂ est la plus longue car elle prend plus de 24h, alors que pour la phase Deutérium HD celle-ci ne prend qu'une heure en présence d'un catalyseur en platine (Pt).

- Au bout de cette période, le **transfert isotopique** est réalisé selon la réaction suivante :



- Pour réaliser l'analyse du CO₂ ainsi obtenu après la phase d'équilibration,

(4) ⇒ On introduit automatiquement une autre seringue (destinée à l'**acquisition**) dans le bouchon de la fiole. On introduit de l'He pur par le trou de l'aiguille (voir schéma) et on véhicule le gaz de mélange He-CO₂.

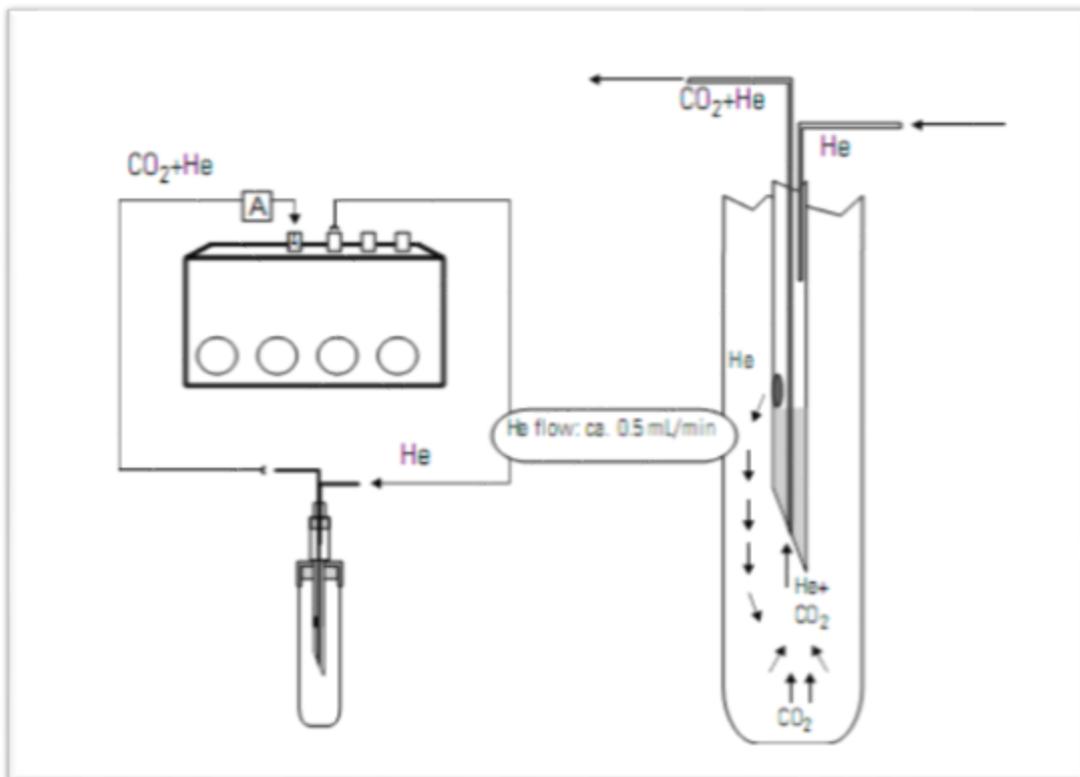


Fig. 24. Schéma de la fiole et du transfert du gaz. (Cherchali, 2008)

(5) ⇒ Ce mélange va passer, à l'entrée du système GasBench, par un piège à eau (Water removal) en Nafion®, qui joue le rôle d'une membrane échangeuse d'ions et va permettre aux molécules de gaz entrantes dans le capillaire d'être déshumidifiées.

(6) ⇒ Le gaz CO₂ va entrer par la suite dans une vanne Valco à 8 ports pour faire passer le gaz directement dans la boucle d'échantillonnage (mode load) En mode « inject », l'échantillon est envoyé sous flux d'hélium directement dans la colonne chromatographique.

➤ Durant l'analyse, la colonne est maintenue à une température de 70°C afin de bien séparer les gaz, CO₂, N₂ et O₂. (Dib, 2009)

(7) ⇒ A la sortie de la colonne chromatographique, les gaz passent par un deuxième piège à eau qui va retenir l'eau résiduelle (Fig.25).

*Une fois l'eau résiduelle retenue, puis envoyé vers le spectromètre. Et arrivés dans la source ionique, l'intensité des gaz (m/z) est constamment analysée. L'analyse d'un échantillon, standard ou autre se fait par la mesure de 04 pics (CO₂) et 5 (Deutérium, HD ou D). Ils correspondent respectivement au gaz de référence utilisé pour l'une et l'autre phase et dont la valeur est connue. Ces pics servent à calibrer les mesures de l'échantillon par rapport au gaz de référence, et éventuellement à détecter une dérive de la valeur du gaz de référence. En général une séquence de 10 pics est analysée et se sera la moyenne de ces pics qui sera prise en considération, avec une valeur moyenne calculée en $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ ou en $\delta^2\text{H}$.

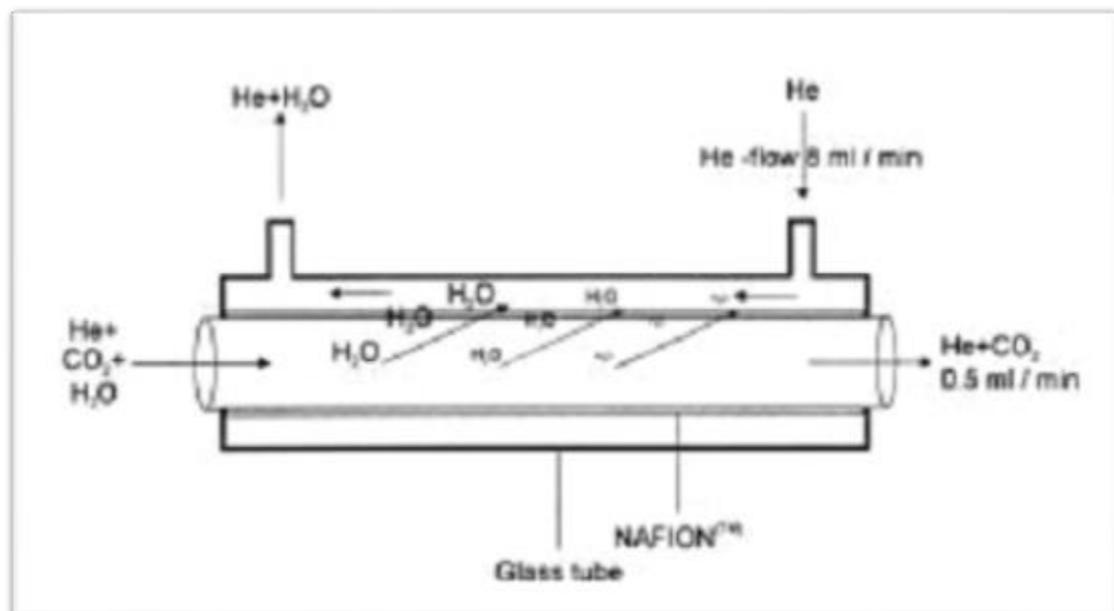


Fig.25. Schéma de principe du piège à eau. (Cherchali, 2008)

III.3.5.2. Calibration

Celle-ci se fait par l'utilisation de standards internationaux de référence destinés à ce que tous les laboratoires utilisant les techniques de mesures des rapports isotopiques dans les études d'eaux naturelles de surface ou souterraine le fassent par rapport à une même référence.

Dans le cas qui nous concerne cette calibration a été réalisée moyennant l'utilisation de trois standards de référence tels que préconisés par l'AIEA, à savoir le VSMOW2, le SLAP2 et le GISP. De la même manière, nous avons utilisé d'autres standards de travail (de l'USGS) et des échantillons de l'AIEA (de croisement international, *WICO 2002 IAEA report*) qui nous ont permis de vérifier le calage des mesures effectuées, leur valeur en ^{18}O et HD étant connue.

Au total, 18 échantillons d'eau ont été analysés en ^{18}O et D, selon différentes géométries (volume utilisé) en retenant cependant celle de 200 μl , car impérativement préconisée pour l'analyse en $\delta^{18}\text{O}$. Au préalable et avant toute analyse que ce soit pour une calibration ou une analyse de routine on fera un 'Scan' de l'appareil afin d'analyser le bruit de fond (Fig.26) et détecter s'il y a lieu toute anomalie qui pourrait perturber par la suite l'analyse. On précisera cependant que l'obtention du résultat final, à savoir la valeur réelle en $\delta^{18}\text{O}$ ou δD est tributaire de la normalisation par rapport aux standards de travail utilisés.

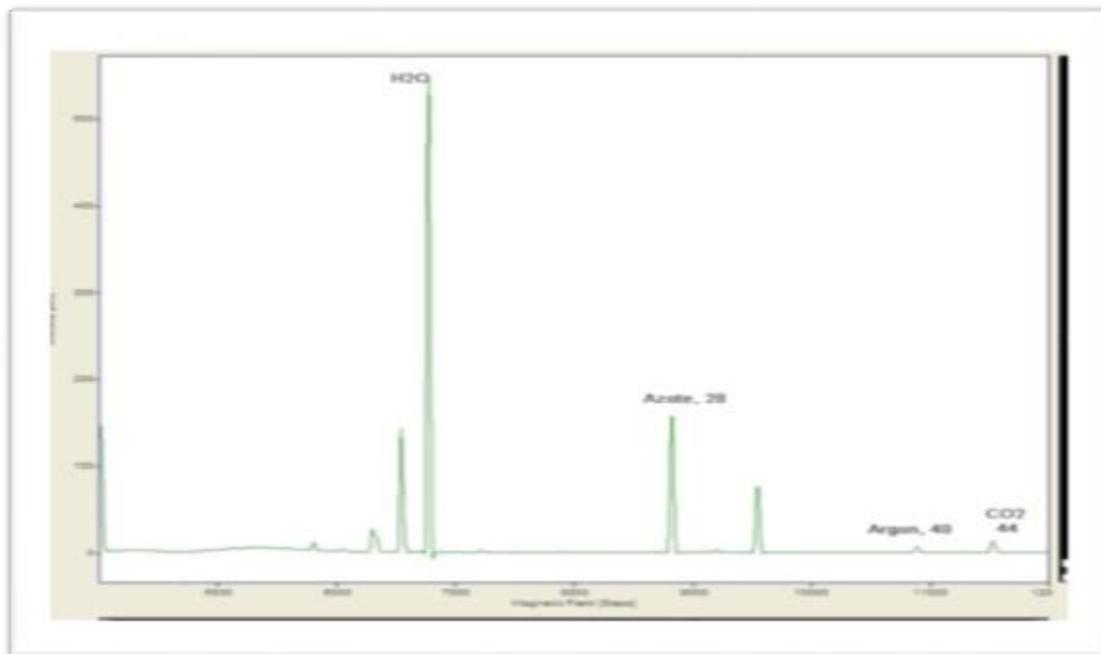


Fig.26. Chromatogramme type du Delta-V Visualisation du bruit de fond avant analyse. (Cherchali, 2008)

III.4. Variation spatiale des paramètres physico- chimiques

III.4.1. Paramètres physiques

Ces paramètres sont très importants, car ils jouent un rôle majeur dans la solubilité de l'eau et aident à la détermination de son origine, pour cela, on va étudier trois paramètres, la température, le PH et la conductivité électrique.

III.4.1.1. La Température

Elle joue un rôle important dans l'augmentation de l'activité chimique, bactérienne et de l'évaporation des eaux. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, et de la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface du sol. Les résultats des mesures de la température des eaux souterraines de la région d'étude montrent une valeur maximale de 28,5°C au forage F2 et une température minimale de 12°C à la source S5, avec une moyenne autour de 20°C.

L'examen de la carte d'évolution des températures des eaux (fig.27), mis en évidence 3 zones d'eau à faible, moyenne et forte température :

- les eaux de basses températures (< 16°C) prélevées dans les sources situées sur le versant Nord du massif des Aurès à des altitudes élevées (1200 à 2300 m). La température de ces eaux est en équilibre avec la température annuelle moyenne de l'air.
- Des eaux de mélange (16 à 25°C) représentées par des échantillons prélevés dans les niveaux superficiels, qui reflètent les conditions thermiques locales.
- Des eaux de nappe profondes à températures élevées (28.5°C) qui remontent à la faveur de failles (Houha 2007). Ces températures sont mesurées au Nord -Est de la zone d'étude (Dj.Fedjoudj).

La température des eaux de surfaces (Barrage et oueds) compris entre 24C°(O.Chemora) et 29C°(O.Timgad).

III.4.1.2. Le potentiel hydrogène (Ph)

Le potentiel hydrogène est liée principalement à la nature lithologique des terrains traversés. Il constitue le mode de représentation de la concentration en ion H⁺d'une solution, c'est- à- dire l'alcalinité ou l'acidité du chimisme du milieu. Il est exprimé par le log décimal de l'inverse de la concentration en ion H⁺.

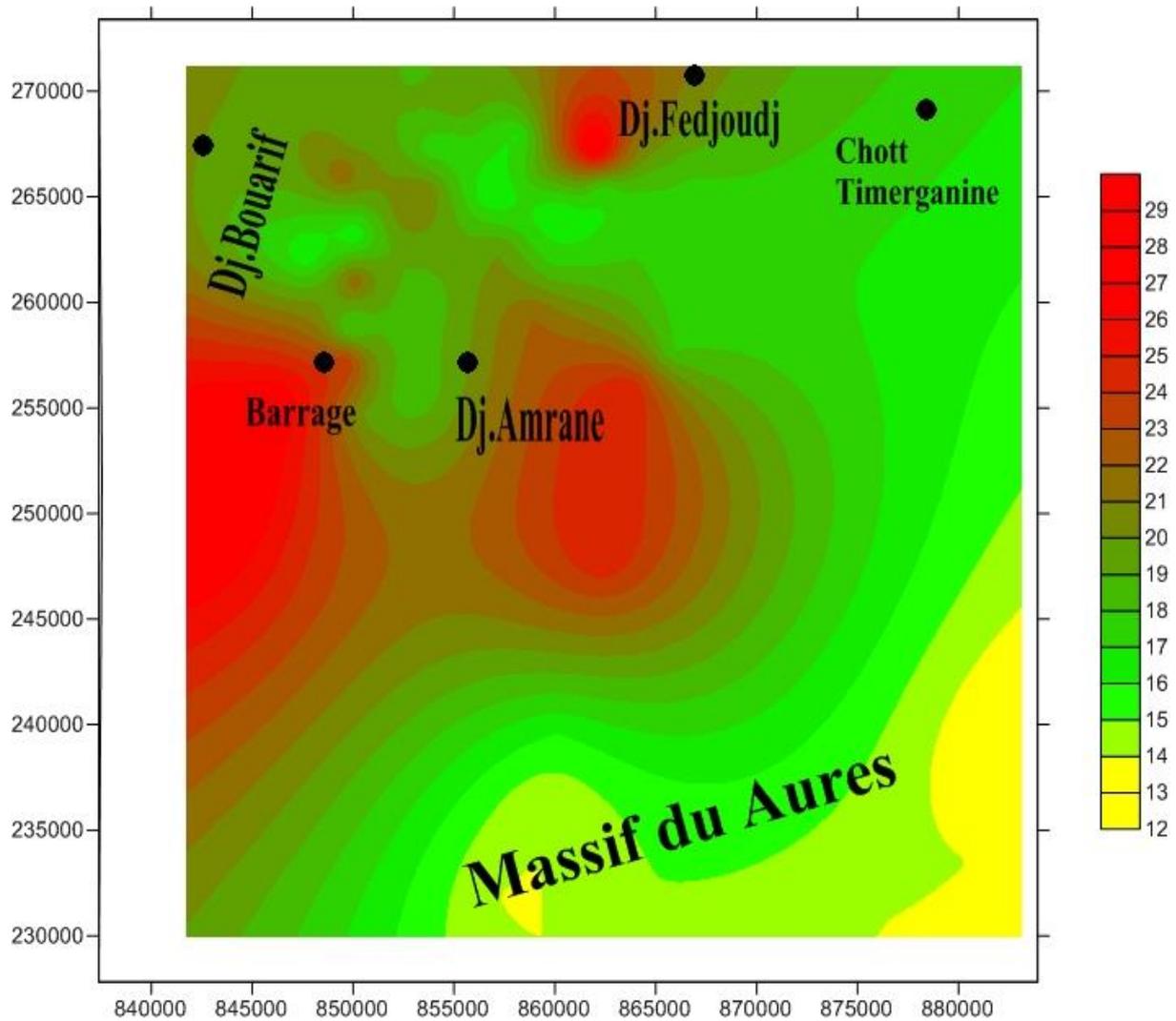


Fig. 27. Carte de répartition des températures (°C) des eaux de la zone d'étude.

$\text{pH} = \log 1/ [\text{H}^+]$.

L'échelle du pH varie de 0 à 14 en fonction de la force ionique :

- Si $[\text{H}^+] = [\text{OH}^-] \rightarrow$ Le $\text{pH} = 7$, donc l'eau est neutre.

- Si $[\text{H}^+] > [\text{OH}^-] \rightarrow$ Le $\text{pH} < 7$, donc l'eau est acide.

- Si $[\text{H}^+] < [\text{OH}^-] \rightarrow$ Le $\text{pH} > 7$, donc l'eau est basique.

Le pH des eaux de la zone d'étude varie entre 6,67 (S5) et 8,4 (F29). La moyenne est de l'ordre de 7,16. En général, les eaux sont neutres à alcalines. Ceci est lié à la nature des roches présentes dans la région et qui sont essentiellement constituées de roches sédimentaires à composante carbonatée importante.

