

N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran
Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

Thèse

Présentée pour l'obtention du grade de
Doctorat d'Etat es-Sciences

Option: **Hydrogéologie**

Etude hydrochimique et isotopique des eaux de la vallée de la Saoura
(Sahara Nord Occidental)

Par

Naïma MEBROUK

Soutenue le2007

devant le jury composé de :

M. MAHBOUBI Mohamed, Professeur, Université d'Oran
M. ISSAADI Abderrahmane, Professeur, U.S.T.H.B, Alger
M. BLAVOUX Bernard, Professeur, Université d'Avignon
M. TOUBAL Ahmed-Chérif, Professeur, U.S.T.H.B, Alger
M. HASSANI M. Idriss, Maître de Conf., Université d'Oran
Mme LAKHDARI Fattoum, Directrice C.R.S.T.R.A

Président
Directeur de thèse
Co-Directeur de thèse
Examineur
Examineur
Invitée

Oran, 2007

Avant propos

Le chemin traversé pour parcourir toute la Saoura a été long et périlleux, des centaines de kilomètres sur les pistes sinueuses et désertiques de la vallée et des dunes inaccessibles du Grand Erg, mais celui de la finalisation de cette thèse l'a été encore plus. Je ne compterais pas le nombre d'années passées à son élaboration mais beaucoup d'événements, heureux et moins heureux, ont secoués ma vie entre le début et la fin de cette thèse. Ce qui me marquera sans doute à jamais c'est la perte des deux êtres les plus chers à mes yeux et à mon cœur, celui de mon père (Allah yerhamou) au début de cette thèse, et celui de ma mère (Allah yerhamha), tout récemment, à sa fin.

Parallèlement, ce qui a fait le plus de ce travail, c'est aussi l'importance de la relation avec les gens, les nouvelles amitiés qui se sont nouées, les nombreux moments agréables de partage et de soutien. L'occasion m'est aujourd'hui donnée de remercier tous ceux qui ont contribué, d'une façon ou d'une autre, à son élaboration :

Ce travail n'aurait jamais vu le jour, sans l'aide de mon directeur de thèse en France, Bernard Blavoux, qui m'a accueillie dans son laboratoire, à l'Université d'Avignon, et m'a encadrée tout au long de mon séjour en France.

Je remercie vivement :

- Yves Travi, directeur du laboratoire d'Avignon, de m'avoir acceptée comme co-locataire dans son bureau et pour ses réponses objectives à mes interrogations.
- A. Issaadi, de l'USTHB Alger, mon directeur de thèse en Algérie, pour ses conseils et critiques.
- M. Mahboubi, qui connaît bien la région étudiée et sa géologie, d'avoir accepté de présider le jury de soutenance.
- A.C. Toubal de l'USTHB d'Alger et M.I. Hassani de l'Université d'Oran es Sénia, d'avoir accepté de faire partie de ce jury en tant qu'examineurs.
- F. Lakhdari, directrice du Centre de Recherches Scientifiques et Techniques sur les Régions Arides, de faire partie de ce jury, en tant qu'invitée.

D'autre part, je tiens à remercier sincèrement Roland Simler qui m'a aidée dans les analyses chimiques et Michel Daniel dans les analyses isotopiques, sans oublier Vincent Vallès pour

Avant-Propos

son aide en géochimie. Je remercie en particulier Roland pour sa disponibilité, sa gentillesse et d'avoir toujours été attentif à nos besoins en améliorant continuellement son logiciel "diagramme".

Mes vifs remerciements s'adressent également aux directeurs et responsables du laboratoire de chimie des eaux de l'A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) d'Alger et d'Oran, en particulier A. Ayad, pour leurs aides.

Je ne saurais oublier A.S. Moulla du C.R.N.A. (Centre de Recherche Nucléaire d'Alger), pour m'avoir aidée à réaliser les analyses isotopiques, aussi bien à l'A.I.E.A (Agence Internationale de l'Energie Atomique) à Vienne qu'à Alger.

J'exprime aussi ma reconnaissance à tous les enseignants-chercheurs, jeunes doctorants et administratifs du laboratoire d'hydrogéologie à Avignon. Un grand merci, particulier, à Dominique Pawlowski pour sa gentillesse, son aide, nos petites escapades gourmandes du mardi à midi et les agréables randonnées du dimanche avec le "Club des 2000 pattes Rochefortais". Je ne peux oublier les longues heures passées à papoter avec Véronique, et ses nombreuses invitations à manger dans son agréable petit jardin.

Ce travail n'aurait jamais été réalisé sans l'aide des gens du Sahara, qu'ils soient responsables administratifs ou simples nomades, à qui je rends un grand hommage pour leur hospitalité, leur aide et gentillesse. Je remercie particulièrement les chauffeurs qui m'ont accompagnés au cours de mes nombreuses missions sur le terrain et mon guide sur place, "Ammi Boudjema", pour son aide et sa bonne humeur.

Je ne saurais oublier tous mes collègues, de l'Université d'Oran, en particulier les membres de l'équipe de recherche dont je fais partie, pour leur soutien. Mes ami(e)s d'Oran ou d'ailleurs, en Algérie et à l'étranger, bien trop nombreux pour être tous cités, qu'ils m'en excusent.

Enfin, et comme le veut la coutume, je remercie ma famille et tous mes proches, qui m'ont toujours encouragée et soutenue.

Introduction

La vallée de la Saoura fait partie du Sahara Nord Occidental algérien, une des régions caractérisées par l'aridité de son climat et où les ressources en eau souterraine constituent le principal facteur de vie et de développement social des palmeraies. Allongée en forme de couloir orienté NW-SE, elle se situerait approximativement entre 02°30' et 00°50' de longitude West et 30°50' et 29°00' de latitude Nord (fig.01). Elle a fait l'objet par le passé d'un certain nombre d'investigations hydrogéologiques.