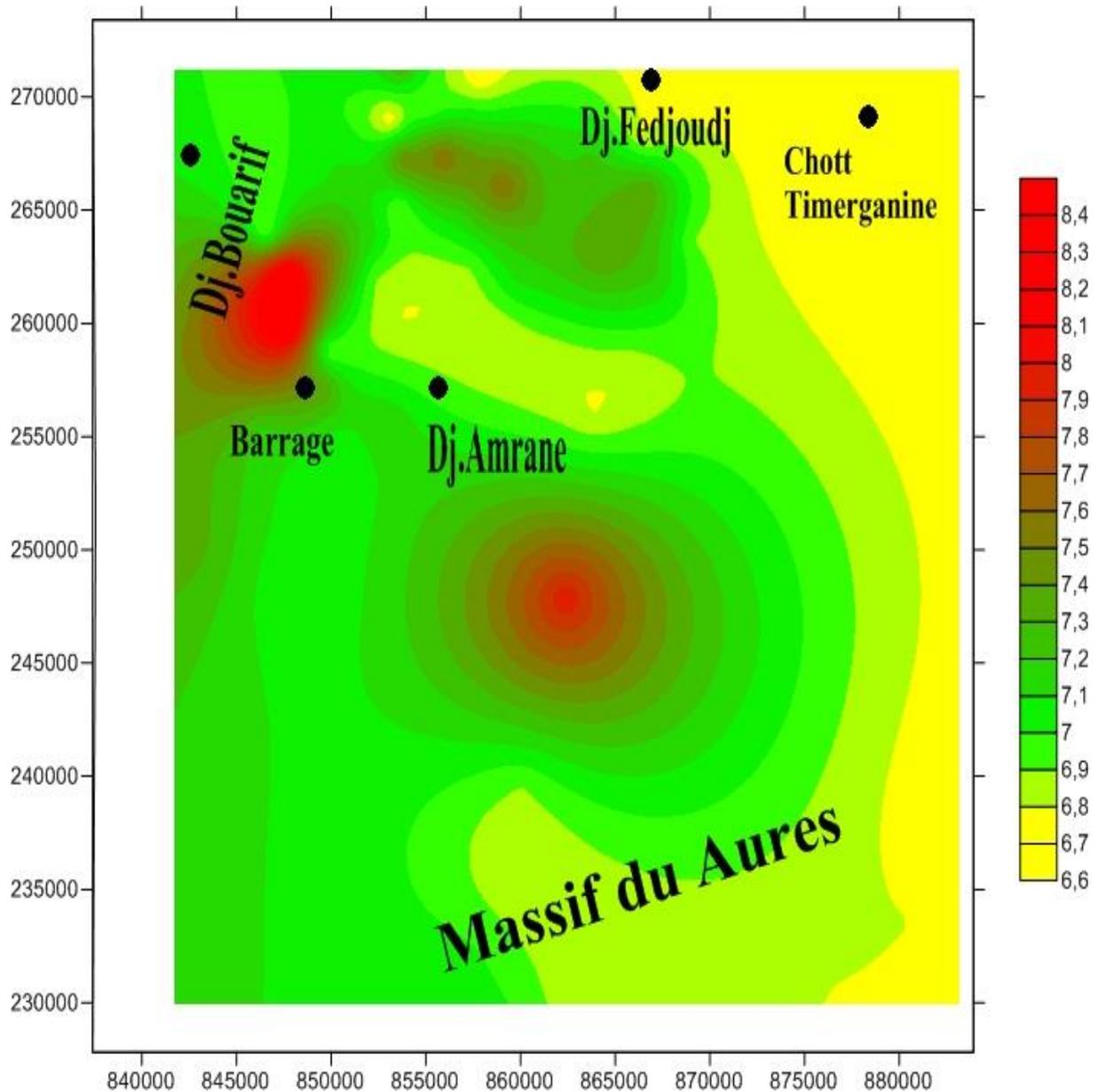


Fig.28. Carte de répartition des Ph des eaux de la zone d'étude.

III.4.1.3. Conductivité électrique

Les valeurs de la conductivité électrique des eaux souterraines de la zone d'étude ont été mesurées sur terrain et sont exprimées en $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La conductivité électrique est un moyen important d'investigation en hydrogéologie. Sa mesure est précise et rapide. Sa variation est liée à la nature des sels dissous et de leur concentration.

Les valeurs de la conductivité des eaux de la région d'étude varient entre 200 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (S6) et 5120 (F41) $\mu\text{S}/\text{cm}$.

L'examen de la carte de la conductivité (fig.29), montre que les teneurs en sels croissent dans le sens de l'écoulement, les faibles teneurs sont mesurées en amont du bassin ; dans les émergences calcaires.

A l'aval, la minéralisation des eaux augmente et présente des teneurs élevées. L'hétérogénéité du remplissage alluvionnaire enrichi d'évaporites, la texture des dépôts détritiques et la vitesse d'écoulement des eaux seraient à l'origine de l'augmentation de la conductivité des eaux.

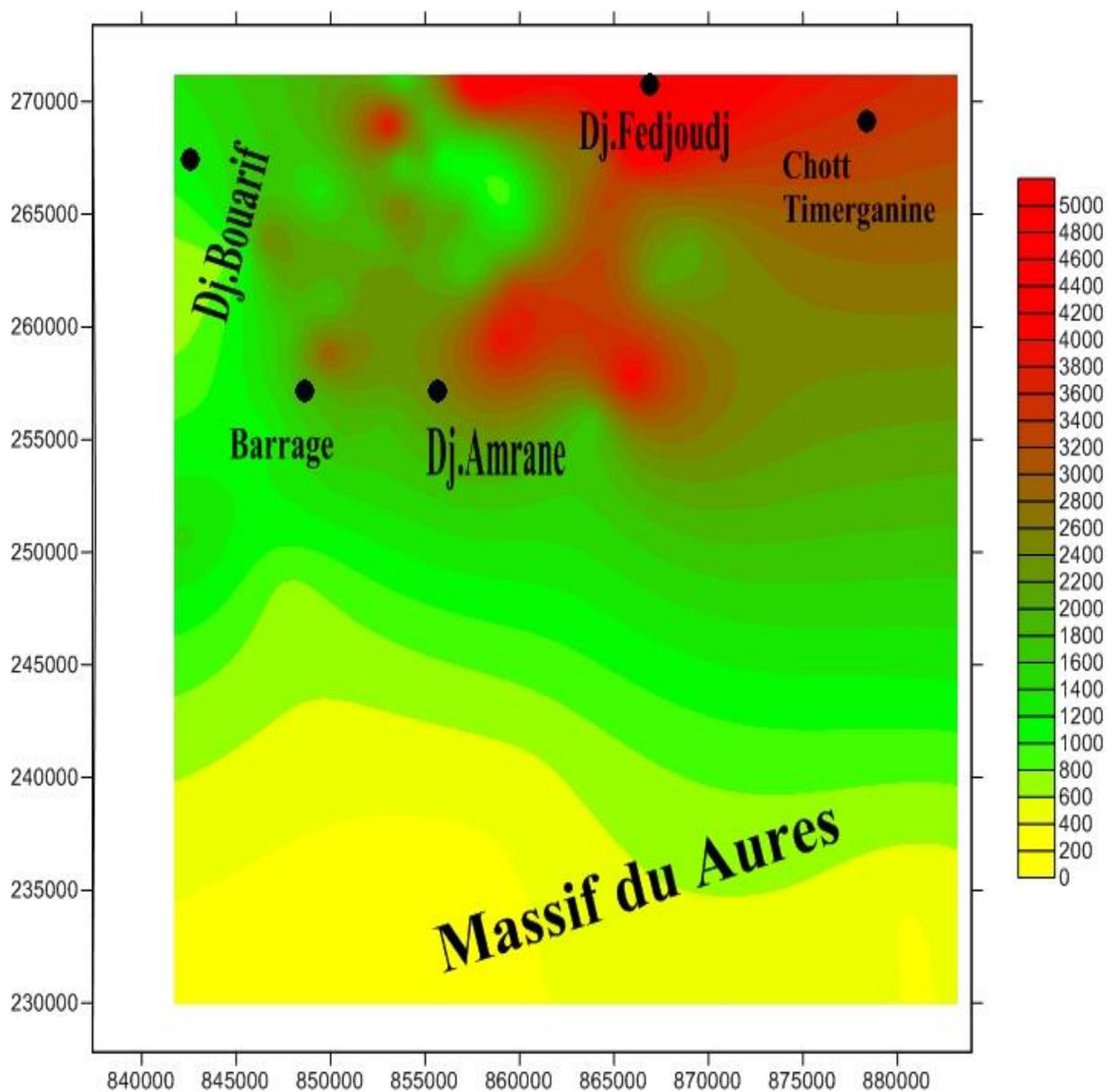


Fig.29. Carte de répartition des conductivités (c25°C).

III.4.2. Evaluation spatiale des éléments chimiques majeurs

III.4.2.1. Le calcium (Ca⁺⁺)

Les ions de calcium existants dans l'eau proviennent de la dissolution des carbonates et de roches gypseuses. Pour les roches carbonatées, l'apparition du calcium résulte de la dissolution des formations (CaCO₃) par l'attaque chimique des eaux en présence du gaz carbonique (CO₂).



Les concentrations des ions de calcium augmentent dans le sens d'écoulement et oscillent entre 32,7 mg/l (S6) et 292,66 mg/l(F41). En amont du bassin, les valeurs sont relativement faibles, car les eaux souterraines ne sont pas trop minéralisées et proviennent de la dissolution des formations carbonatées de bordures. Les fortes teneurs apparaissent au centre et au Nord-est de la zone d'étude, on pense qu'elles résultent de la dissolution des formations carbonatées (CaCO₃) et les dépôts évaporitiques provenant de Djebel Amrane et Djebel Fdjoudj.

III.4.2.2. Le Magnésium (Mg⁺⁺)

L'existence du magnésium dans les eaux résulte principalement de l'infiltration des eaux de surface à travers les formations dolomitiques, c'est-à-dire la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium, ou bien par les formations salifères riches en magnésium « MgSO₄ ». La réaction chimique est accentuée par la présence de l'acide carbonique présente dans l'eau. (Vallès, 1985)

L'examen de la carte (fig.30) montre que Les teneurs de magnésium oscillent entre 10,7mg/l (S6) et 234,84mg/l (F12). Ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium (magnésite et dolomite) de Djebel Amrane.

III.4.2.3. Le Sodium Na⁺ et le potassium K⁺

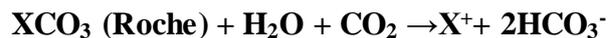
Le sodium est toujours présent dans les eaux naturelles en proportions très variables, il provient essentiellement de lessivage des formations riches en NaCl. Le potassium est beaucoup moins abondant que le sodium.

Les concentrations de (Na^++K) varient entre 5mg/l (S6) et 172 mg/l(O.chemora). L'observation de la carte (fig.30) montre que les concentrations sont importantes au Nord-Est de la zone d'étude, Les formations évaporitiques du Trias de Djebel Amrane et Djebel Fdjoudj constituent l'origine du sodium.

On signale que les faibles concentrations se localisent en amont de la nappe, là où les eaux souterraines sont au début de leur cheminement, c'est-à-dire ne sont pas encore trop minéralisées. Les argiles du Crétacé, qui se trouve dans la nappe, peuvent donner du sodium par le phénomène d'échange de base et ce en fixant un ion Ca^{2+} après libération de deux ions Na^+ (Houha, 2007)

III.4.2.4. Bicarbonates (HCO_3^-)

Les ions bicarbonatés résultent de l'équilibre physico-chimique entre la roche, l'eau et le gaz carbonique, selon la relation suivante :



Avec :

X : désigne un élément chimique de la roche.

En d'autres termes, la teneur en (HCO_3^-) dans l'eau dépend d'un certains nombres de paramètres physico-chimiques à savoir :

- la température de l'eau.
- la concentration du (CO_2) dissous.
- la concentration de l'eau en sels ainsi que la nature lithologique des terrains traversés.

Les concentrations en ions bicarbonatés sont relativement élevées, elles varient entre 114,4mg/l (S6) à 695,4mg/l (F25). Dans la zone des Aurès, les concentrations sont relativement faibles, car les eaux souterraines sont au début de leur cheminement dans la nappe. Les valeurs maximales sont rencontrées au niveau des bordures, surtout dans la zone orientale de Djebel Bouarif et Djebel fdjoudj, ce qui est dû à la dissolution des formations carbonatées (CaCO_3), soit la à la dissolution des formations gypseuses $\text{Ca Mg} (\text{CO}_3)$.

III.4.2.5. Les chlorures (Cl^-)

Les chlorures sont des éléments conservés en solution .il ne subissent aucune interaction eau-roche et ne sont pas dégradés en solution. Ils ont pour origines :

- La dissolution des sols naturels et le lessivage des terrains salifères ;
- Les engrais chimiques et les pesticides utilisés en agriculture ;
- Les rejets des eaux usées d'origines domestique et industrielle.

L'observation de la carte des chlorures (fig.30) montre que les teneurs varient entre 5,7 mg/l(S6) et 447,9 mg/l(F41). Cette dernière teneur est mesurée au centre et à l'Est de la zone d'étude. Les argiles et les alluvions du dépôt de remplissage Mio-Plio-Quaternaire et les dépôts salifères, provenant de l'érosion des formations gypsifères de Djebel Fdjoudj et Djebel Amrane constituent l'origine de ces chlorures. Une deuxième origine serait attachée à l'activité anthropique liée à l'agriculture utilisant dans la région. (Gouiadia, 2008)

III.4.2.6. Les sulfates (SO_4^{-2})

La concentration en sulfates des eaux naturelles des terrains à faibles teneurs en minéraux sulfatés est généralement inférieure à 50 mg/l (soit 1,04 méq/l) (Rodier et al, 1984). L'augmentation des sulfates peut provenir en grande partie de la dissolution des minéraux évaporitiques, de l'oxydation du soufre des roches sédimentaires et/ou de pollution urbaine, industrielle et agricole.

La carte représentant les teneurs des sulfates (fig.30), montre que les valeurs varient de 13,1 mg/l(S6) à 775 mg/l(F12).

Les fortes concentrations sont enregistrées au centre de la zone d'étude. Elles sont dues, d'une part, à la dissolution des gypses qui sont contenus dans les marnes emschériennes, et d'autre part au lessivage des dépôts évaporitiques, provenant de Djebel Amrane.

Une deuxième origine serait attachée à l'activité anthropique liée à l'agriculture utilisant dans la région des produits chimiques riches en sulfates.

Les plus faibles concentrations sont constatées en amont de la nappe, le long des bordures calcaires où se localise le faciès bicarbonaté-calcique, car les eaux souterraines sont faiblement minéralisées.

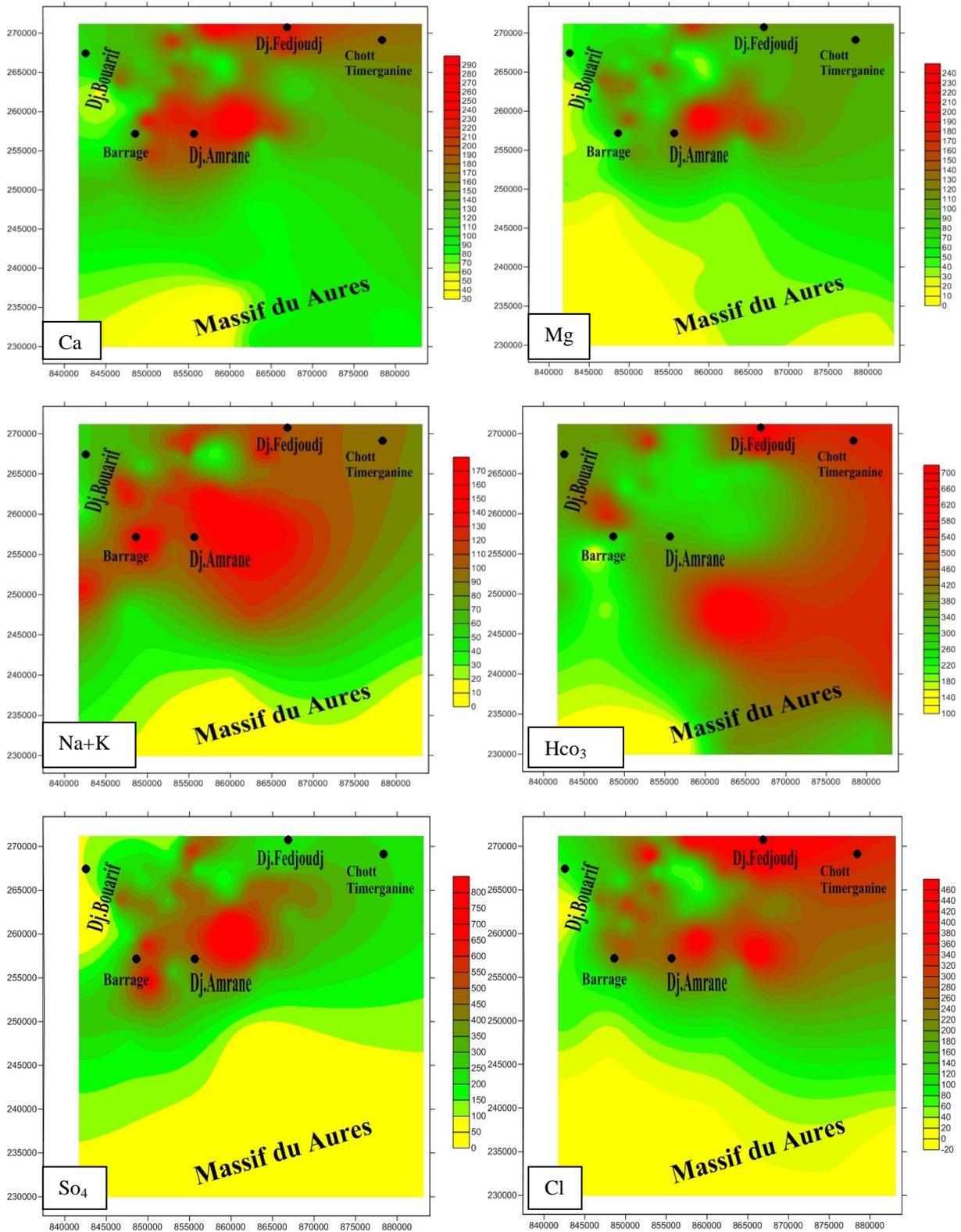


Fig.30. Carte des teneurs en élément chimiques en (mg/l)

III.4.3. Le faciès chimique des eaux échantillonnées

Les faciès hydrochimiques sont couramment utilisés en hydrogéologie pour la description de la composition des eaux naturelles. La nécessité de permettre une comparaison aisée voire de classer les eaux naturelles selon les échantillons analysés a induit l'utilisation de représentation graphique. De ce fait, plusieurs représentations sont utilisées parmi lesquelles on peut citer, le diagramme à coordonnées rayonnantes, le diagramme semi-logarithmique de Schöeller-Berkaloff et le diagramme de Piper. Ce sont ces deux dernières représentations graphiques qui ont été retenues et utilisées dans ce travail.

III.4.3.1. Diagramme de Piper

Le diagramme de Piper permet de représenter le faciès chimique d'un ensemble d'échantillons d'eaux. Il est composé de deux triangles équilatéraux à la base surmontés d'un losange au milieu permettant de représenter le faciès hydro-chimiques des eaux par rapport à la concentration relatives des cations et des anions. Ce type de diagramme est particulièrement adapté pour étudier l'évolution du faciès des eaux lorsque la minéralité augmente ou bien pour distinguer des groupes d'échantillons.

Le diagramme de Piper appliqué aux eaux échantillons (fig. 31) montre une évolution du faciès chimique des eaux de l'amont à l'aval il apparaît très clairement, qu'en suivant le sens de l'écoulement, que l'évolution hydrochimique du système se fait depuis le pôle bicarbonaté calcique dans les affleurements calcaires au sud vers un faciès majeur de type sulfaté calcique au centre de la plaine.

III.4.3.2. Diagramme de Schoëller et Berkalov

Le diagramme de Schoëller Berkalov permet de représenter le faciès chimique de plusieurs eaux. Chaque échantillon est représenté par une ligne brisée. La concentration de chaque élément chimique est figurée par une ligne verticale en échelle logarithmique. La ligne brisée est formée en reliant tous les points figurant les différents éléments chimiques.