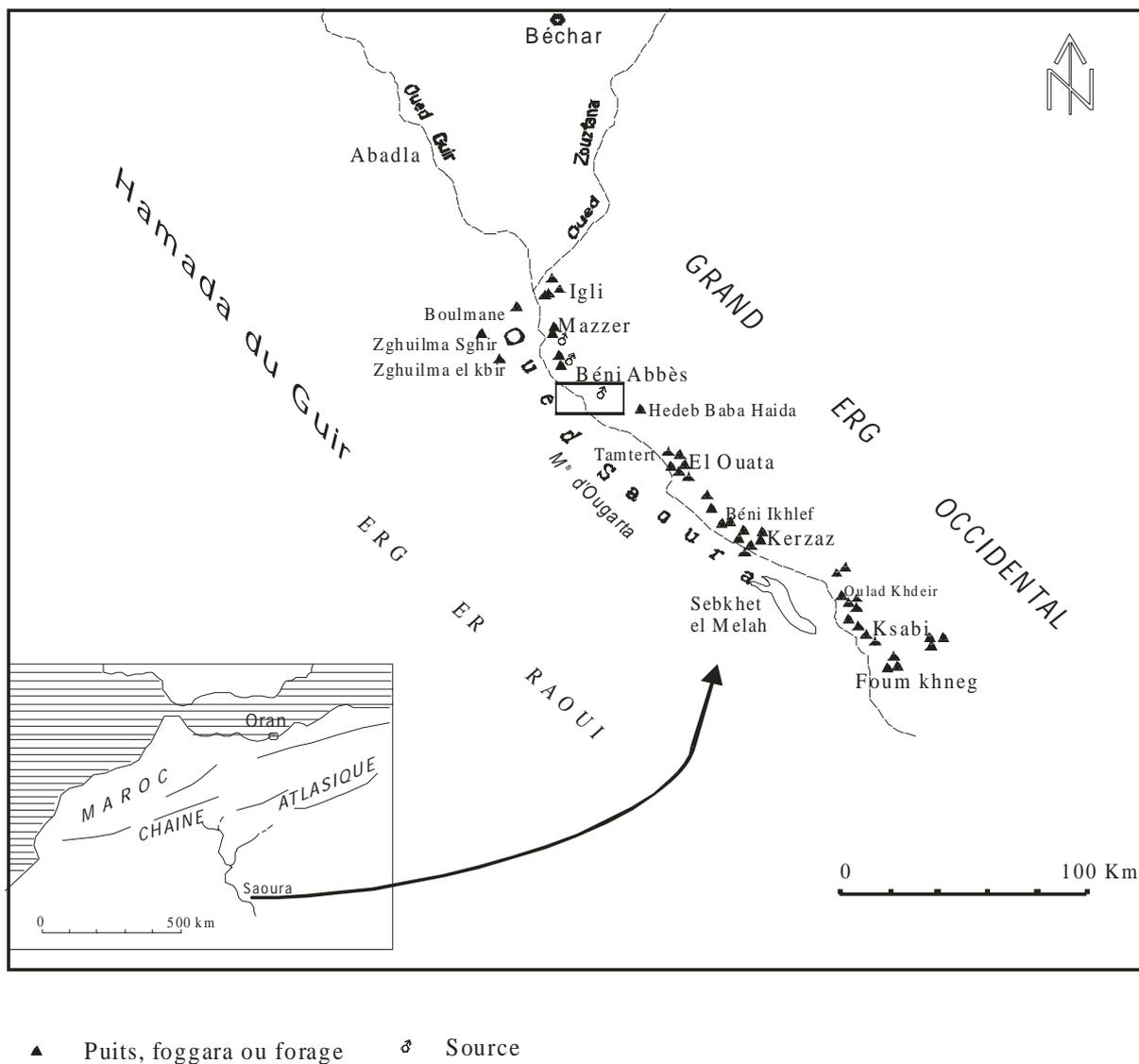


Fig.01. Localisation de la région d'étude

Introduction

En milieu semi-aride et aride, les traceurs géochimiques et les isotopes de l'environnement peuvent efficacement compléter ou préciser les informations obtenues à partir des études hydrologiques et hydrogéologiques conventionnelles. Le manque de données suffisamment représentatives, aussi bien du point de vue qualitatif que quantitatif (chroniques de courtes durées, faible densité spatiale et temporelle des données, nivellement des ouvrages non précis ou inexistant...) face à la grande variabilité et extension des hydrosystèmes et les coûts financiers induits par les études de terrain (suivis piézométriques, forages de reconnaissance, prospection géophysique, prélèvements et mesures physico-chimiques...) constituent souvent des contraintes majeures et souvent une limitation de la mise en œuvre des méthodes conventionnelles. Ainsi, les nappes d'eau souterraines étant, pour la plupart, des systèmes en état transitoire, la connaissance de leur fonctionnement et leur modélisation, implique l'étude des compositions chimiques et isotopiques des eaux.

L'expérience acquise dans l'utilisation des techniques isotopiques en hydrogéologie au cours des 40 dernières années montre que les isotopes classiques de l'environnement, comme l'oxygène 18, le deutérium, le tritium et les isotopes du carbone (carbone-13 et carbone-14) sont particulièrement indiqués pour obtenir des informations sur le fonctionnement actuel et passé des aquifères (Fontes et Edmunds, 1989; Clark et Fritz, 1997). En effet, les signatures géochimiques des solutions intègrent les événements passés du système aquifère et renferment donc ses états antérieurs. Les traceurs isotopiques utilisés permettent généralement:

- la détermination de l'origine des eaux souterraines et des conditions de recharge (^{18}O , ^2H , ^{13}C)
- l'estimation des temps de séjour et du taux de renouvellement des eaux souterraines, et donc indirectement du taux et zones de recharges (^3H , $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$).
- l'identification des échanges potentiels entre les différentes masses d'eau présentes dans la région d'étude

Dans le cadre de la présente étude, l'hydrochimie (paramètres physico-chimiques, ions majeurs et éléments en traces) et les isotopes de l'environnement (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{13}C et ^{14}C) sont utilisés pour caractériser les principales nappes étudiées de la région, en l'occurrence la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses, la nappe de la Hamada du Guir et celle des Monts d'Ougarta). L'objectif principal de l'application de ces méthodes géochimiques et isotopiques est de préciser les différents processus de minéralisation des eaux (sources et origines de la

Introduction

salinité) et son évolution tout au long de la vallée d'une part ainsi que l'origine, l'âge et une estimation du taux de recharge des eaux d'autre part.