Un groupe d'eau de minéralité variable mais dont les proportions sont les mêmes pour les éléments dissous, donnera une famille de lignes brisées parallèles entre elles. Lorsque les lignes se croisent, un changement de faciès chimique est mis en évidence. (Gouiadia, 2008)

Il est ainsi possible de visualiser le faciès chimique, comme pour le diagramme de Piper, mais aussi la minéralisation de l'eau (sa charge dissoute), ce qui est

appréciable. Toutefois, la visualisation du faciès est moins aisée qu'avec le diagramme de Piper.

La représentation graphique des résultats des analyses chimiques sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff (fig. 32), montre que certaines eaux sont issues d'un même aquifère à savoir le réservoir calcaire.

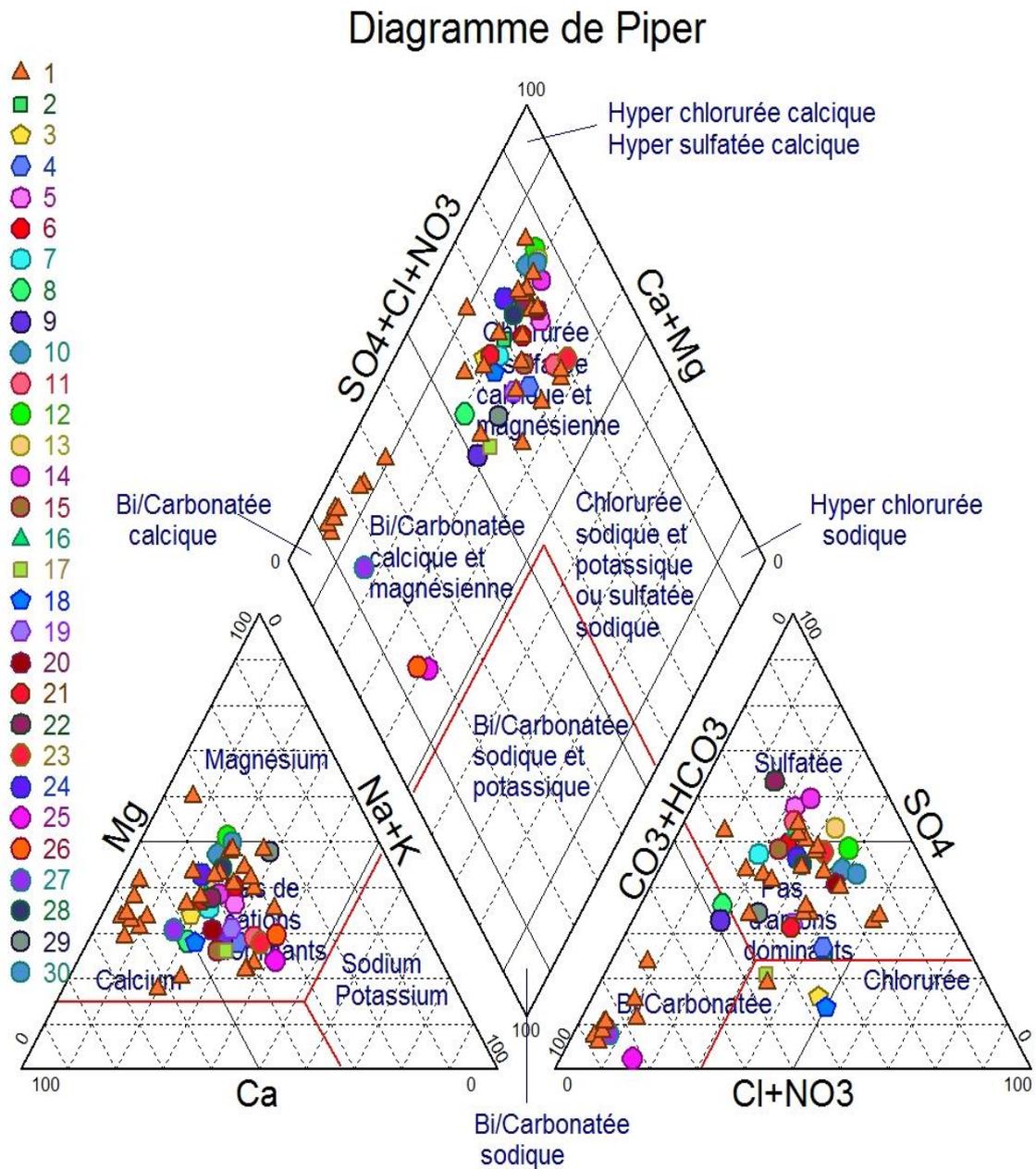
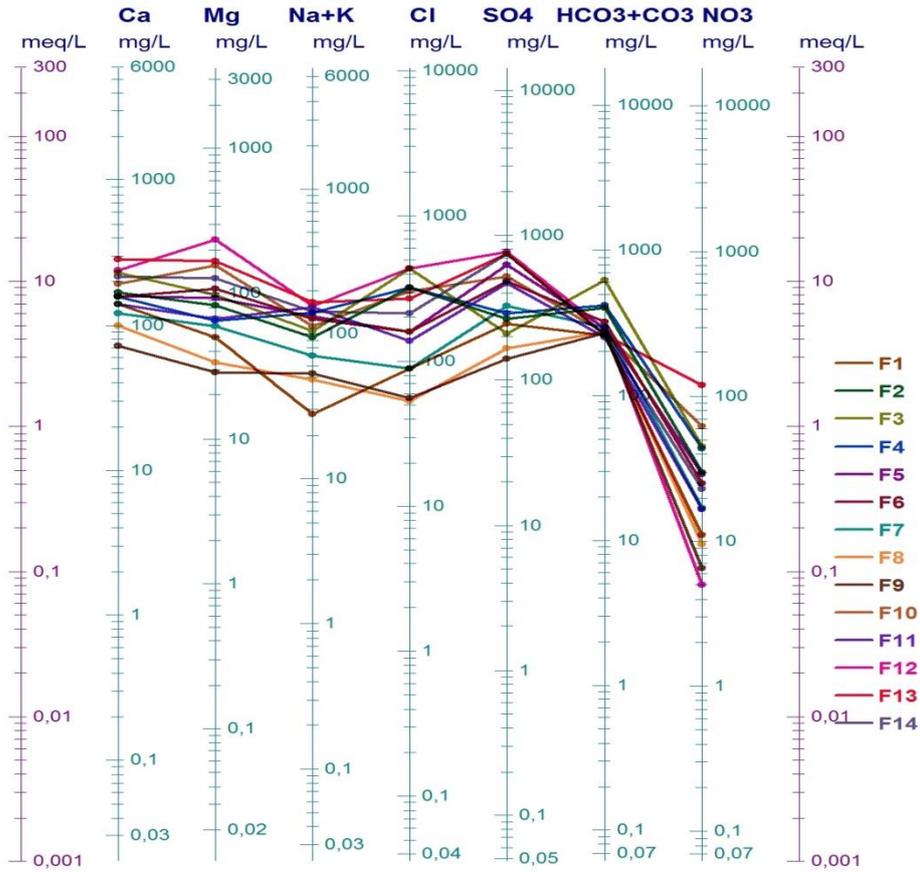


Fig. 31. Diagramme de Piper pour les eaux échantillonnées

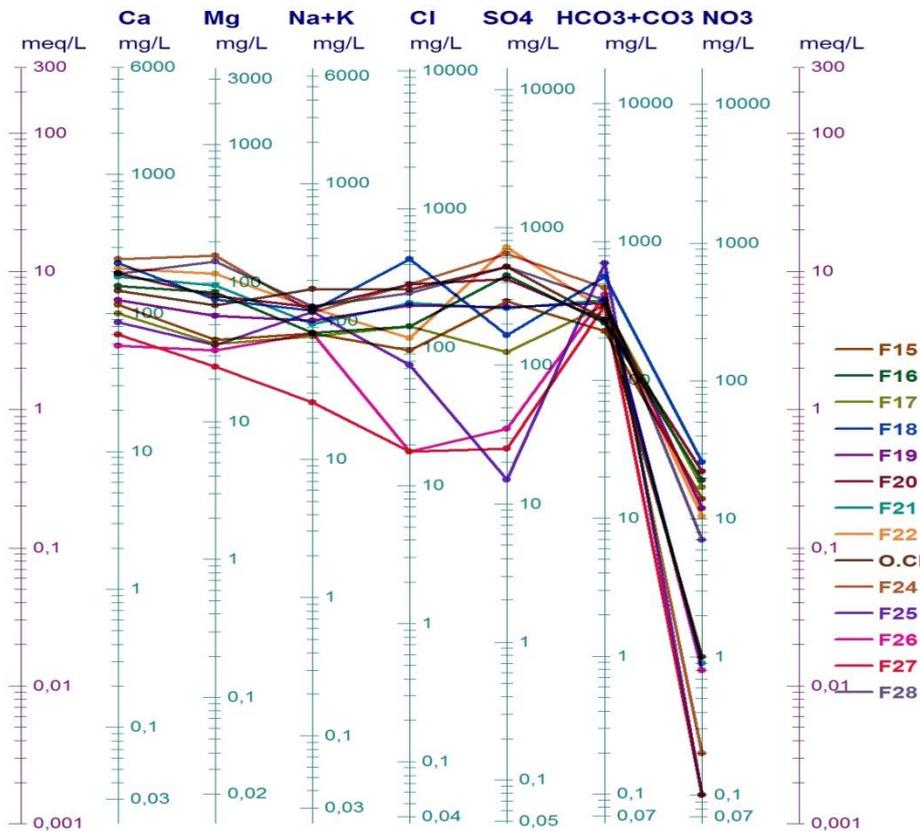
Lieu

Schöeller
Berkaloff



Lieu

Schöeller
Berkaloff



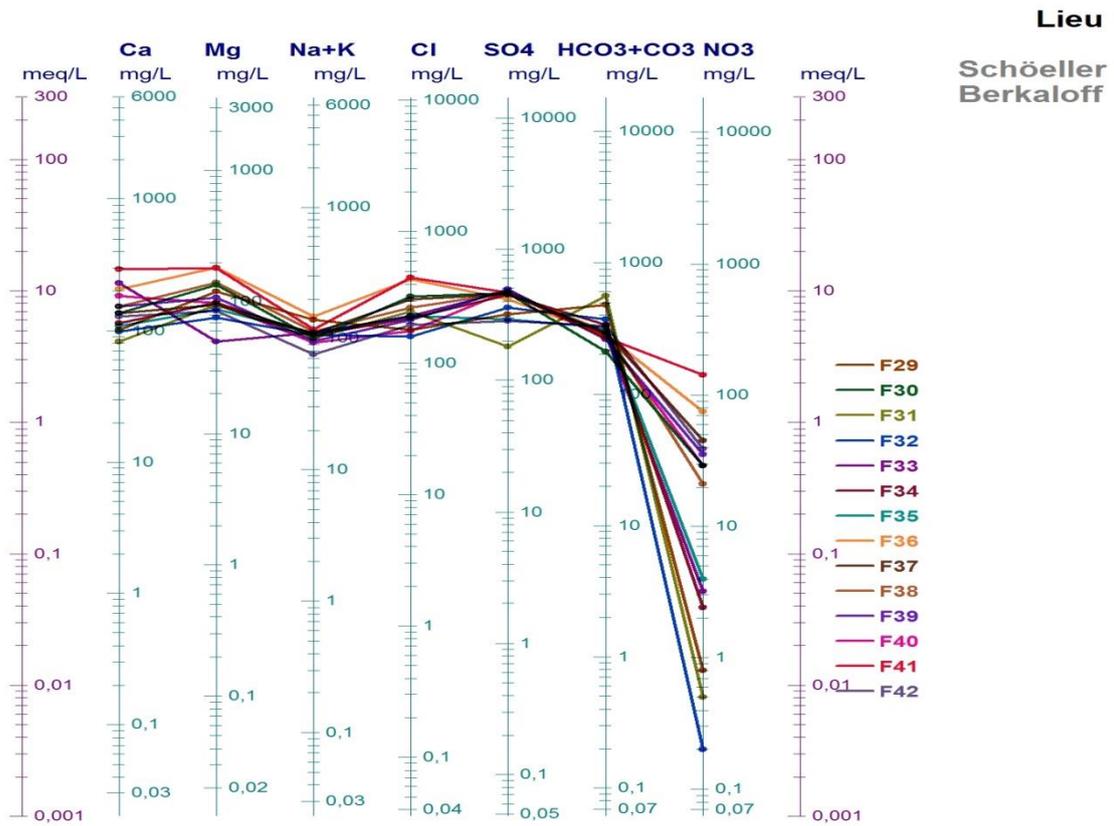


Fig.32. Diagramme de Schoëller et Berkalov pour les eaux échantillonnées

III.5. Acquisition de la minéralisation des eaux souterraines

Afin de mettre en évidence l'origine de la minéralisation (acquisition de la salinité) des eaux souterraines du bassin de Chemora, nous avons établi, d'une part, la relation entre les principaux éléments majeurs (SO_4^- , Na^+ , Mg^+ , K^+ et Ca^+) et le Cl^- , et les différentes relations entre les éléments majeurs aboutissant à l'acquisition de la salinité des eaux (fig. 33) et (fig. 34), d'autre part.

III.5.1. Relations binaires

III.5.1.1. Ion chlorures-éléments majeurs

Pour mieux discriminer les processus de salinisation des eaux souterraines, nous avons utilisé les diagrammes croisés des concentrations des éléments majeurs avec l'ion chlore (fig.33). Ce dernier est un élément conservé, ne participe pas aux interactions eau-roche, caractérise l'origine de la salinité des eaux et constitue un traceur de mélange (Fidelibus et al, 1996). La disposition des différents points d'eaux analysés par rapport à la ligne de mélange eau douce-eau salée (eau de pluie-eau de mer) peut être de grande utilité pour identifier d'autres phénomènes qui sont annexés au processus de mélange (Fidelibus et al, 1996). La relation entre Na^+ et Cl^- (fig. 33) montre que tous les points se trouvent au dessous de la droite de mélange. Etant donné que la teneur en Na devrait équilibrer la teneur en Cl^- , le déficit en Na est expliqué par le phénomène d'échange de base ionique entre l'eau et l'aquifère et se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^+ . Le graphe Ca^+ contre Cl^- illustre bien ceci en montrant que les points sont au dessus de la droite de mélange eau douce-eau salée.

La relation entre Mg^+ et Cl^- montre que la majorité des points se trouvent sur la droite de mélange avec une tendance à l'enrichissement en Mg qui serait lié à la dissolution de la dolomite. (Bouderbala, 2014)

Le graphique SO_4^{2-} et Cl^- montre que tous les points se trouvent au dessus de la droite de mélange eau douce - eau salée. L'enrichissement en sulfates serait apporté par la dissolution du gypse et le lessivage d'évaporites et par l'infiltration des eaux d'irrigation, chargées en sels et en fertilisants (Hamed et al, 2014 ; Touhari et al, 2014); facilitée par la faible profondeur de la nappe et la bonne perméabilité des terrains aquifères (Fidelibus et al, 1996 et El Achheb et al, 2002). La relation entre K^+ et Cl^- souligne que la majorité des points se trouve au-dessous de la droite de mélange à l'exception de quelques points qui se rapprochent de cette droite montrant que l'origine la plus probable est plutôt la pollution.

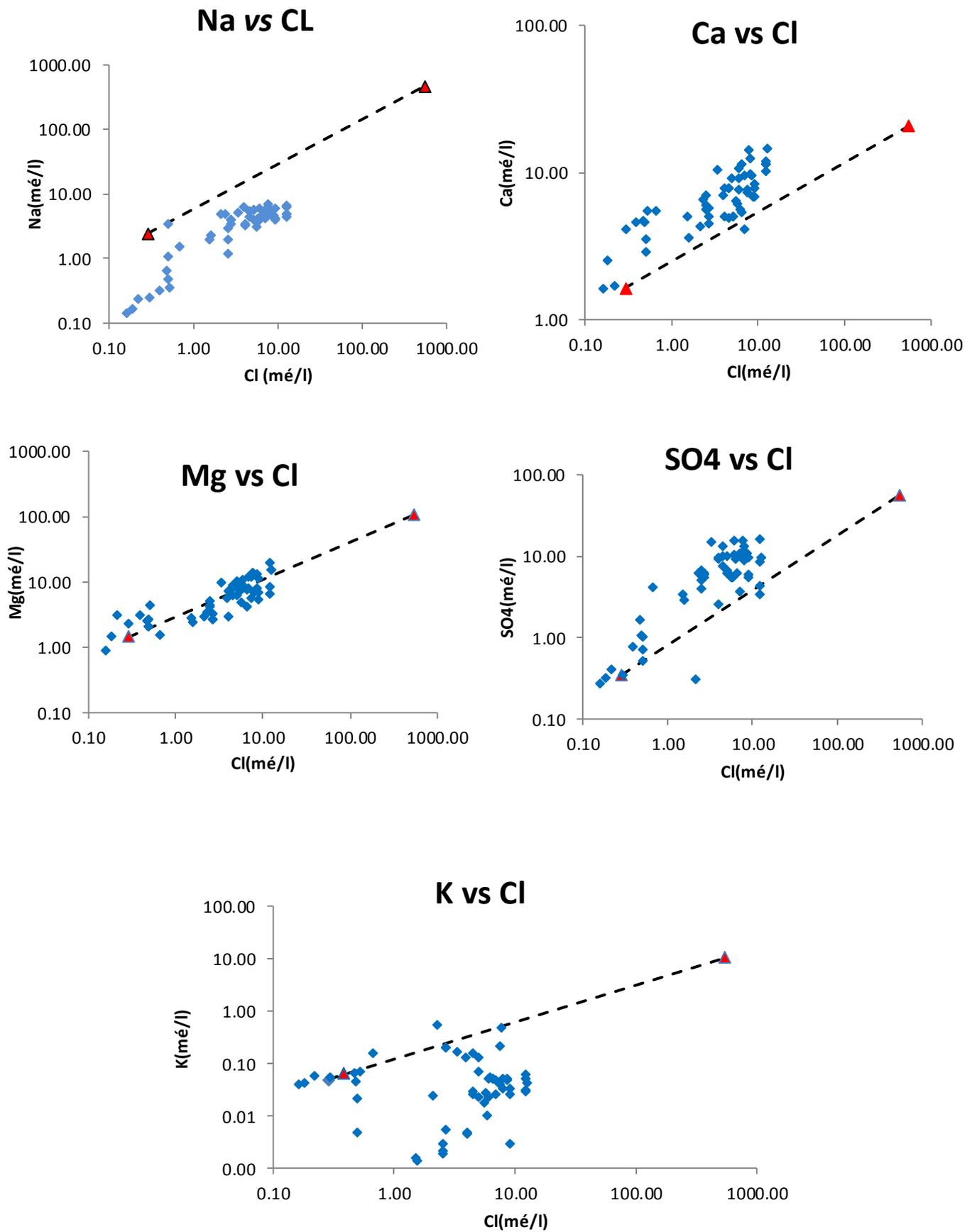


Fig.33. Relation entre les éléments majeurs et les chlorures

III.5.1.2. Rapports caractéristiques des éléments majeurs

L'approche consiste à remonter à l'origine des sels dissous à partir de la bonne corrélation qui existe entre eux.

Les sulfates sont les ions dominants dans la composition anionique des eaux du secteur étudié. Les teneurs en SO_4^- varient de 0,27 méq.l en amont dans les affleurements calcaires à 16,15 méq.l dans le remplissage alluvionnaire. L'amplitude des valeurs serait liée généralement, au changement de la lithologie et à la pollution : Généralement les ions SO_4^- proviennent de la dissolution du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) ou de l'anhydrite (CaSO_4) selon l'équation suivante :



Cette origine des SO_4^- est confirmée par le rapport $\text{SO}_4^-/\text{Ca}^{++}$ proche de l'unité pour un bon nombre d'échantillons et par une bonne corrélation entre ces deux éléments (tableau 13).

A coté des sulfates, les chlorures représentent l'élément le plus abondant dans la minéralisation des eaux de la zone d'étude. Les teneurs en chlorures varient de 0,16 méq.l au niveau de la source S6 à 12,62 méq.l au niveau du forage F41. Ces valeurs varient autour d'une moyenne de 4,97 méq.l.

Le rapport Na/Cl est généralement proches de l'unité (fig.34) suggérant que l'origine des chlorures est la dissolution de l'halite (NaCl). Le déficit de quelques échantillons en Na est expliqué par le phénomène d'échange de base ionique entre l'eau et l'aquifère et se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^{++} . En zones arides et semi-arides, les sels accumulés en surface dans les sols pendant les événements pluvieux courts et/ou par évaporation des eaux d'irrigation sont épisodiquement redissouts et transportés vers les eaux souterraines pendant les grands événements pluvieux (Hamed et al. 2010). Le retour des eaux d'irrigation en tant que phénomène qui peut augmenter la charge saline et apporter des ions Cl est aussi à considérer dans certains endroits du bassin.

Les eaux du secteur étudié saturées vis à vis des principaux minéraux carbonatés notamment la calcite et la dolomite (fig.34). Il est donc probable que les bicarbonates contenus dans les eaux proviennent de la dissolution de ces minéraux. Cependant le diagramme $\text{HCO}_3^-/\text{Ca}^{++}$ (fig.34) montre un excès des ions Ca^{++} par rapport aux HCO_3^- . Ceci peut s'expliquer par un

apport des ions Ca^+ à partir de la dissolution des évaporites (gypse) et/ou par échange cationiques avec la matrice argiles.

Le diagramme $\text{HCO}_3^- / (\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^+)$ (fig.3) montre un excès des ions $(\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^+)$ par rapport aux HCO_3^- . Ceci peut s'expliquer par un apport des ions Ca^+ et Mg^+ à partir de la dissolution des minéraux carbonatés, à savoir la calcite (CaCO_3), la magnésite (MgCO_3) et la dolomite ($(\text{CaMgCO}_3)_2$).

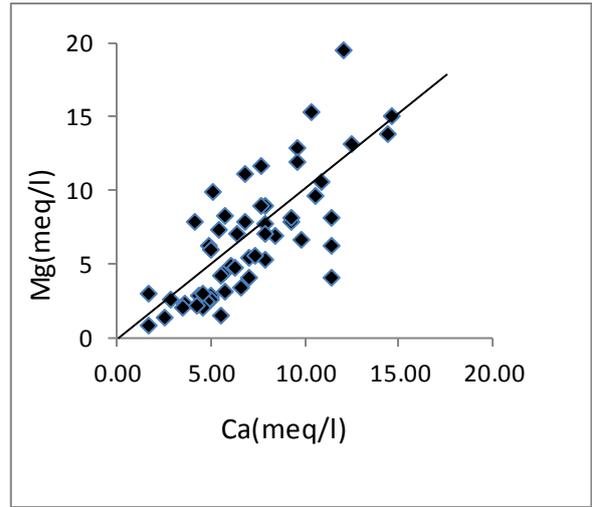
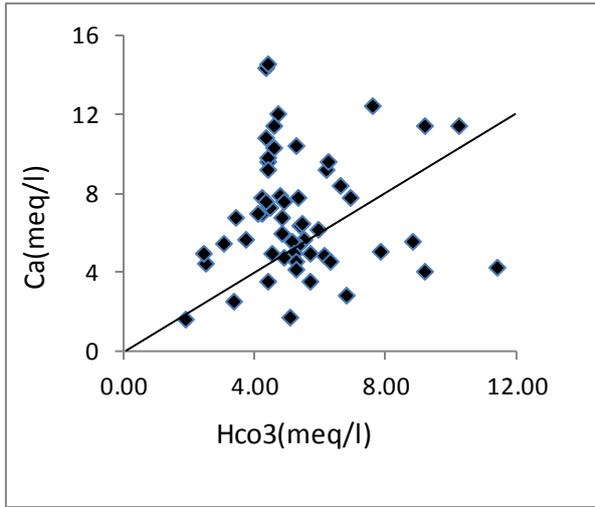
La désagrégation de ces minéraux se fait selon les équations suivantes :



Cette origine des Ca^+ et Mg^+ est confirmée par le rapport Ca/Mg proche de l'unité pour un bon nombre d'échantillons et par une bonne corrélation entre ces deux éléments (tableau 13).

Les teneurs en sodium des eaux du secteur étudié oscillent entre 0,15 méq/l au niveau de la source S6 et 7,11 meq/l au niveau de oued chemora. La bonne corrélation entre cet élément et les chlorures (tableau 13) suggère qu'il provient de la dissolution de l'halite. Le diagramme Ca/Na (fig.34) montre un excès des ions Ca^+ par rapport aux Na^+ . Ceci peut être lié à la dissolution du gypse et/ou au phénomène d'échange de base ionique entre l'eau et l'aquifère se traduisant par une adsorption de Na^+ et une libération de Ca^+ .

Les concentrations en potassium dans les eaux souterraines sont généralement assez faibles. La dominance des Na^+ sur les K^+ est due à l'adsorption sélective des argiles des K^+ ayant une masse atomique plus élevée que les Na^+ (Fidelibus et al, 1996). Il s'en suit donc que les eaux contiennent plus de sodium que de potassium.



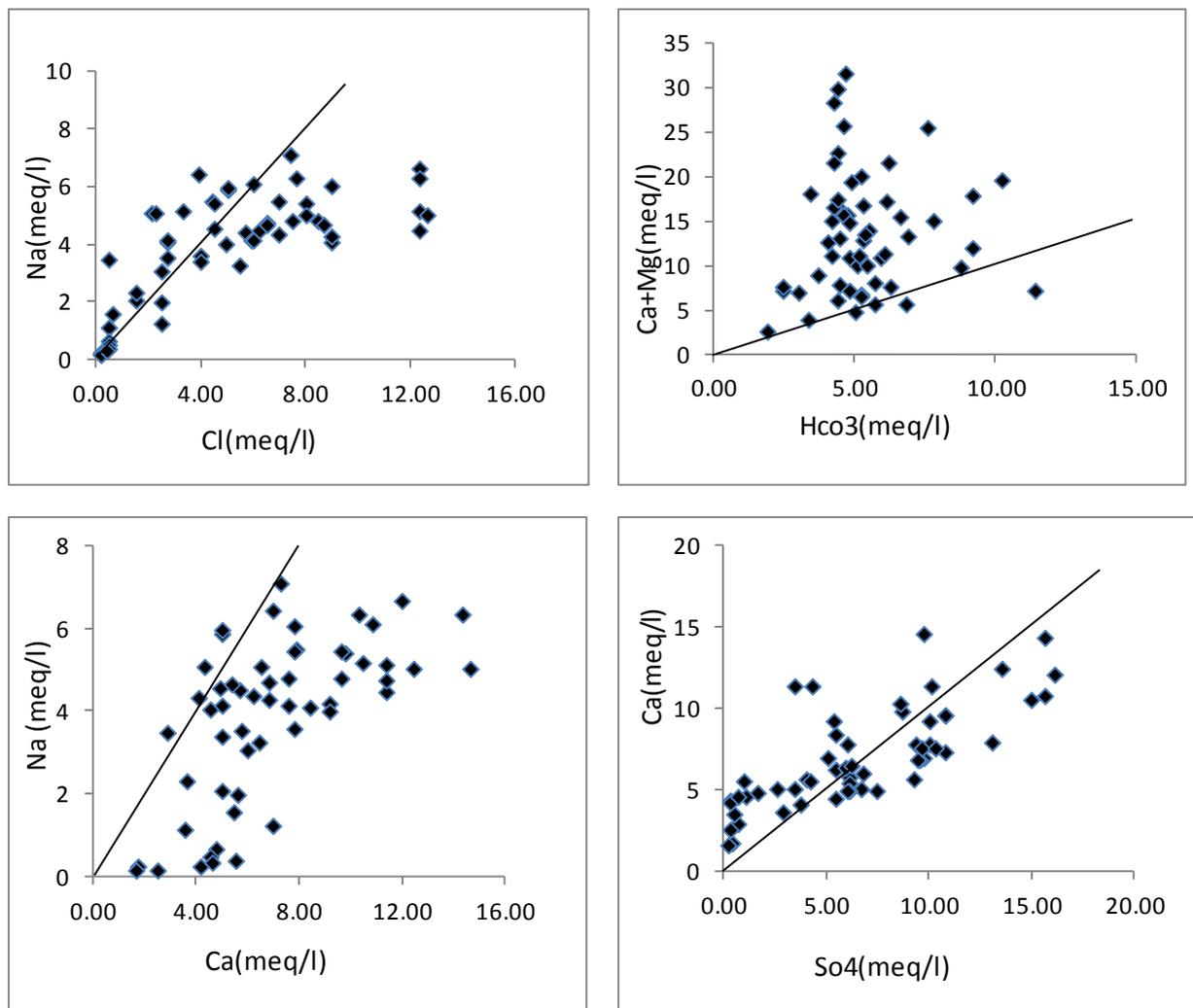


Fig.34. Rapports entre les éléments majeurs contenus dans les eaux de la zone d'étude.

III.6. Géochimie thermodynamique

III.6.1. Equilibre solution minéraux

Dans l'étude thermodynamique des équilibres solution-minéral, on utilise souvent l'activité ionique (a_i) comme expression de la concentration. L'étude des équilibres chimiques des eaux souterraines et leur saturation vis-à-vis des différentes phases minérales se base sur le calcul de ce paramètre. L'activité ionique est liée aux concentrations molaires par la formule de Debye Hückel. Elle tient principalement compte de l'attraction électrostatique entre les ions. Pour une solution idéale (pure), l'activité ionique est égale à la concentration ($a_i = m_i$). Mais pour les solutions réelles, il existe un coefficient de déviation appelé

"coefficient d'activité", (λ_i) qui mesure la déviation par rapport à l'état idéal ($a_i = \lambda_i \cdot m_i$). Les indices de saturation permettent de savoir ou de connaître le degré de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents ou ceux susceptibles de se précipiter dans l'aquifère. La dissolution de ces minéraux se fait de manière congruente ou incongruente.

Si un minéral (D) dans le milieu se dissout de façon congruente pour produire ($U^+ + V^-$) alors l'indice de saturation (IS) peut s'écrire :

$$IS = \log \frac{(PAI)}{K_s}$$

où K_s (constante d'équilibre) est le produit de $[U^+] \times [V^-]$, et PAI = Produit d'Activité Ionique.

Si $K_s = PAI$ alors $IS = 0$: l'eau est dite saturée vis-à-vis du minéral D considéré,

Si $K_s < PAI$ alors $IS < 0$: l'eau est dite sous-saturée vis-à-vis du minéral D,

Si $K_s > PAI$ alors $IS > 0$: l'eau est dite sur-saturée vis-à-vis du minéral D.

L'utilisation du programme géochimique de PHREEQ, intégré dans le programme Diagramme des calculs hydrochimiques (Smiler. 2005) nous a permis de calculer l'indice de saturation de l'anhydrite, de l'aragonite, de la calcite, de la dolomite, du gypse et de l'halite. Les résultats significatifs de tous les échantillons d'eau souterraine analysés (fig. 35), montrent que ces eaux sont saturées vis-à-vis de la calcite, de l'aragonite et de la dolomite et sous-saturées vis-à-vis de l'halite, de l'anhydrite et du gypse. Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter, notamment sous la forme de calcite et de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques (gypse et halite) tendent à la dissolution.

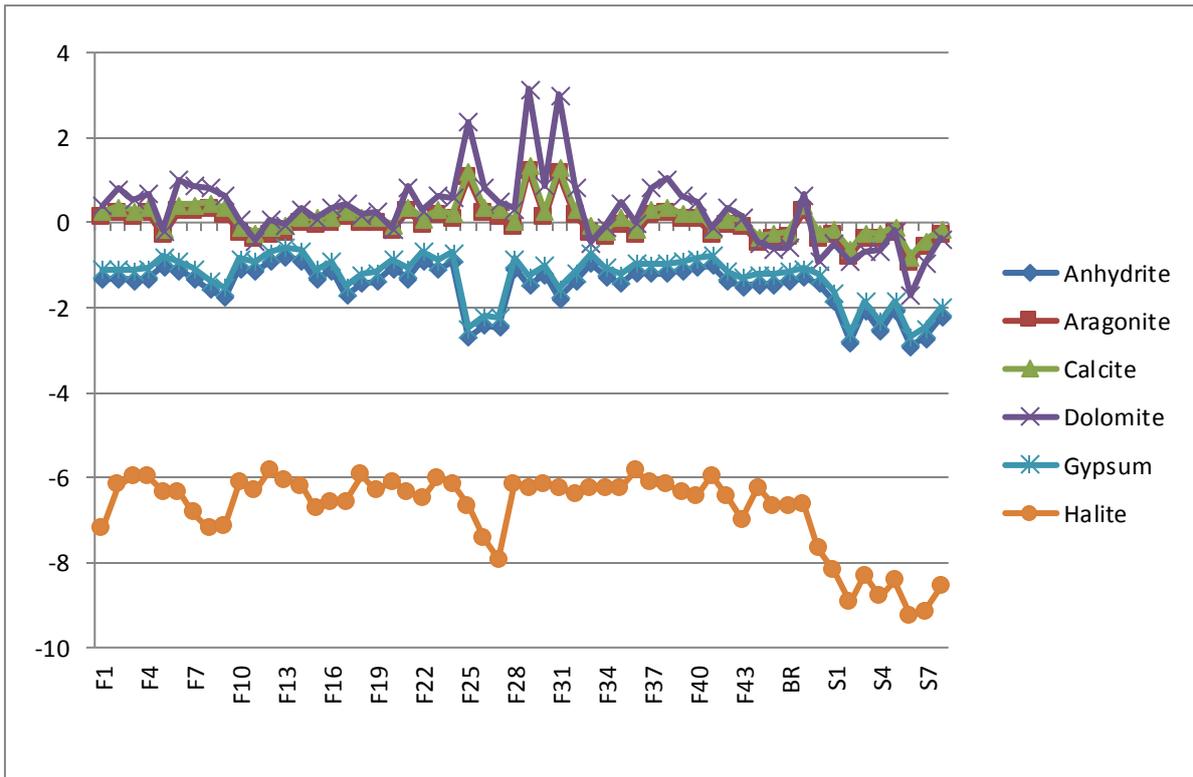


Fig.35. Indice de saturation solution-minéraux des eaux la zone d'étude (juin 2015)

III.7. Etude du strontium

Le strontium est un métal alcalino-terreux, et il est présent naturellement dans l'environnement (roches, sol, eau). Les composés du strontium peuvent se déplacer dans l'environnement assez facilement car beaucoup d'entre eux sont solubles. Généralement, on le trouve dans les minéraux de strontianite (SrCO_3) et de célestite (SrSO_4). Cette dernière accompagne les formations évaporitiques, car c'est un minéral qui est souvent associé au gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), (Carre, 1979, cité par Hsissou, 1996). Il peut également s'intégrer en faible quantité dans le réseau des carbonates et est peu adsorbé par les argiles. Le strontium peut s'intégrer dans la structure cristalline des minéraux carbonatés, car ces deux éléments possèdent des rayons ioniques voisins. Les concentrations excessives en strontium peuvent être provoquées par des procédés industriels.

III.7.1. Le rapport caractéristique Sr^+/Ca^+

Pour Meybeck (1984, cité par Hsissou, 1996), les rapports des concentrations molaires Sr^+/Ca^+ supérieurs à 1‰ sont caractéristiques des eaux gypsifères. De plus, comme chaque ensemble évaporitique possède sa propre valeur du rapport Sr^+/Ca^+ , les teneurs en Sr^+ et en

Ca⁺ des eaux ayant dissous les formations d'une région devraient permettre d'identifier les circulations souterraines et de distinguer leurs origines.

Le calcul du rapport Sr⁺/Ca⁺ a révélé que tous les points d'eau possèdent des valeurs supérieures à 1‰ (tableau 12), ce qui traduit l'influence des formations gypsifères sur la présence du strontium. Cette affirmation est en pleine conformité avec les types de faciès rencontrés, où les puits dont le faciès est sulfaté occupent la majorité de la nappe, surtout au Nord de cette dernière. (Houha, 2007)

Tableau 12 : Teneurs de quelques éléments traces des eaux souterraines et de surface de la région d'étude

Nom	Sr ⁺ (mg/l)	Li ⁺ (mg/l)	Sr ⁺ /Ca ⁺ (‰)
F1	4,62	0,17	15
F2	6,18	0,92	16,79
F3	18,75	0,54	37,54
F4	6,25	0,41	18,29
F5	5,65	0,25	16,35
F6	5,45	0,32	15,95
F7	4,12	0,09	15,67
F8	3,18	0,08	14,52
F9	2,06	0,42	13,06
F10	7,95	0,22	18,90
F11	5,05	0,24	16,49
F12	16,63	0,6	31,63
F13	15,97	0,61	25,39
F14	17,01	0,31	35,95
F15	4,29	0,48	17,12
F16	7,03	0,52	20,57
F17	4,18	0,21	19,08
F18	16,99	0,62	34,02
F19	6,11	0,44	22,49
F20	6,05	0,48	14,09
F21	6,03	0,44	14,96
F22	5,97	0,25	13,02
O.CH	5,97	0,24	18,77
F24	14,95	0,69	27,52
F25	3,66	0,26	19,37
F26	2,14	0,07	16,96
F27	1,86	0,06	12,06
F28	7,14	0,19	16,98
F29	8,06	0,14	36,57
F30	9,18	0,23	30,81
F31	5,92	0,16	33,01
F32	5,94	0,18	27,68
F33	6,84	0,17	13,70
F34	6,98	0,19	28,05

F35	6,93	0,16	29,29
F36	15,97	0,71	35,39
F37	13,13	0,55	44,07
F38	14,17	0,59	42,56
F39	14,03	0,51	42,14
F40	8,15	0,25	20,22
F41	21,75	0,71	34,00
F42	6,45	0,24	23,00
F43	4,16	0,11	16,96
F44	3,94	0,25	18,02
BR	2,96	0,24	14,99
BR	2,96	0,24	13,55

III.7.2. Le Lithium

Le lithium est souvent considéré comme un indicateur de lithofaciès (Daoud, 1995) ; c'est un indicateur du degré d'interaction eau-roche, par conséquent il donne une idée sur le temps de résidence des eaux souterraines (Daoud, 1995). C'est un élément hydrophile, sensible à la variation de la température, d'où son utilisation dans certains géothermomètres.