Compte tenu des objectifs de ce travail, nous avons développé notre manuscrit en 5 parties:

Le chapitre 1 englobe l'hydrologie de surface et la climatologie du bassin de la Saoura.

Le chapitre 2 présente la géologie de la région tandis que le chapitre 3 synthétise les données hydrogéologiques existantes et acquises au cours de nos campagnes de terrain.

Le chapitre 4 traite l'hydrochimie en considérant les résultats de toutes les mesures et analyses physico-chimiques que nous avons réalisés. Enfin, le chapitre 5 et dernier, regroupera le traitement, analyse et interprétations aussi bien de nos données isotopiques que celles déjà existantes.

A- HYDROLOGIE DE SURFACE

Introduction

La région étudiée se situe dans un secteur où les précipitations sont inférieures à 100 mm (Fig.1.1). Parallèlement, des pluies largement supérieures à ce volume tombent sur la bordure de l'Atlas, ruissellent et alimentent les crues des grands oueds qui traversent la région (Fig.1.2).

L'hydrographie du Sahara Nord Occidental est caractérisée essentiellement par son endoréisme, le réseau hydrographique se groupe dans plusieurs bassins autonomes : Daoura, Saoura, Namous, Rharbi, Seggeur (G. Conrad, 1969), portant le même nom que les oueds qui les traversent (fig.1.3). Selon E. F. Gautier (1908) et le Capitaine Augieras (1919), la dégradation progressive du réseau hydrographique s'est produite pendant le Quaternaire moyen et récent, et elle est due probablement à la diminution ou au tarissement des écoulements pendant les périodes arides.

A quelques kilomètres au nord d'Igli, l'Oued Saoura prend son origine à la confluence des Oueds Guir et Zousfana (fig. 1.4).

L'étude des profils de ces Oueds et des crues amène à considérer que le Guir et la Saoura sont les éléments d'un même axe fluvial, tandis que le Zousfana est plutôt un affluent.

L'Oued Béchar, par contre, qui est compris entre le bassin du Guir et de la Zousfana est autonome, il se termine en s'ensablant dans les régions de Daïet Tiour à 40 km au Sud-Est d'Abadla et 40 km environ au nord de la confluence Guir-Zousfana (fig.1.4).

L'ensemble des données synthétisées ou réinterprétées dans cette partie a été tiré principalement des travaux de J. Dubief, G. Conrad et M. A. Roche.