L'augmentation, des concentrations en lithium dans le bassin de Chemora est illustrée dans le tableau 12. Ce comportement est probablement un indice d'un contact eau-roche assez important. A titre d'exemple, dans l'aquifère gréseux (Trias) de Sherwood, en Angleterre, la concentration en Li^+ augmente de 2 $\mu\text{g/l}$ au bout de 1000 ans de résidence de l'eau dans l'aquifère (in Houha, 2007).

Le lithium peut être dans une évaporite en se substituant à Na^+ dans l'halite ou K^+ dans la sylvite, comme il peut être aussi aux minéraux carbonatés (in Houha, 2007) en se substituant au calcium.

Une partie du lithium est probablement apportée au cours d'échanges d'ions et de réactions incongruentes avec différents minéraux (Daoud, 1995) favorisées par un long temps de résidence et, quelquefois, des températures assez élevées dans les niveaux aquifères profonds, notamment au nord-est bassin, (Dj Fdjoudj), où la température des eaux atteint 28°C.

On peut constater que l'échantillon F2 (Dj Fdjoudj) est enrichi en lithium par rapport à l'ensemble des échantillons. Il s'agit des eaux issues des horizons profonds ; ce caractère est probablement dû à un type de lithofaciès différent et/ou à un temps de résidence plus long.

III.8. Analyse en composante principale (ACP)

III.8.1. Principe

L'analyse multivariée est une méthode statistique descriptive utilisée pour faciliter l'interprétation globale d'une masse importante des données existantes. Elle vient en appui aux méthodes classiques (diagramme, statistique univariée) pour faire apparaître des informations présentes mais cachées dans la population des données. La technique utilisée dans ce travail est l'analyse en composantes principales. L'intérêt de cette technique qu'elle permet de résumer à quelques axes factoriels le maximum d'informations contenues dans les longs tableaux des données. La projection des individus sur un plan factoriel offre l'avantage d'appréhender la similitude ou l'opposition entre les caractéristiques des individus et les sources de leur variabilité (in Gouiadia, 2008). L'application de cette technique exploratoire repose sur le choix des nombres d'axes représentant le maximum d'inertie conservée avec le minimum possible de facteurs. En générale, l'ACP d'une région n'est valable que lorsque les plans factoriels étudiés retiennent au moins 70% d'informations (in Gouiadia, 2008). En dessous de cette limite, on considère que l'étude de la région n'a pas tenu compte d'une grande quantité d'information. L'analyse multivariée a été réalisée à l'aide de logiciel SPSS.

III.8.2. L'ACP globale

Une analyse en composantes principales (ACP), a été réalisée sur un tableau de données de huit (08) variables et de 56 individus. Nous avons poussé l'analyse jusqu'à deux facteurs et 78.4 % de la variance ont pu être exprimés.

III.8.3. Etude des variables et des individus

Le tableau 13 montre qu'à l'exception des bicarbonates tous les éléments sont pratiquement corrélés entre eux et avec la conductivité électrique.

III.8.4. Analyse de l'espace des variables (fig.36)

La projection des variables sur le plan factoriel F1-F2 montre que l'axe F1 est l'axe majeur, il représente 63,4% de la variance expliquée, c'est un axe de salinité, défini par la conductivité électrique et tous les éléments majeurs qui lui y sont associés. L'axe F2 représente 15% d'information, il est défini par l'alcalinité qui témoigne d'une alimentation récente par des eaux jeunes.

Tableau 13 : Matrice de corrélation entre les variables.

Variables	Cte	Ca	Mg	Na+K	Hco3	Cl	So4	No3
Cte	1,000							
Ca	,837	1,000						
Mg	,810	,765	1,000					
Na+K	,678	,623	,646	1,000				
Hco3	,201	,085	,065	,115	1,000			
Cl	,934	,771	,789	,700	,209	1,000		
So4	,640	,753	,784	,755	-,232	,585	1,000	
No3	,608	,582	,520	,364	-,109	,545	,365	1,000

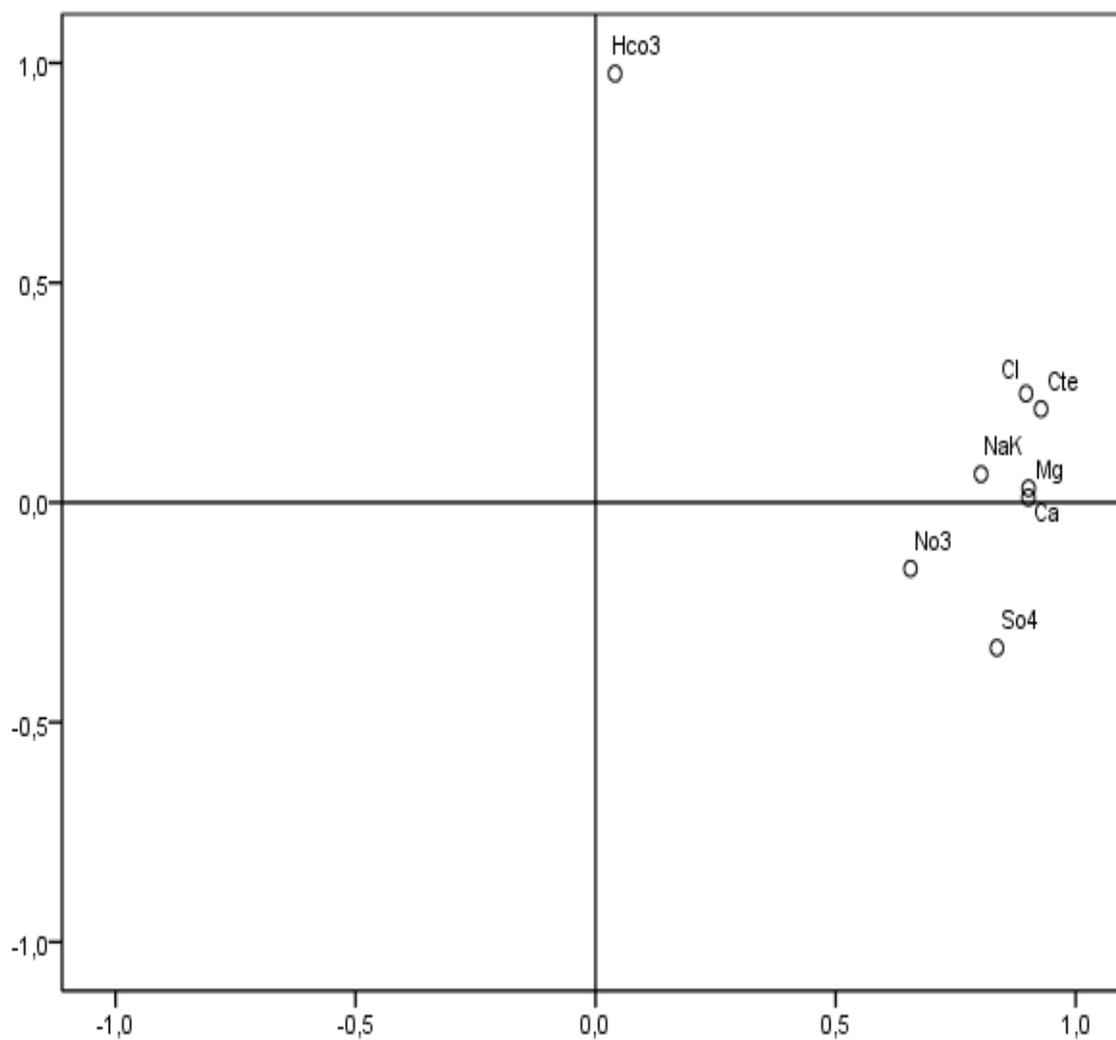


Fig.36. Espace des variables de l'ACP globale.

III.8.5 Analyse de l'espace des individus (fig.37)

La projection des individus sur le plan factoriel F1-F2, est marquée par une opposition eaux douces- eaux salées : les eaux de sources affleurant dans les formations carbonatées sont peu minéralisées et s'opposent aux eaux salées circulant dans le remplissage Plio-Quaternaire. Captées par des forages peu profonds. Ainsi, les eaux de la plaine de Chemora sont influencées par une hétérogénéité lithologique. L'interaction eau-roches sur de grande surface de contact et un temps de séjour élevé serait marquée par des échanges cationiques et des précipitations minérales.

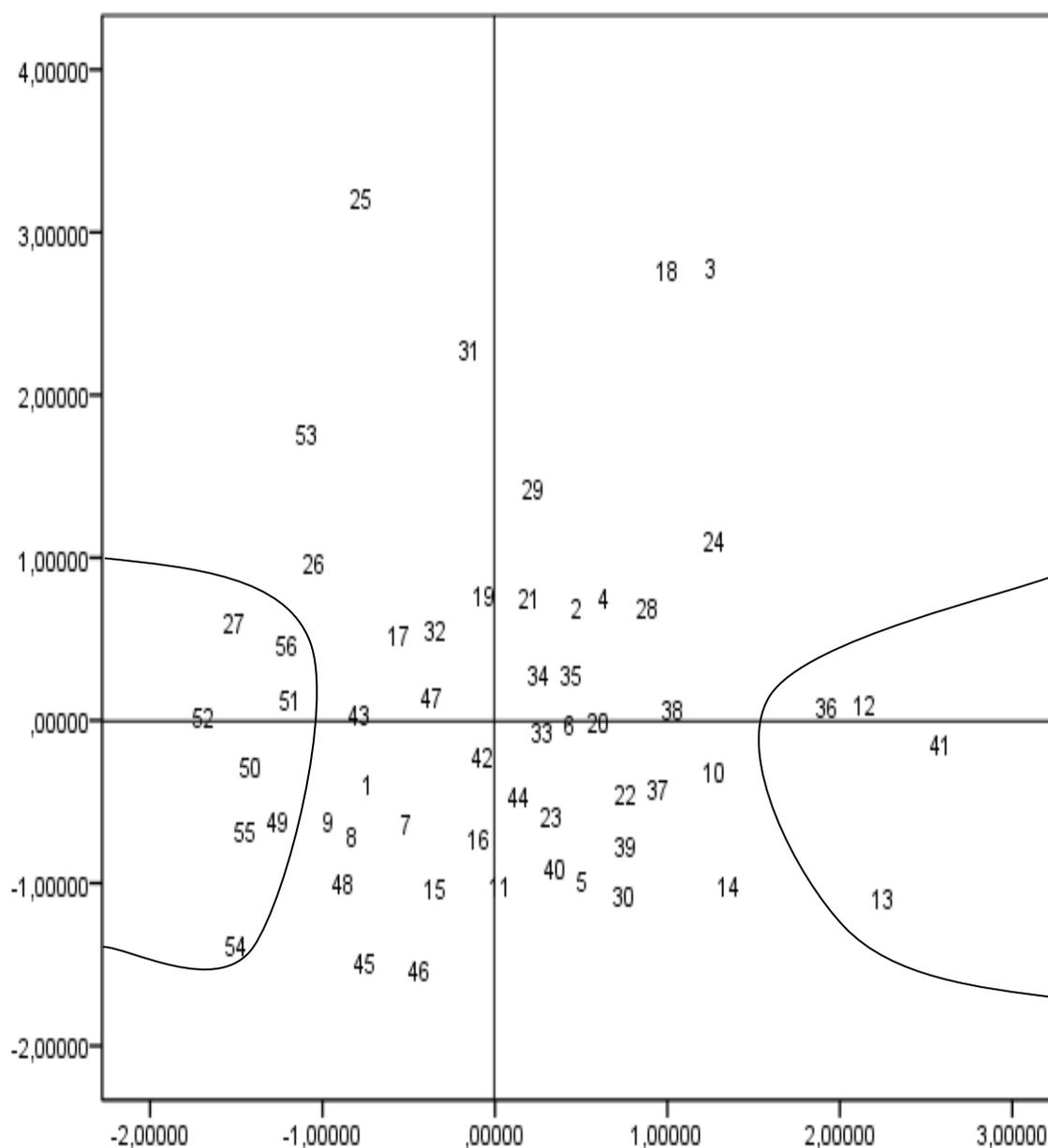


Fig. 37. Représentations graphiques des unités statistiques

III.9. Etude isotopique

Les techniques isotopiques ont été très vite introduites dans les études hydrogéologiques tout juste après la fin de la 2ème guerre mondiale et suite aux développements décisifs qu'a connu la spectrométrie de masse (spectromètre de Nier). Dès 1955 en effet, le laboratoire d'Ottawa commença à émettre les 1^{ères} analyses en isotopes stables (^{18}O et D). Il allait être suivi par d'autres laboratoires dont celui de l'AIEA, celui de Pretoria et de Thonon-les-Bains (1963). Ce dernier ayant malheureusement fermé ces portes que récemment en 2005 pour faute de budget.

En fait et dès le début, les sciences de l'eau allaient non plus s'appuyer sur les moyens de l'hydrogéologie physique et sur l'analyse hydrochimique mais également sur les moyens qui allaient être mis en œuvre par cette nouvelle technique et qui se devaient d'être différents des techniques ordinaires. Les grandeurs à mesurer seront pour les isotopes stables les très légères différences de masse (IRMS), pour les isotopes instables, la radioactivité totale (compteurs à gaz, spectromètres à scintillation liquide), les désintégrations radioactives (spectrométrie alpha ou gamma) ou alors les rapports absolus (TIMS). Le principe de l'introduction et de l'utilisation des techniques isotopiques dans les sciences de l'eau était de pouvoir s'adresser à n'importe quel milieu sans pour autant être limité dans l'espace et le temps (*in* Azzaz et al, 2008). Ainsi, grâce aux isotopes de l'environnement, on pouvait on étudier tout type d'aquifère, de surface, souterrain (englobant les systèmes poreux, fissuré et karstique), les circuits géothermiques. La connaissance des eaux souterraines passant par la compréhension des phénomènes contrôlant les eaux de précipitation, l'Agence Internationale de l'Energie Atomique, AIEA a, pour se faire, initié le GNIP, *Global Network for Isotopes in Precipitation*. Le « *Gnip* » consiste en un programme de surveillance des eaux de précipitation à l'échelle mondiale et ce par l'intermédiaire de stations de référence⁵ dispersées à travers les cinq continents.

Aussi, la mise en application des techniques isotopiques est rapidement devenue une nécessité et s'est vite répandue dans l'étude de grands aquifères en particulier pour les pays situés en zone aride. On citera parmi ces études :

1. L'étude du grand bassin artésien d'Australie,
2. L'étude de l'aquifère des grès de Nubie qui est partagé par l'Egypte, le Soudan, le Tchad et la Libye,
3. L'étude du système aquifère du Sahara Septentrional (SASS) commun à l'Algérie, la Tunisie et la Libye.

En Algérie différentes études faisant intervenir les techniques isotopiques ont été effectuées ou sont en cours d'exécution. Elles seront maintenant intégrées dans ce qui est appelé le Schéma Directeur de l'Eau, récemment développé par le Ministère des Ressources en Eau. Ce schéma a pour but la généralisation de l'utilisation de l'outil isotopique pour une meilleure appréciation des phénomènes régissant l'écoulement des eaux souterraines en zone aride et semi aride. Depuis leur introduction à la fin des années 1940 début des années 1950, le nombre de laboratoires utilisant les techniques isotopiques se sont multipliés, et les techniques les plus utilisées dans les études des ressources en eau sont ^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C , ^{14}C , ^{15}N , ^{34}S , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Par ces techniques on doit être en mesure de pouvoir :

1. -Identifier et évaluer les zones de recharges,
2. -Identifier les eaux anciennes (utilisées comme eaux potables en régions arides).
3. -Evaluer les mélanges entre différents types d'eaux.
4. -Evaluer les échanges entre l'eau et la matrice.
5. -Identifier les climats anciens (coquilles, eaux).
6. -Remonter aux paléo températures.
7. -Détecter l'origine de la pollution.
8. -Déterminer l'origine de la salinisation.

Les méthodes d'application les plus courantes font appel au deutérium, à l'oxygène 18 et au tritium de la molécule d'eau, ainsi qu'aux isotopes du carbone des carbonates dissous

III.9.1. Notions de base

III.9.2. Que ce qu'un isotope ?

La matière est constituée d'éléments chimiques tous bâtis sur le même modèle. L'atome est constitué d'un noyau composé de protons (chargés positivement), et de neutrons (électriquement neutres). Des électrons (chargés négativement) gravitent autour de ce noyau. Chaque atome se distingue donc par son nombre de protons (ou d'électrons), également appelé numéro atomique Z, le nombre de neutrons n et le nombre de nucléons (protons + neutrons) M. Le nombre de protons est égal au nombre d'électrons, ce qui assure la neutralité de l'atome.

Le mot « Isotope » est composé du grec isos "égal, le même" et topos "lieu, place", proprement "qui occupe la même place, faisant référence à la classification chimique de la

table de Mendeleïev. En effet pour un même élément chimique, il peut exister différents noyaux :

Si le nombre de protons est toujours égal à Z , le nombre de neutrons peut varier et on parle alors d'isotopes de l'élément chimique.

Les isotopes d'un même élément chimique ont le même numéro atomique ($Z=p$), ils portent le même nom et occupent la même place dans la table de Mendeleïev, ils diffèrent par leur masse atomique ($M=p+n$). Ainsi, le noyau de l'atome d'oxygène est composé de 8 protons (p) pouvant être accompagnés de 8,9 ou 10 neutrons (n) pour former respectivement les isotopes stables oxygène-16 (^{16}O), ^{17}O et ^{18}O . On parle alors d'isotope léger pour l' ^{16}O et d'isotope lourd pour l' ^{18}O .

III.9.3. Hydrologie isotopique : Isotope stable et isotope radioactif

Les isotopes d'un même élément (même nombre de protons, nombre différent de neutrons) ne se distinguent entre eux que par un comportement physique et chimique légèrement différent. Présents naturellement dans l'environnement ou apportés artificiellement, ils peuvent être utilisés comme marqueurs de l'eau et des substances dissoutes.

L'étude de la distribution isotopique ne porte, en général, que sur les isotopes stables car l'abondance naturelle des isotopes radioactifs est très inférieure. Même si les propriétés chimiques des isotopes stables d'un même élément sont équivalentes, on observe des différences de comportement d'un isotope à l'autre, ce que la précision des mesures (notamment par spectrométrie de masse) permet d'identifier.

L'origine de ces différences résulte du fractionnement isotopique qui intervient lors des changements d'état physique (condensation, évaporation, passage phase liquide-phase solide) : c'est ainsi qu'on peut identifier ou reconstituer l'histoire de l'eau ou des composés dissous au sein des aquifères.

III.9.4. Isotopes de la molécule d'eau

L'eau (océan, vapeur, pluie, glace, gelée etc.) est constituée essentiellement à partir de l'isotope 16 de l'oxygène qui est le plus répandu.

Le rapport $^2\text{H}^{18}\text{O}/^2\text{H}^{16}\text{O}$ dans l'eau est de l'ordre de 1/500.

Ce rapport est mesuré par spectrométrie de masse (explication de la spectrométrie de masse sur le site de l'académie de Nancy) et a permis de montrer des variations extrêmement faibles de ce rapport dans les océans (de l'ordre de $\pm 0,1\%$) et un peu plus important dans les précipitations, pluie et neige (de l'ordre de $\pm 3\%$).

Tableau 14: Les principaux isotopes du milieu utilisés en hydrologie isotopique.

Élément	Isotope	Abondance naturelle moyenne %	Propriétés
Hydrogène	1H	99,985	stable
	2H = D (Deutérium)	0,015	stable
	3H = T (Tritium)	10-18	radioactif (période T = 12,43 ans)
Oxygène	16O	99,76	stable
	17O	0,04	stable
	18O	0,20	stable

III.9.5. Les isotopes stables de la molécule d'eau, oxygène-18 et deutérium

L'oxygène-18 et le deutérium sont des isotopes constitutifs de la molécule d'eau. Pour un même élément, le rapport de la quantité d'isotope lourd sur la quantité d'isotope commun (léger) peut être modifié au cours de changements de phase comme la condensation de l'eau des nuages, ou l'évaporation de l'eau des océans ; c'est le fractionnement isotopique, ce phénomène étant à la base des méthodes utilisant les isotopes stables en hydrogéologie.

III.9.6. Composition isotopique des molécules d'eau

Si l'on combine les isotopes stables de l'oxygène (^{16}O , ^{17}O et ^{18}O) et de l'hydrogène (^1H et ^2H), sans tenir compte du tritium instable, on obtient neuf espèces différentes de molécules. Toutes ces espèces sont présentes dans les eaux naturelles, mais leurs proportions relatives varient fortement en fonction du fractionnement subi par l'eau considérée. L'eau de mer par exemple contient plus de molécules lourdes (constituées principalement d'isotopes à nombre de masse élevé) que l'eau douce.

III.9.7. Unités de mesure

La mesure absolue des concentrations en isotopes est généralement très coûteuse, et n'est la plupart du temps pas nécessaire. C'est pourquoi on mesure le plus souvent la différence relative entre la teneur en isotope de l'échantillon et la teneur en isotope d'un étalon ou «standard» (la teneur étant le rapport atomique entre l'isotope lourd et l'isotope léger). Cette déviation par rapport à un standard, notée δ , est très faible et s'exprime en ‰. $[^2\text{H}]$ et $[^1\text{H}]$ étant les concentrations en deutérium et en hydrogène-1, on aura pour le deutérium:

$$\delta^2\text{H} = \frac{\left(\frac{[^2\text{H}]}{[^1\text{H}]}\right)_{\text{echantillon}} - \left(\frac{[^2\text{H}]}{[^1\text{H}]}\right)_{\text{standard}}}{\left(\frac{[^2\text{H}]}{[^1\text{H}]}\right)_{\text{standard}}} \times 1000$$

$[^{18}\text{O}]$ et $[^{16}\text{O}]$ étant les concentrations en oxygène-18 et en oxygène-16, on aura pour l'oxygène-18 :

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{\left(\frac{[^{18}\text{O}]}{[^{16}\text{O}]}\right)_{\text{echantillon}} - \left(\frac{[^{18}\text{O}]}{[^{16}\text{O}]}\right)_{\text{standard}}}{\left(\frac{[^{18}\text{O}]}{[^{16}\text{O}]}\right)_{\text{standard}}} \times 1000$$

On calcule de la même façon les δ de tous les isotopes stables, en utilisant bien sûr les standards correspondants. Un échantillon dont la déviation δ est négative sera donc appauvri en isotope lourd, alors qu'une déviation positive indiquera un enrichissement par rapport au standard. Si l'on connaît la quantité d'oxygène-18 dans le standard, on peut en déduire la quantité d'oxygène-18 contenue dans l'échantillon.

Une propriété intéressante des valeurs en δ est qu'elles sont additives sur une large gamme de valeurs. Si deux échantillons d'eau présentent des déviations δ_1 et δ_2 par rapport au même standard, alors la déviation isotopique δ_{1-2} du premier échantillon par rapport au deuxième sera:

$$\delta_{1-2} = \delta_1 - \delta_2 \left(\frac{1000 + \delta_1}{1000 + \delta_2} \right)$$

III.9.8. Rapports isotopiques

La composition de l'eau en ses isotopes s'exprime par le rapport de l'isotope lourd sur l'isotope léger ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, $^2\text{H}/^1\text{H}$). Ce rapport est très petit dans la mesure où l'isotope lourd est très rare. Ces fractions ne sont pas utilisables pour des opérations mathématiques simples.

III.9.9. La notation delta pour mille

Les rapports isotopiques de la molécule d'eau sont généralement comparés au rapport isotopique d'une eau standard de rapport isotopique connu. Le «Standard Mean Ocean Water» (Vienna-SMOW, VSMOW) est le standard le plus largement utilisé. Ainsi, les abondances en ^{18}O et ^2H s'expriment comme un rapport en notation delta pour mille (parts pour mille ‰), différence relative au standard. Les nombres obtenus sont entiers et utilisables avec des opérations mathématiques simples. La teneur isotopique de l'eau est mesurée à l'aide d'un spectromètre de masse.

III.9.10. Enrichissement / Appauvrissement de l'eau

Cette terminologie est utilisée pour comparer les compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de différents types d'eaux météoriques dans une région donnée. Les eaux qui contiennent de forts $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ par rapport aux autres eaux de la région sont souvent considérées comme « enrichies », les eaux avec de faibles $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont appauvries. Ainsi, les volumes d'eau évaporée sont enrichis en isotopes lourds du fait de l'évaporation, ou les eaux souterraines sont souvent appauvries par rapport à la pluie locale du fait d'une recharge sélective.

III.9.11. Standards

Un des gros problèmes de géochimie isotopique (et de la géochimie) est la comparaison des résultats obtenus par différents laboratoires. Certains laboratoires déclarent en effet atteindre actuellement des précisions de 0,02‰ ou mieux pour les analyses de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\delta^{18}\text{O}$, alors que les analyses des mêmes échantillons dans des laboratoires différents donnent des résultats qui varient parfois de 0,3‰. L'utilisation des mêmes références est donc impérative. Jusqu'à récemment, le standard adopté universellement comme référence pour les isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène dans les eaux naturelles était le SMOW (Standard Mean Ocean Water). Ce standard correspond à une eau hypothétique ayant des rapports isotopiques en oxygène-18 et en deutérium identiques à ceux d'une eau océanique «moyenne». Malheureusement, ce standard n'existe pas actuellement en tant qu'échantillon et ne peut donc pas être utilisé par les laboratoires pour calibrer leurs appareils de mesure. On utilise actuellement le standard VIENNA-SMOW (V-SMOW), qui lui est disponible sous forme d'échantillons. Dans la pratique, on considérera que les standards SMOW et V-SMOW sont identiques. Des mesures successives par différents auteurs à différentes dates ont donné les rapports isotopiques absolus du V-SMOW suivants (IAEA, 1995):

- $[^2\text{H}] / [^1\text{H}] = (155,76 \pm 0,05) \times 10^{-6}$

- $[^2\text{H}]/[^1\text{H}] = (155,95 \pm 0,08) \times 10^{-6}$
- $[^2\text{H}]/[^1\text{H}] = (155,60 \pm 0,12) \times 10^{-6}$
- $[^{18}\text{O}]/[^{16}\text{O}] = (2005,20 \pm 0,45) \times 10^{-6}$

III.9.12 Fractionnement isotopique

L'évaporation est un processus physique au cours duquel l'énergie emmagasinée par les molécules d'eau est transférée de la phase liquide à la phase vapeur (Azzaz, 2008). La pression de vapeur d'une eau constituée principalement d'isotopes légers est plus haute que celle d'une eau constituée d'isotopes lourds. En d'autres termes, les molécules légères passent plus facilement dans la phase vapeur que les molécules lourdes. Il y a donc fractionnement isotopique (ou séparation) au cours de l'évaporation partielle de l'eau: la vapeur s'enrichit en molécules légères (les δ diminuent). Au contraire, la phase liquide résiduelle s'enrichit en isotopes lourds et les δ augmentent.

Le fractionnement est plus efficace si la vapeur produite est constamment éliminée, par exemple quand le vent évacue la vapeur produite au-dessus d'un bassin subissant une évaporation. Sur un graphe $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$, l'évaporation d'une eau définit un segment de droite joignant le point représentant la composition initiale du liquide, et le point représentant la composition de la dernière goutte qui s'évapore du récipient. Ce segment définit une droite appelée droite d'évaporation. La pente de cette droite est fonction de la température et de l'humidité de l'air.

Le fractionnement isotopique pendant l'évaporation est responsable du fractionnement qui a lieu au cours de la formation des masses nuageuses: la vapeur des nuages est appauvrie en isotopes lourds par rapport aux océans dont provient l'eau. De la même façon, au cours de la condensation des nuages, les molécules lourdes passent plus facilement dans la phase liquide. L'eau de pluie sera donc enrichie en isotopes lourds par rapport aux nuages qui lui ont donné naissance.

Lorsque l'eau de mer s'évapore, la molécule $^2\text{H}^{16}\text{O}$ légère passe plus rapidement dans la phase vapeur que la molécule lourde $^2\text{H}^{18}\text{O}$. La vapeur d'eau s'évapore essentiellement dans les régions tropicales les plus chaudes. Dès le processus d'évaporation, la vapeur d'eau contient environ 1% d' ^{18}O en moins par rapport à l'eau des océans. Ce déficit est exprimé en référence à une composition standard proche de celle de l'océan mondial, c'est le ^{18}O (point sur le ^{18}O). Cette masse d'air humide est ensuite transportée vers les plus hautes latitudes.

Deux phénomènes interviennent alors:

Lors de chaque condensation de la vapeur d'eau, les molécules $^2\text{H}^{18}\text{O}$ se condensent préférentiellement par rapport aux molécules $^2\text{H}^{16}\text{O}$. La vapeur d'eau s'appauvrit alors en ^{18}O . Au cours de sa migration vers les pôles (et de son refroidissement), la masse d'air subit des condensations successives qui l'appauvrissent en isotope lourd. Les précipitations se fabriquent à partir de vapeur d'eau de plus en plus appauvrie en isotope lourd. L' ^{18}O des précipitations diminue (-10, -20, -30, -40 pour mil)

Le refroidissement de la masse d'air accentue le fractionnement isotopique. Pour deux masses d'air de composition isotopique identique, les précipitations seront plus riches en ^{18}O si la condensation s'effectue à des températures les plus basses. Les différences sont faibles. Le fractionnement isotopique est de 10 à 25°C, de 14 à -20°C.

Ces deux phénomènes existent en même temps dans la nature et semblent se contrecarrer si l'on raisonne sur les précipitations. Si on parle des masses d'air, il n'en est rien. Ils jouent dans le même sens pour accentuer l'appauvrissement de la masse d'air en ^{18}O .

Lors de la migration vers les pôles, le phénomène d'appauvrissement de la vapeur d'eau en isotope lourd par condensations successives l'emporte largement sur le phénomène d'enrichissement des précipitations lié à la baisse de température (effet trois fois plus faible que le précédent).

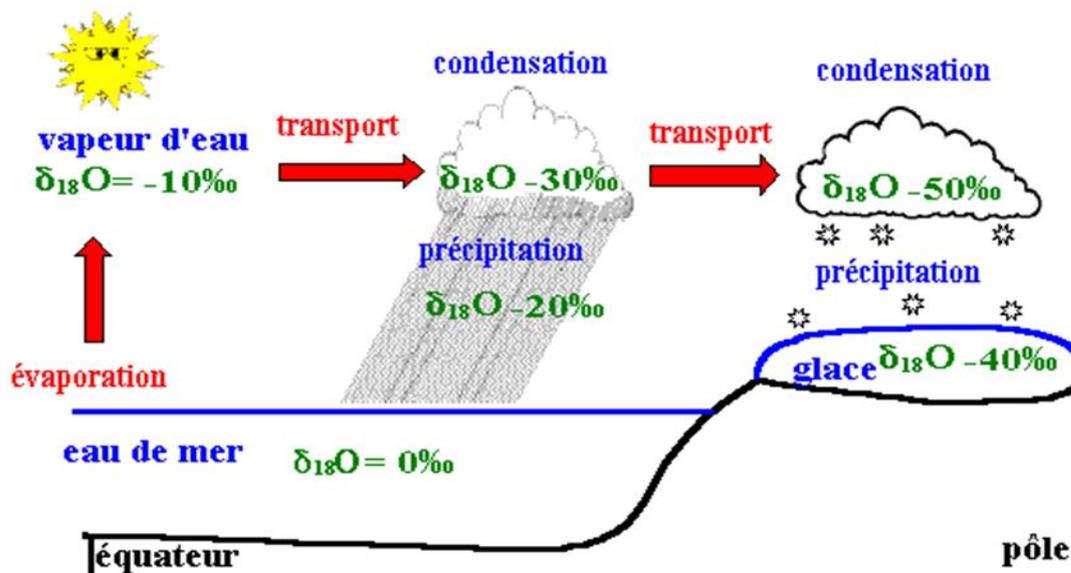


Fig. 38. Phénomène du fractionnement isotopique

III.9.13. Droite Globale des Eaux Météoriques (DEMG)

Sur un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$, la vapeur qui se forme à partir de l'évaporation des océans, les eaux qui se forment par condensation de la vapeur océanique, ou les eaux souterraines sur les continents directement rechargées par les pluies sans modification majeure, ou les eaux des rivières isotopiquement non modifiées (à une échelle globale), se regroupent sur une droite de pente 8 et de décalage à l'origine de 10, caractéristiques des masses d'air d'origine océanique. Cette droite s'appelle la Droite des Eaux Météoriques Globale ou droite de (Craig, 1961), de forme $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$.

III.9.14. L'Excès en deutérium (d-excess)

L'excès en deutérium est équivalent à $\delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ d'une eau météorique donnée. L'excès en deutérium moyen de l'ensemble des précipitations à l'échelle globale est de 10. L'excès en deutérium initial dans les pluies s'écarte de 10 en relation avec les conditions d'évaporation à l'origine de la vapeur et de l'influence de la vapeur continentale. Ainsi, l'Excès en deutérium est souvent utilisé comme marqueur d'origine de la vapeur dans une région donnée. En général, d-excess augmente avec le déficit d'humidité des masses d'air océaniques (Gonfiantini et al, 2003).

III.9.15. Droite Locale des Eaux Météoriques (DEML)

Les eaux météoriques ne se situent pas toujours sur la Droite Météorique Mondiale. En effet, en fonction des conditions évaporatoires sur la surface de l'Océan et des sources d'humidité, il peut exister localement une déviation (variation de d) par rapport à cette droite. Par ailleurs, à cause d'un fractionnement cinétique lié à la diffusion moléculaire résultant de l'évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute (Friedman et al, 1962), la pente de la droite peut être plus faible. La droite que l'on obtient à partir de la composition des eaux météoriques dans une région donnée est appelée Droite Locale des Eaux Météoriques.

III.9.16. Variation de la composition isotopique des pluies

La composition isotopique des pluies dépend de l'histoire des masses d'air, des conditions météorologiques à l'origine, des contraintes météorologiques qu'elles subissent durant leur trajet et des conditions météorologiques locales qui déterminent la condensation, la ré-évaporation et la participation de la vapeur recyclée (Gonfiantini et al, 2003). On distingue ainsi :

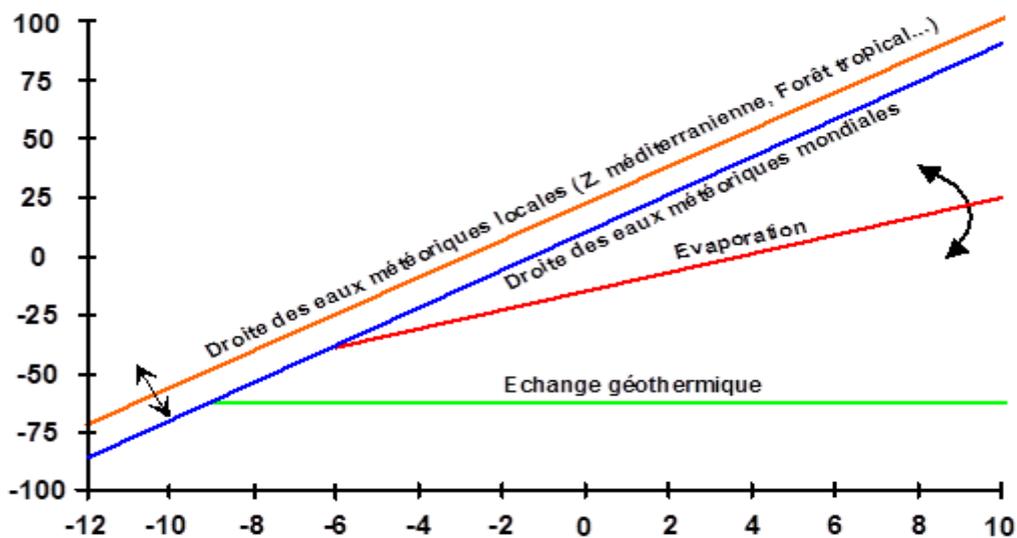


Fig.39. Relation $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ vs $\delta^2\text{H} \text{ ‰}$ dans les eaux naturelles (Fontes, 1976)

- l'effet d'humidité qui se manifeste, selon Gonfiantini par le fait que si l'humidité de l'air diminue la pente de la droite isotopique diminue.
- L'effet de la température qui s'établit à la suite de la relation globale qui existe entre la composition isotopique des eaux de pluie et la température de l'air au sol (Dansgaard, 1964), et la continentalité. L'évolution de cette dernière est cependant complexe car plusieurs études montrent que pour les stations continentales, la relation entre la température et la teneur isotopique est variable (Pearson, 1965)
- L'effet d'altitude se manifeste au moment du refroidissement adiabatique d'une masse d'air et conduit à l'appauvrissement en isotope lourd. Cet effet dépend également de l'origine des masses et de la teneur en eau des couches nuageuses (Gonfiantini, 2003).
- Le pseudo effet d'altitude ou effet d'ombre, qui est souvent confondu avec l'effet d'altitude, est provoqué par un enrichissement par évaporation des gouttes de pluie au cours de leur chute sous le nuage.
- L'effet de la latitude qui conduit à ce que les précipitations de hautes latitudes sont les plus pauvres en isotopes lourds.
- L'effet de masse correspond à un appauvrissement en isotopes lourds lié à l'augmentation de la quantité de pluie précipitée et une vidange du nuage (Celle et al, 2000). Il est souvent peu visible à l'échelle de l'événement. Par exemple, en pays méditerranéens, la corrélation

entre la quantité précipitée et la composition isotopique est faible. Elle est meilleure à l'échelle mensuelle (Gourcy et al. 2011). L'effet de masse est souvent bien mieux marqué en pays tropical.