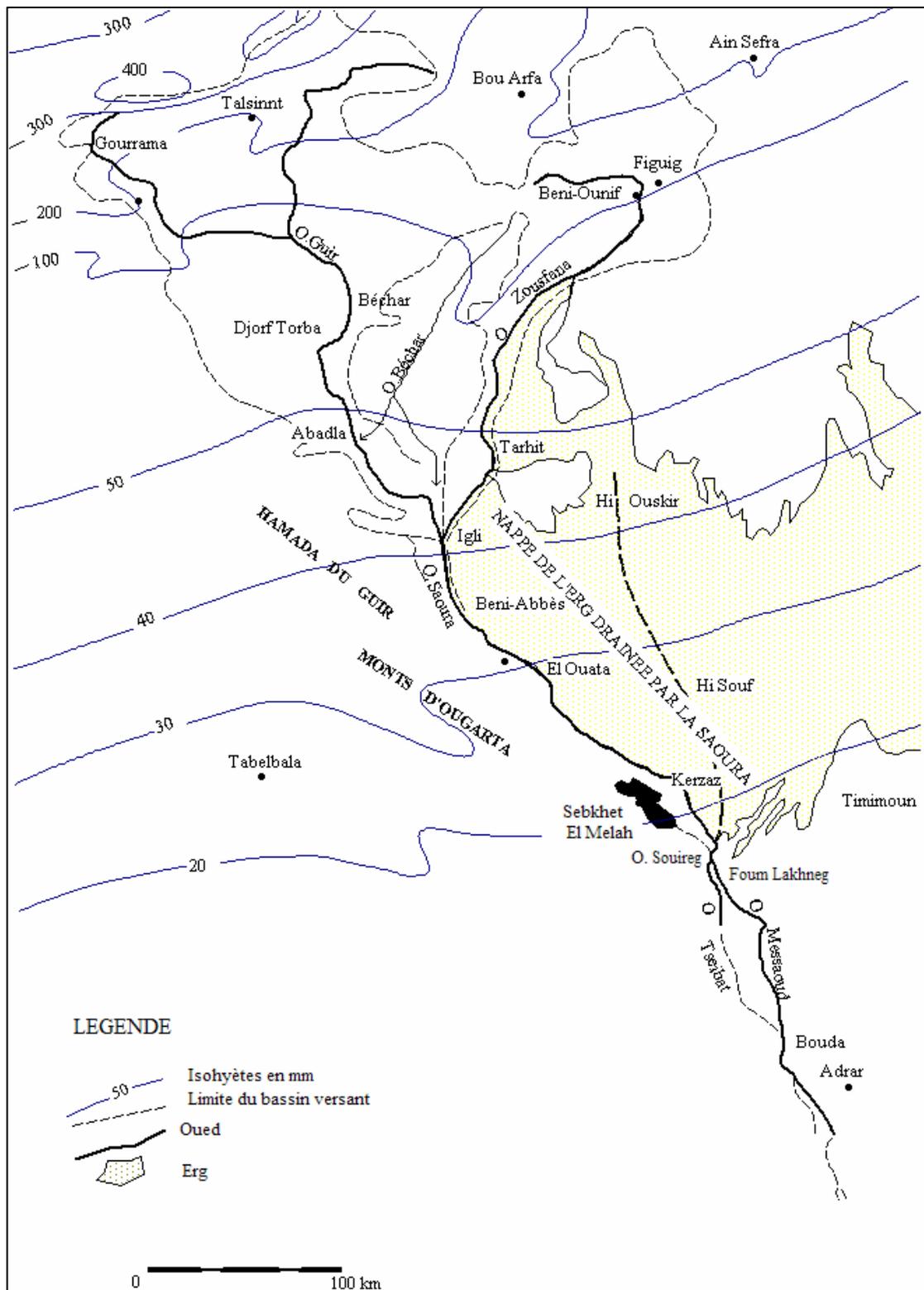


Fig. 1.1 : Hydrographie et pluviométrie du bassin de la Saoura et de la partie Ouest du Grand Erg Occidental (J. Dubief, 1953, modifiée)