III.9.17. Echantillonnage et Interprétation des résultats

Les données traitées dans ce travail sur l'Oxygène-18 et le deutérium correspondent à un échantillonnage dans la région d'étude, réalisé au mois de juin 2015, au laboratoire du CRNA à Alger (centre de recherche nucléaire d'Alger) (fig40). Ces données portent sur les eaux souterraines (la nappe de l'aquifère Plio-quaternaire (MPQ) et les sources de l'aquifère Crétacé) et les eaux de surface (barrage Koudiat lamdaouar et Oueds Tingad et Chemora). Les données obtenues sont comprises entre -9,53 et -3,76 ‰ vs-SMOW, pour l'Oxygène 18, autour d'une moyenne de -7,43 ‰. Pour le deutérium, les données varient entre -60,7 à -28,5‰ (moyenne = -48,37 ‰, écart type = 10,28‰). la répartition des différents points d'eau échantillonnés ainsi que leur teneurs en oxygène 18 et deutérium sont représentées dans le tableau 15

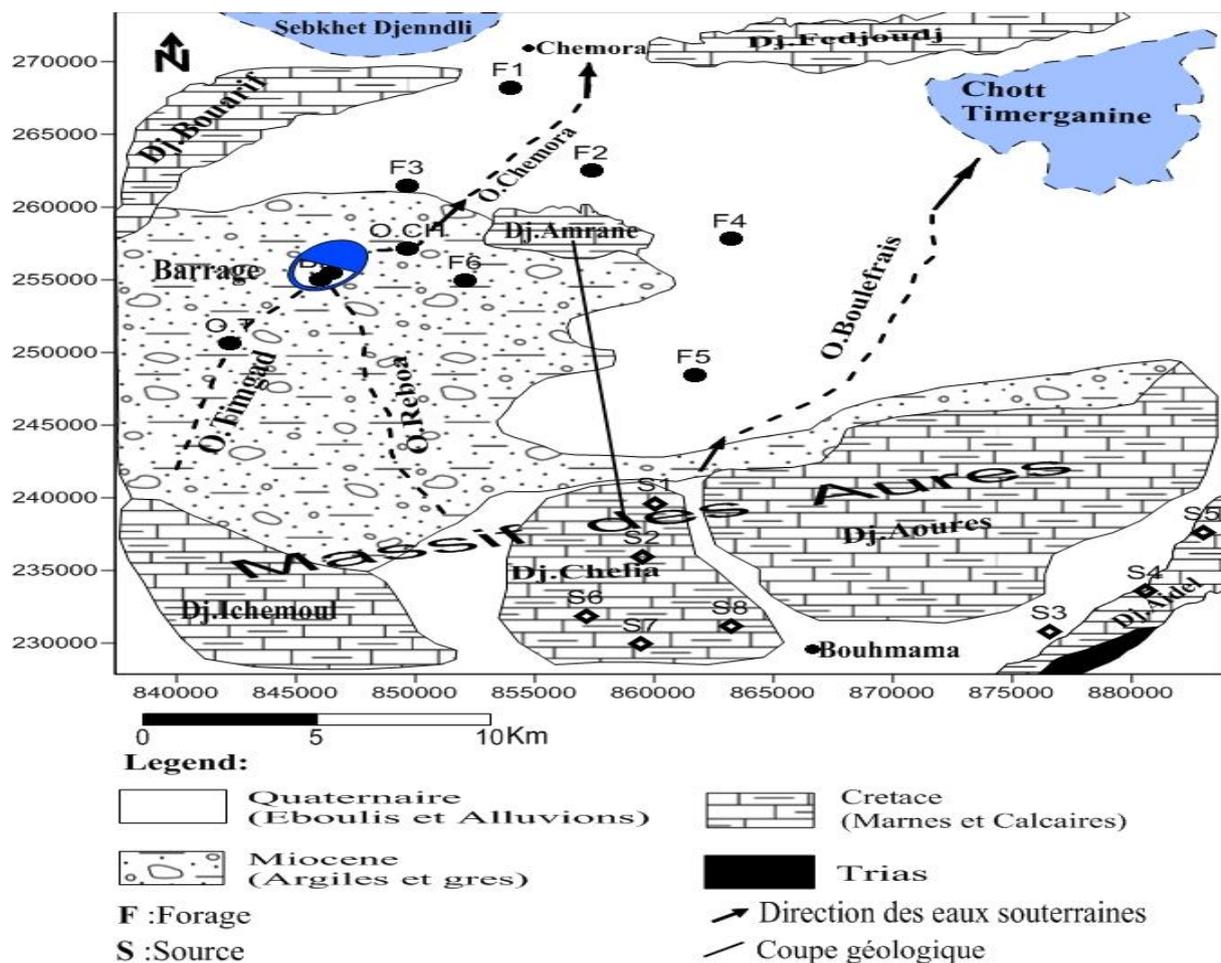


Fig.40. Carte d'inventaire des points d'eau échantillonnée (Oxygène 18 et Deutérium)

Tableau 15 : Teneurs en isotopes stables des eaux échantillonnées

N°	Nature	Z (m)	$\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW)	$\delta^2\text{H}$ (V-SMOW)
1	Forage	878	-7.34	-48.4
2	Forage	894	-6.18	-40.6
3	Forage	914	-6.7	-44.6
4	Forage	969	-8.16	-52.9
5	Forage	934	-8.93	-60.1
6	Forage	980	-7.23	-50.6
7	Oued	945	-3.76	-28.5
8	Barrage	974	-4.12	-29.6
9	Barrage	974	-4.09	-29.0
10	Oued	985	-7.25	-48.6
11	Source	1207	-7.77	-48.3
12	Source	1356	-8.88	-55.7
13	Source	1293	-8.16	-50.2
14	Source	1536	-8.72	-55.3
15	Source	1398	-8.58	-53.4
16	Source	2208	-9.00	-55.9
17	Source	1730	-9.53	-60.7
18	Source	1570	-9.33	-58.3

III.9.18. Relation ^{18}O - ^2H dans les eaux échantillonnées

Les teneurs en isotopes stables ont été reportées dans un diagramme $\delta^2\text{H}=\text{f}(\delta^{18}\text{O})$ (figure), où figurent également :

- La droite mondiale des précipitations d'origine océanique (DMM) d'équation $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+10$ (Craig, 1961).
- La droite des eaux météoriques pour la Méditerranée occidentale (DMMO), d'équations $\delta^2\text{H}=8\delta^{18}\text{O}+13.7$ (Celle et al, 2000; Barbieri et al, 2005 ; Azzaz et al, 2008).

A la lumière de cette représentation graphique, trois groupes d'eaux isotopiquement distincts ont été mis en valeur (fig.41).

Les eaux du groupe 1 présentent une signature isotopique appauvrie, La valeur moyenne pondérée en $\delta^{18}\text{O}$ est de -8,70‰ vs-SMOW. D'après le diagramme $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ (fig.41), Les

eaux du Crétacé se situent à proximité de la DMMO, Ceci indique que la recharge de la nappe du Crétacé s'est faite à partir des eaux de pluie d'origine méditerranéenne dans de hautes altitudes. Le caractère appauvri des eaux de sources signifie que la composition isotopique des précipitations évolue avec l'altitude et devient de plus en plus appauvrie en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ lorsqu'elle s'élève (Pierre et al, 1988; Blavoux, 1995; Winckela, 2002; Rochdane et al, 2014; Wang et al, 2014). L'effet d'altitude concorde assez bien avec le massif des Aurès dont le relief est le plus marqué et culmine à 2328 m (Hamed et al, 2010; Houha, 2015). Les eaux de ce groupe dénotent, en moyenne un excès en deutérium de 14,5 plus proche de 13,7 qui caractérise les eaux d'origine méditerranéennes que de 10 caractérisant les eaux d'origine océaniques.

Les eaux du groupe 2 présentent une valeur moyenne en $\delta^{18}\text{O}$ de -6.94‰ vs-SMOW. L'examen du diagramme $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ (fig.41) montre que l'ensemble des eaux souterraines de la nappe MPQ s'alignent sur la DMM et traduisent ainsi des précipitations d'origine océanique qui se sont infiltrées rapidement sans avoir subi de phénomène d'évaporation. L'excès en deutérium de ce groupe est d'en moyenne 9, indiquant aussi que la recharge de l'aquifère Plio-quadernaire est assurée à partir des précipitations différentes de celles qui ont rechargé l'aquifère Crétacé. A signaler que les eaux de Oued Timgad, prélevées en saison pluvieuse, sont présentes dans le groupe 2.

Le groupe 3, barrage et Oued Chemora, présente une valeur moyenne en $\delta^{18}\text{O}$ de -3.99‰ vs-SMOW. L'étude de la relation ^2H versus ^{18}O montre que ces eaux de surface ont un profil évaporé car situées toutes sous la DMM.

III.9.19. Relation barrage-nappe

Les eaux du barrage et oued Chemora semblent être les plus évaporées. Ceci s'explique par le fait qu'aux mois de février et mars, le barrage n'a pas subi de renouvellement de ses eaux durant une saison sèche. Il semblerait que ces eaux de surface n'ont pas subi d'alimentation souterraine par drainance verticale à partir de la nappe profonde. Les eaux du bassin sédimentaire sont appauvries isotopiquement comparativement aux teneurs en isotopes lourds des eaux de surface, il semblerait que les eaux du barrage n'interviennent pas dans l'alimentation de l'aquifère alluviale, autrement dit, nous aurions trouvé des eaux évaporées dans les forages situés au voisinage immédiat du lac (fig.41) et sur les berges de l'oued (BenAmmar et al, 2006). Il semble, d'après la structure topographique du bassin et le diagramme $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ (fig.41), que des apports latéraux du Crétacé assurent l'alimentation de l'aquifère superficiel de Chemora. Ces apports latéraux pourraient être à

l'origine des teneurs en isotopes lourds appauvries de quelques échantillons de forages (Gay, 2004) de la plaine tels que les forages F4 et F5, car les eaux de sources de sommet des montagnes sont de composition isotopique plus négative que les eaux de plaine (Gourcy et al, 2011).

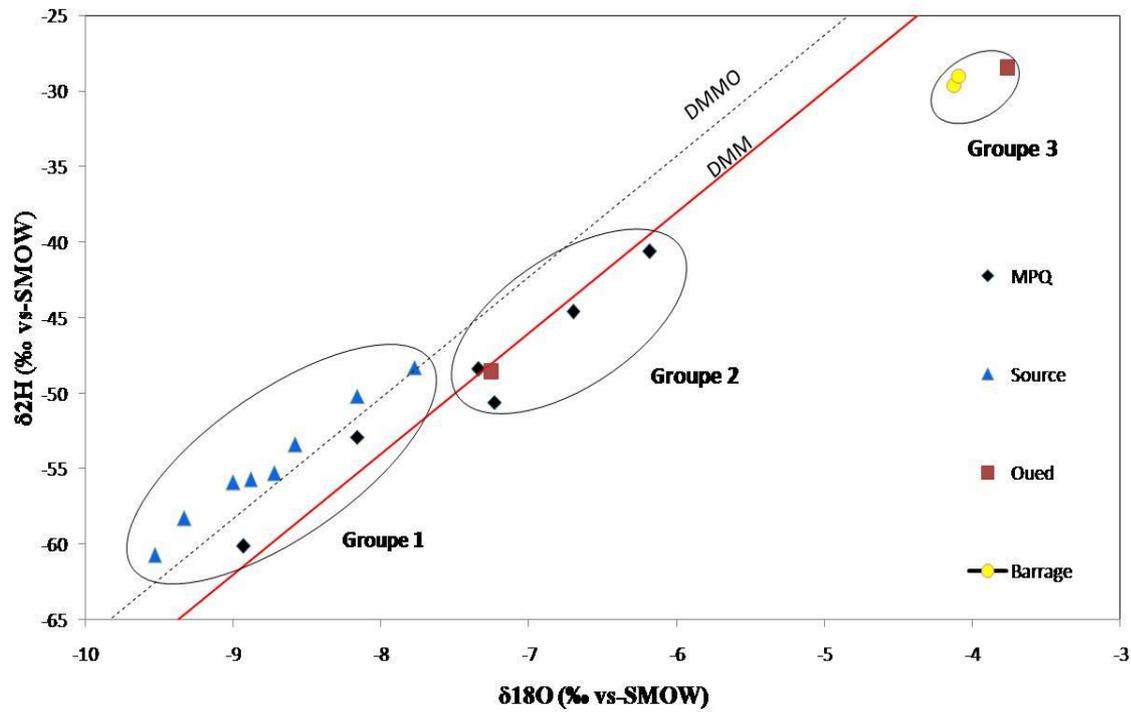


Fig.41. Corrélation ^{18}O - ^2H dans les eaux du bassin de Chemora

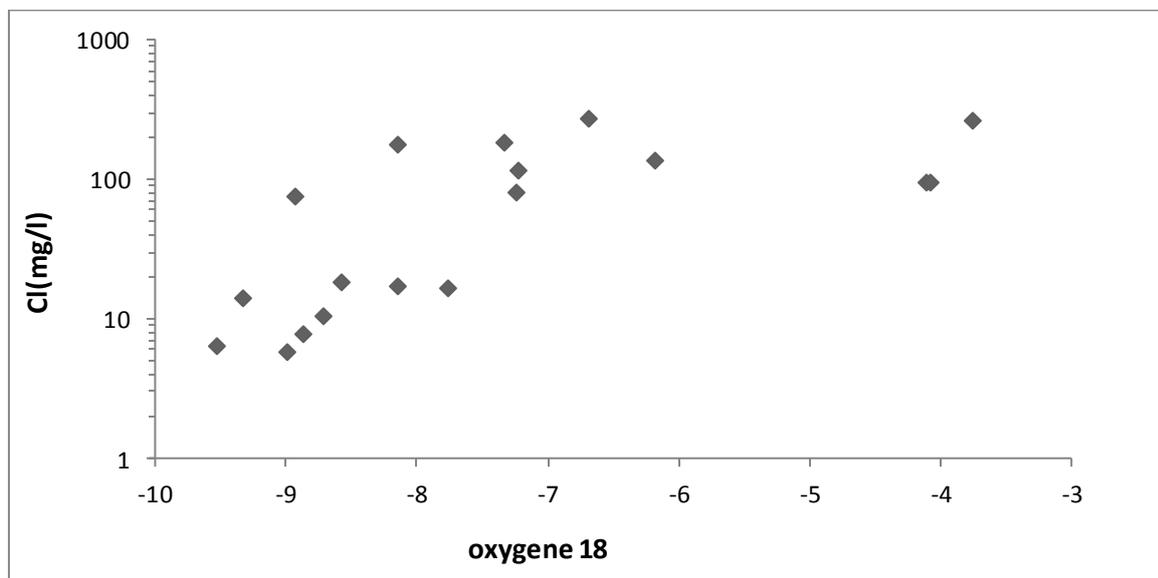


Fig.42. Diagramme ^{18}O / Cl des eaux échantillonnées

Le diagramme $\delta^{18}\text{O}/\text{Cl}$ (fig. 42) ne montre pas de corrélation nette entre ces paramètres ce qui implique que la minéralisation des eaux souterraines est régie essentiellement par les

processus d'interaction eau-roches, dissolution des sels contenus et lessivage des dépôts évaporitiques. L'effet de l'évaporation sur l'acquisition de la charge saline est très limité voir même nul.

Conclusion

Les eaux souterraines du bassin de Chemora présentent d'importantes variations chimiques induites par l'aridité du climat, dissolution minérale et l'activité anthropique. L'aquifère Crétacé et les affleurements calcaires montrent des eaux bicarbonatées calciques à bicarbonatées magnésiennes, les eaux du remplissage Plio-quadernaire sont de type sulfatées calciques à chlorurées calciques en aval du bassin. Ces faciès chimiques sont déterminés par l'interaction eau-roches, la dissolution et les précipitations minérales, à travers les échanges cationiques tout au long de l'écoulement de l'eau vers son exutoire. L'infiltration des eaux d'irrigation chargées en sels et fertilisants dans les périmètres irrigués est un processus secondaire de minéralisation des eaux du bassin de Chemora.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter, notamment sous la forme de calcite et de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques (gypse et halite) tendent à la dissolution.

L'analyse statistique a pu montrer que les eaux souterraines se trouvant en amont de la nappe sont faiblement minéralisées et celles qui se trouvent en aval sont fortement minéralisées.

L'utilisation de l'outil isotopique a identifié que l'origine de la recharge de la nappe du Crétacé sont les eaux de pluie d'origine méditerranéenne dans de hautes altitudes ; l'effet d'altitude a conféré aux eaux un cachet appauvri en oxygène 18 et en deutérium. Les eaux de la nappe Plio-quadernaire sont d'origine météorique océanique et se sont infiltrées rapidement sans avoir subi de phénomène évaporatoire. L'alimentation de l'aquifère libre est assurée aussi par des apports latéraux et souterrains de l'aquifère Crétacé. La géochimie isotopique n'a pas confirmé de relation hydraulique entre les eaux du barrage et la nappe superficielle de Chemora.

CONCLUSION GENERALE

La présente étude, qui porte sur le bassin de Chemora, situé au Nord-Est de l'Algérie a abouti aux conclusions suivantes :

L'étude géologique du bassin de Chemora a montré que les formations carbonatées de bordure sont d'âge Crétacé. Les formations d'âge Mio-Plio-Quaternaire occupent la totalité de la plaine de Chemora.

Sur le plan hydrogéologique, la région dispose de deux types d'aquifères : les aquifères multicouche du bassin sédimentaire constitués des aquifères du Plio-Quaternaire, et les aquifères des formations carbonatées fissurées du Crétacé.

L'aspect hydroclimatologique nous a permis de comprendre le fonctionnement du bassin endoréique. La période de sécheresse prolongée s'étend sur 6 mois de l'année. L'ETP est de 817 mm, la pluie est de 333 mm/an et l'ETR est de 279 mm

La cartographie piézométrique a montré que l'écoulement souterrain se fait en général selon une direction Sud-Ouest - Nord-Est, avec un axe de drainage qui coïncide sensiblement avec le parcours des Oueds Chemora et Boulefrais.

L'étude hydrogéochimique a montré que l'évolution du faciès chimique des eaux se fait depuis le pôle bicarbonaté calcique dans les affleurements calcaires en amont vers un faciès majeur de type sulfaté calcique au centre de la plaine. Ces faciès chimiques sont déterminés par l'interaction eau-roches, la dissolution et les précipitations minérales, à travers les échanges cationiques tout au long de l'écoulement de l'eau vers son exutoire. L'infiltration des eaux d'irrigation chargées en sels et fertilisants dans les périmètres irrigués est un processus secondaire de minéralisation des eaux du bassin de Chemora.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seul les minéraux carbonatés tendent à précipiter, notamment sous la forme de calcite et de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques (gypse et halite) tendent à la dissolution.

L'analyse statistique a pu montrer que les eaux souterraines se trouvant en amont de la nappe sont faiblement minéralisées et celles qui se trouvent en aval sont fortement minéralisées.

L'utilisation de l'outil isotopique a identifié que l'origine de la recharge de la nappe du Crétacé sont les eaux de pluie d'origine méditerranéenne dans de hautes altitudes ; l'effet d'altitude a conféré aux eaux un cachet appauvri en oxygène 18 et en deutérium. Les eaux de la nappe Plio-quaternaire sont d'origine météorique océanique et se sont infiltrées rapidement sans avoir subi de phénomène évaporatoire. L'alimentation de l'aquifère libre est assurée

aussi par des apports latéraux et souterrains de l'aquifère Crétacé. La géochimie isotopique n'a pas confirmé de relation hydraulique entre les eaux du barrage et la nappe superficielle de Chemora.

References

- A.I.E.A. (1992)** Statistical treatment of data on environmental isotopes in precipitation. Technical reports series n°331, Vienne.
- ANRH (2002)** Synthèse hydrogéologique et actualisation des données relatives de la plaine Rémila-Khenchela. Mission A: ANRH; 22p
- Azzaz H, Cherchali M, Meddi M, Houha B, Puig J. M, Achachi A (2008)** The use of environmental isotopic and hydrochemical tracers to characterize the functioning of karst systems in the Tlemcen Mountains, northwest Algeria. *Hydrogeology Journal* 16: 531–546
- Barbieri M, Boschetti T, Petitta M, Tallini M (2005)** Stable isotope (^2H , ^{18}O and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) and hydrochemistry monitoring for groundwater hydrodynamics analysis in a karst aquifer (Gran Sasso, central Italy). *Appl Geochem* 20:2063–2081
- Benammar S, Zouari K, Leduc C, M'barek J (2006)** Caractérisation isotopique de la relation barrage-nappe dans le bassin du Merguellig (Plaine de Kairouan, Tunisie centrale) *Hydrological Sciences Journal* 51:2, 272-284, doi:10.1623/hysj.51.2.272.
- Blavoux B (1995)** Apports des techniques isotopiques à la connaissance des gisements d'eau minérale Université d'Avignon. *La Houille Blanche* n° 2/3-1995, p. 51-58
- Bouderbala A (2014)** Groundwater salinization in semi-arid zones: an example from Nador plain (Tipaza, Algeria). *Environ Earth Sci* (2015) 73:5479–5496
- Carre J (1979)** Variation des teneurs en strontium dans les eaux du bassin de Paris. *C.R.Acad.Sc. Paris, série D*-1115-1118
- Celle H, Daniel M, Mudry J, Blavoux B (2000)** Signal pluie et traçage par les isotopes stables en Méditerranée occidentale. Exemple de la région avignonnaise (Sud-Est de la France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes. Earth and Planetary Sciences* 331 (2000) 647–650
- Cherchali M.E.H (2008)** Caractérisation hydrogéochimique et isotopique des eaux souterraine des nappes d'infero-flux et du socle fissure du Hoggar central (Sahara Central), Mémoire de Magister, en science de la terre Uni. Houari Boumediene, Alger, 131p.

Compagne générale de géophysique(CGG) (1970) Etude géophysique de la plaine de Rémila

Cosandey C (2003) Les eaux courantes. Géographie et environnement. Ed. Berlin

Craig H (1961) Standard for representing concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. Science 133:1833–1834

Dansgaard W (1964) Stable isotopes in precipitations. Tellus 16:436–468

Daoud D (1995) Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation dans le bassin du Chott Chergui (zone semi-aride), Algérie. Thèse de doctorat, université de Paris-Sud centre d'Orsay

Dib (2009) Impact de l'activité agricole et urbaine sur la qualité des eaux souterraines de la plaine de Gadaine, Ain Yaghout (Est Algérien), mémoire de magister en hydraulique, Batna, 110p.

Durozoy G (1960) Les ressources en eau de masses calcaires crétacées de la région de Constantine. Etude Hydrogéologique Appliquée

El Achheb A(2002) Contribution à l'étude de la minéralisation et identification des sources de contamination des eaux souterraines. Application au système aquifère du bassin Sahel-Doukkala (Maroc). Doctorate thesis, university of Chouaib Doukkali, Morocco

Fidelibus M, Tulipano L (1996) Regional flow of intruding sea water in the carbonate aquifers of Apulia (Southern Italy). 14th Salt Water Intrusion Meeting. Rapportet och meddelanden nr 87.pp: 230-241

Fontes J (1976) Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. Quelques aspects, thèse de Doc. Des Sciences. Uni. De Paris VI.

Friedman L, Machta A, Soller (1962) Water vapour exchange between a water droplet and its environment. J Geophys Res 67:2761–2766

Gay D (2004) Fonctionnement et bilan de retenues artificielles en Tunisie: Approche hydrochimique et isotopique. Doctorate thesis, university of Paris XI, Paris, France.

Gonfiantini R, Zuppi GM (2003) Carbon isotope exchange rate of DIC in karst groundwater. *Chem Geol* 197:319–336

Gouiadia L (2008) Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur la variation des paramètres physico-chimiques des eaux d'une nappe en zone semi-aride, cas de la nappe de Meskiana Nord-est Algérien. Thèse de Doctorat. Départ. Géologie, Uni. Annaba. 131 p.

Gourcy L, Giraud-Petelet E (2011) Utilisation des outils isotopiques pour la délimitation des aires d'alimentation des captages destinés à l'alimentation en eau potable. Report BRGM/RP-59729-FR, 62 p., 22 Ill.

Guiraud R (1973) Evolution Post-Triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. D'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de Doctorat Sciences. Université de Nice

Hamed Y, Dassi L, Tarki M, Ahmadi R, Mehdi K, Ben Dhia H (2010) Groundwater origins and mixing pattern in the multilayer aquifer system of the Gafsa-south mining district: a chemical and isotopic approach. *Environ Earth Sci* doi :10.1007/s12665-010-0806-x

Hamed Y, Ahmadi R, Demdoun A, Bouri S, Gargouri I, Ben Dhia H, Al-Gamal S, Laouar R, Choura A (2014) Use of geochemical, isotopic, and age tracer data to develop models of groundwater flow: A case study of Gafsa mining basin-Southern Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 100 (2014) 418–436

Houha B (1996) Qualité des eaux de khenchela, étude hydro-chimique, mémoire de magistère, Univ. D'Annaba. 120p.

Houha B (2007) Etude du fonctionnement hydrogéochimique et salin d'un bassin semi-aride. remila-khenchela. Doctorate thesis, university of Annaba, Algeria

Houha B (2015) Using contribution of stable isotopes (^{18}O and ^2H) in the estimation of recharging altitudes of thermal sources in Aures massif. Algeria .Dissertation, university of Constantine

Hsissou Y (1996) Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla par le rapport des concentrations molaires $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$. *J. Hydrolo.* 183 : 445-451.

IAEA (1995) Reference and intercomparison materials for stable isotopes of light elements. TECDOC-825, IAEA, Vienna, 165 pp

- Laffite R (1939)** Etude géologique de l'Aurès Bull. Serv. Géol. Algérie, N° 15,451p.
- Pearson FJ (1965)** Use of C-13/C-12 ratios to correct radiocarbon ages of material initially diluted by limestone. In: Proceedings of the 6th International Conference on Radiocarbon and Tritium Dating, Pullman, WA, June 1965, 357 pp
- Pierre P, Aranyossy J (1988)** Nappe aquifère de Quito (Equateur): caractéristiques générales, réponse à l'exploitation et perspectives Hydrol. continent. vol. 3, no 1, 1988: dI-56
- Rochdane D, Reddy V, El Mandour A (2014)** Hydrochemical and isotopic characterization of Eastern Haouzplain groundwater, Morocco .Environ Earth Sci (2015) 73:3487–3500
- Rodier J, Beuffr H, Bournaud M, Pattee E (1984)** L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 7^e édition. Ed. Dunod.
- Smiler R (2005)** laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon
- Touhari f, Meddi M, Mehaiguen M, Razack M (2014)** Hydrogeochemical assessment of the Upper Cheliff groundwater (North West Algeria). Environ Earth Sci (2015) 73:3043–3061
- Vallès (1985)** Etude et modélisation des transferts eau et sels dans un sol argilo. Application au calcul des doses d'irrigation. Doctorate thesis, university of Toulouse, France
- Vila J.M (1977)** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens. Thèse de doctorat Es Sciences Naturelles, Uni. De Paris VI. 665 p.
- Villa J-M (1969)** Carte et feuille géologiques de Khenchela
- Wang L, Li G, Dong Y, Han D, Zhang J (2014)** Using hydrochemical and isotopic data to determine sources of recharge and groundwater evolution in an arid region: a case study in the upper–middle reaches of the Shule River basin, northwestern China. Environ Earth Sci (2015) 73:1901–1915
- Winckel A, Marlin C, Dever L, Morel J-L, Morabiti K, Makhoulouf M, Chalouan A (2002)** Recharge altitude estimation of thermal springs using stable isotopes in Morocco. C. R. Geoscience 334, 469–474.

Annexes

Annexe 1

Normes de potabilité de l'eau (OMS)

Elément/ substance	Symbole/ formule	Concentration normalement trouvée dans l'eau de surface	Lignes directrices fixées par l'OMS
Aluminium	Al		0,2 mg/l
Ammonium	NH ₄ ⁺	< 0,2 mg/l (peut aller jusqu'à 0,3mg/l dans une eau anaérobique)	Pas de contraintes
Antimoine	Sb	< 4 µg/l	0.02 mg/l
Arsenic	As		0,01 mg/l
Amiante			Pas de valeur guide
Baryum	Ba		0,7 mg/l
Béryllium	Be	< 1 µg/l	Pas de valeur guide
Bore	B	< 1 mg/l	0.5mg/l
Cadmium	Cd	< 1 µg/l	0,003 mg/l
Chlore	Cl		Pas de valeur mais on peut noter un goût à partir de 250 mg/l
Chrome	Cr ⁺³ , Cr ⁺⁶	< 2 µg/l	chrome total : 0,05 mg/l
Couleur			Pas de valeur guide
Cuivre	Cu ²⁺		2 mg/l
Cyanure	CN ⁻		0,07 mg/l
oxygène dissous	O ₂		Pas de valeur guide
Fluorure	F ⁻	< 1,5 mg/l (up to 10)	1,5 mg/l
Dureté	mg/l CaCO ₃		200 ppm
Sulfure d'hydrogène	H ₂ S		0.05 à 1 mg/L
Fer	Fe	0,5 - 50 mg/l	Pas de valeur guide
Plomb	Pb		0,01 mg/l
Manganèse	Mn		0,4 mg/l
Mercure	Hg	< 0,5 µg/l	inorganique : 0,006 mg/l
Molybdène	Mb	< 0,01 mg/l	0,07 mg/l
Nickel	Ni	< 0,02 mg/l	0,07 mg/l
Nitrate et nitrite	NO ₃ , NO ₂		50 et 3 mg/l (exposition à court terme) 0.2 mg/l (exposition à long terme)
Turbidité			Non mentionnée
pH			Pas de valeur guide mais un optimum entre 6.5 et 9.5
Sélénium	Se	< < 0,01 mg/l	0,01 mg/l
Argent	Ag	5 – 50 µg/l	Pas de valeur guide
Sodium	Na	< 20 mg/l	Pas de valeur guide
Sulfate	SO ₄		500 mg/l

Etain inorganique	Sn		Pas de valeur guide : peu toxique
TDS			Pas de valeur guide mais optimum en dessous de 1000 mg/l
Uranium	U		0.015 mg/l
Zinc	Zn		3 mg/l

Annexe 2

Températures Minimales Moyennes en °C (station: Batna Aïn Skhouna / Aéroport)

Années	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1989	3,5	6,4	10,6	12	17,6	20,6	25,5	25,9	21,6	15,6	12,7	10,3
1990	6	9,1	10,1	12,2	16,9	24,6	24,6	22,7	23,9	17,6	11,1	4,5
1991	4,2	5,7	10,8	10,1	13,4	21,8	25,7	24,9	22	15,8	9,5	4,4
1992	3,7	5,7	8,3	11,1	15,9	20,2	23	24,8	21,6	16,9	10,9	6,5
1993	3,3	5	7,8	11,7	17,7	23,9	26,1	26,1	21,4	18	9,9	6,4
1994	6,6	7,7	10,6	10,8	21,6	23,8	26,6	28,3	22,7	16,2	11	6,3
1995	5	8,9	8,5	11,3	18,7	22,6	26,4	24,1	20,5	15,7	10,5	9,2
1996	8,6	6,2	9,8	11,9	16,8	20	25,4	26,2	19,1	13,7	11,5	9,5
1997	7,5	8,1	8,5	12,3	20,3	25,9	26,6	25,3	20,4	15,8	11,1	7,4
1998	5,7	7	8,6	14,2	16,6	24	27,1	25,4	22,6	14,1	9,9	4,9
1999	6,2	4,9	9,3	13,9	21,8	25,7	26	29,2	23,1	18,7	9,8	6,4
2000	3	6,7	10,9	15,3	20,4	22,7	27,2	26,1	21,7	15,2	11	7,7
2001	6,8	6,2	14,6	12,8	18,5	24,4	27,8	26,7	21,7	19,9	10,2	5,5
2002	4,7	7,6	11,2	14,6	19	24,9	26,4	24,9	21	16,8	11,6	7,9
2003	5,9	5,8	9,9	13,9	18	24,8	28,9	27	21	18,5	11,1	5,9
2004	5,6	8	10,2	11,7	15,2	21,3	25,7	27,4	20,5	18,7	8,9	6,6
2005	3,4	4,2	10,7	13,4	19,8	23,8	28,1	25,4	21,3	16,8	10,6	6
2006	4,5	6,3	10,9	15,7	20,1	24,7	26,5	25,8	20,4	18,6	11,2	6,8
2007	6,6	8,4	8,8	13,5	17,8	25,4	27,1	26,9	21,1	16,6	9,4	5,4
2008	6,4	7,7	9,7	14,4	19,1	22,6	28,2	26,6	22	16	9,2	5,6
2009	6,2	6	9,1	11	17,5	23,6	28,7	26,6	20,4	15,1	10,7	9,4
2010	7,5	9,4	11,6	14,5	16,1	22,9	27	26,7	21,5	16,4	11,5	7,4
2011	6,6	6	9,8	14,6	16,8	21,8	27,2	26,7	22,9	15,3	11,4	6,6
2012	4,6	3,1	9,8	13	18,6	26,4	28,4	28,1	21,9	18	12,2	6,3
2013	6,3	5,4	11,7	14,9	17,3	21,5	26,9	24,6	21,8	19,9	10	5,9

Précipitations Mensuelles en mm (station: Batna Aïn Skhouna / Aéroport)

Années	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
1989	14,3	14,2	14,6	23,1	16,9	52,8	5,8	28,8	26,8	19,9	3,2	13,6
1990	60,6	0	35	35,9	102,8	8	0,7	85,9	53,3	4,8	25,2	44,5
1991	5,3	22,5	73,5	47,4	30,5	14,4	10,3	2,6	6,1	54,5	14,8	18,4
1992	28,2	22,7	42,7	21,3	81,7	18,3	37,5	22,1	51	6	60,3	53,3
1993	10,5	35,5	17,3	2,6	45,5	0	1,2	4,7	5,5	14,2	13	38
1994	34,6	13,6	37,3	17,6	8,5	0	5,4	12,7	23,6	33,6	13,8	14,8
1995	45,5	15,7	31,2	18,9	9,1	36,6	2,9	24,6	60,6	10,1	4,2	24,2
1996	76,2	84,4	60,7	47,3	41,4	23,2	6,5	14,4	14,8	6,4	3,7	14,7
1997	23	12,2	14,5	46,8	6,1	27,9	11,2	8,2	61,9	63,7	57	46,5
1998	4,5	26,3	22,3	50,8	46,3	7,1	0,1	14,1	31,6	14,1	34,7	17,5
1999	41,8	8,3	28,9	17,7	5,8	4,3	6,9	7,9	65,6	15,9	34,5	73,5
2000	4,8	4,7	35,9	7,1	116,8	26,4	0	11,6	48,4	6	9,6	21,5
2001	28,8	5,9	6	18,8	59,6	0,3	2,8	4,6	62,1	5,8	29,2	6,2
2002	8	9,2	14,7	25,4	8,9	3,7	19,8	70,9	4,7	22,5	66,6	32,6
2003	115,4	31,4	23	97,2	27,6	14,8	2,7	6,7	44,1	81,6	14,1	44,4
2004	26,5	10,8	57	43,3	98	59,4	8,6	13,7	45,8	19,9	96,9	116,9
2005	16,4	43,4	20	37,2	3,6	14,1	4,5	29,6	17,7	17,1	20,8	27,6
2006	62,3	42,5	5,8	71,9	92,8	10,9	4,8	3	22,1	1,9	18,8	40,6

2007	13,9	24,9	38,7	32,5	17,6	2,1	0	12	81,6	23,4	10,1	37
2008	6,9	2,3	39,3	3,3	107	21,5	18,8	32,8	49,2	36,4	15,3	15,6
2009	67,9	21,4	27,9	75,1	53,3	0,3	7,3	13,9	50,4	22,9	4	5,4
2010	36,2	15,7	28,4	56,1	37,7	27,1	0,3	2,7	20,4	14,3	28	13,7
2011	12	63,3	31,6	87,2	80,2	28,6	7,4	9,2	33,3	92,5	6,2	10,5
2012	5,4	50,9	34,8	36,2	11,7	4,5	4,2	15,5	13,3	7,3	18,2	5,2
2013	30,3	23,4	26,2	39	6,7	15,6	18,6	81,5	40,2	23,7	24,2	34

Nom : BELKOUM

Prénom : Noureddine

Diplôme

Doctorat LMD en Ecologie et Environnement

Intitulé

**L'APPORT DE L'HYDROCHIMIE ET DES ISOTOPES DE LA MOLECULE
D'EAU DANS L'ETUDE DE L'IMPACT DES EAUX DE BARRAGE SUR LA
QUALITE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LES BASSINS ENDOREIQUES.
CAS DU BASSIN DE CHEMORA. ALGERIE-ORIENTALE**

Résumé

Les eaux souterraines du bassin de Chemora présentent d'importantes variations chimiques induites par l'aridité du climat, la dissolution minérale et l'activité anthropique. L'aquifère Crétacé et les affleurements calcaires montrent des eaux bicarbonatées calciques à bicarbonatées magnésiennes, les eaux du remplissage Plio-quadernaire sont de type sulfatées calciques à chlorurées calciques en aval du bassin. Ces faciès chimiques sont déterminés par l'interaction eau-roches, la dissolution et les précipitations minérales, à travers les échanges cationiques tout au long de l'écoulement de l'eau vers son exutoire. L'infiltration des eaux d'irrigation chargées en sels et fertilisants dans les périmètres irrigués est un processus secondaire de minéralisation des eaux du bassin de Chemora.

L'utilisation de l'outil isotopique a identifié que l'origine de la recharge de la nappe du Crétacé sont les eaux de pluie d'origine méditerranéenne dans de hautes altitudes ; l'effet d'altitude a conféré aux eaux un cachet appauvri en oxygène 18 et en deutérium. Les eaux de la nappe Plio-quadernaire sont d'origine météorique océanique et se sont infiltrées rapidement sans avoir subi de phénomène évaporatoire. L'alimentation de l'aquifère libre est assurée aussi par des apports latéraux et souterrains de l'aquifère Crétacé. La géochimie isotopique n'a pas confirmé de relation hydraulique entre les eaux du barrage et la nappe superficielle de Chemora.

Mots clé : Eau souterraines, barrage, minéralisation, hydrochimie, isotopes stables, Algérie.

Devant le jury composé de

Présidente :	KADI Kenza	MCA, Université de Khenchela
Examineurs :	BAALI Fathi	Professeur, Université de Tebessa
	FEHDI Chemceddine	Professeur, Université de Tebessa
	KACHI Slimane	Professeur, Université de Guelma
Rapporteur :	HOUHA Belgacem	Professeur, Université de Khenchela

2017