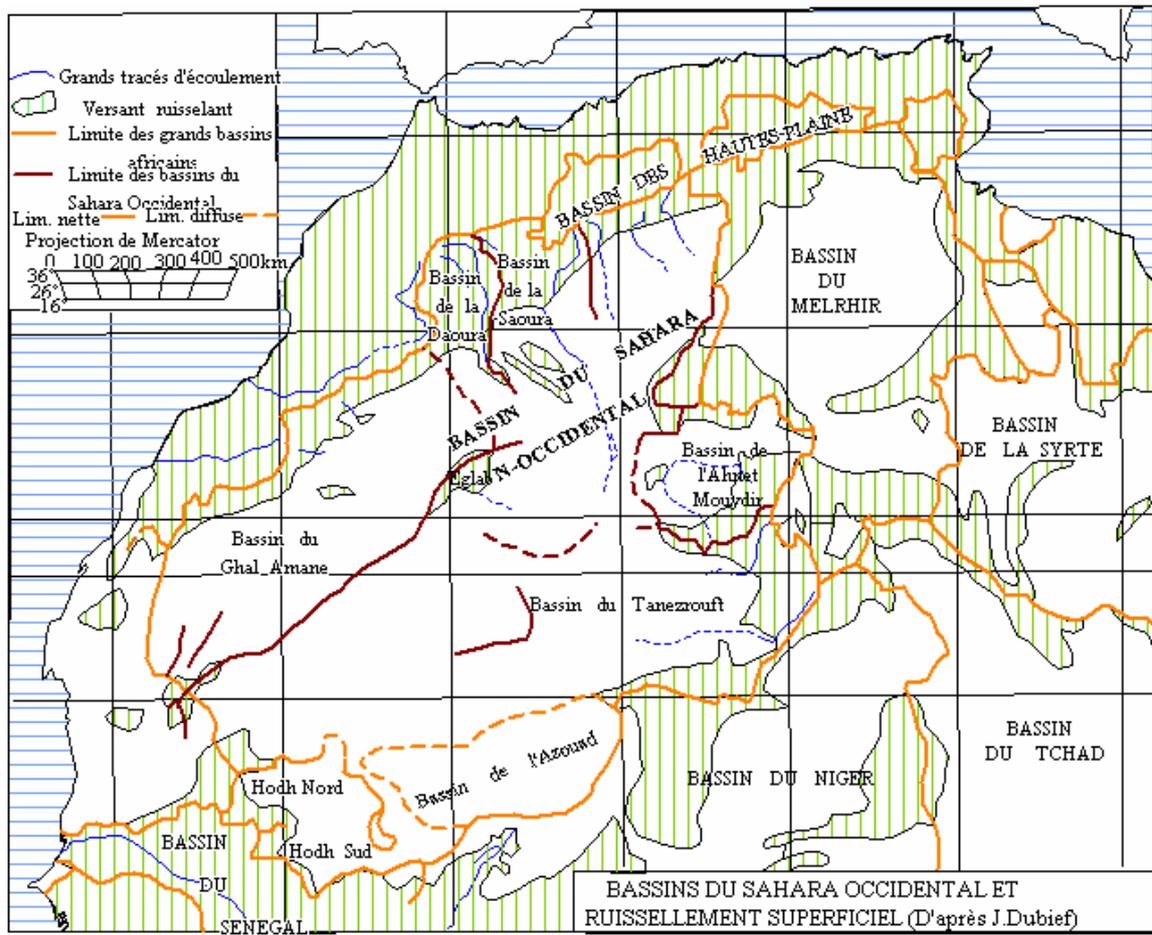


Fig.1.2 : Carte des bassins du Sahara et ruissellement superficiel (Dubief, 1953, modifiée)

I. Bassin de la Saoura

La grande artère Guir-Saoura, avec son prolongement, l'Oued Messaoud forme ce qui a été défini comme le plus grand fleuve actif du Sahara (Fig.1.4). Il prend sa source à Ait Serhouchene, dans le Djebel Aiachi, qui culmine vers 3750 m, à l'extrémité Orientale du Grand Atlas Marocain, à une altitude d'environ 2200 m (Cf. fig. 1.3). D'après les observations de la période qui s'étend jusqu'à l'année 1950, à l'occasion des crues exceptionnelles, la Saoura a parcouru une distance d'environ 800 Km, de la source du Guir à la grande Sebkhia à l'Ouest du Touat, à une altitude de 260 m.

Si on limite le bassin de la Saoura à la hauteur d'Igli, il aurait une surface de 44 400 km².

Le profil de la Saoura, par sa convexité assez prononcée, révèle un cours d'eau évolué, à pente très faible (0.5 mm/mètre), dans la deuxième partie de son parcours. Dans le détail, il

présente cependant des irrégularités qui dénotent une évolution assez complexe. A une ou plusieurs phases d'activité, ont alterné des phases de remblaiement et de dégradation hydrographique assez poussée, ces dernières étant marquées par la perte d'affluents importants comme le Béchar.

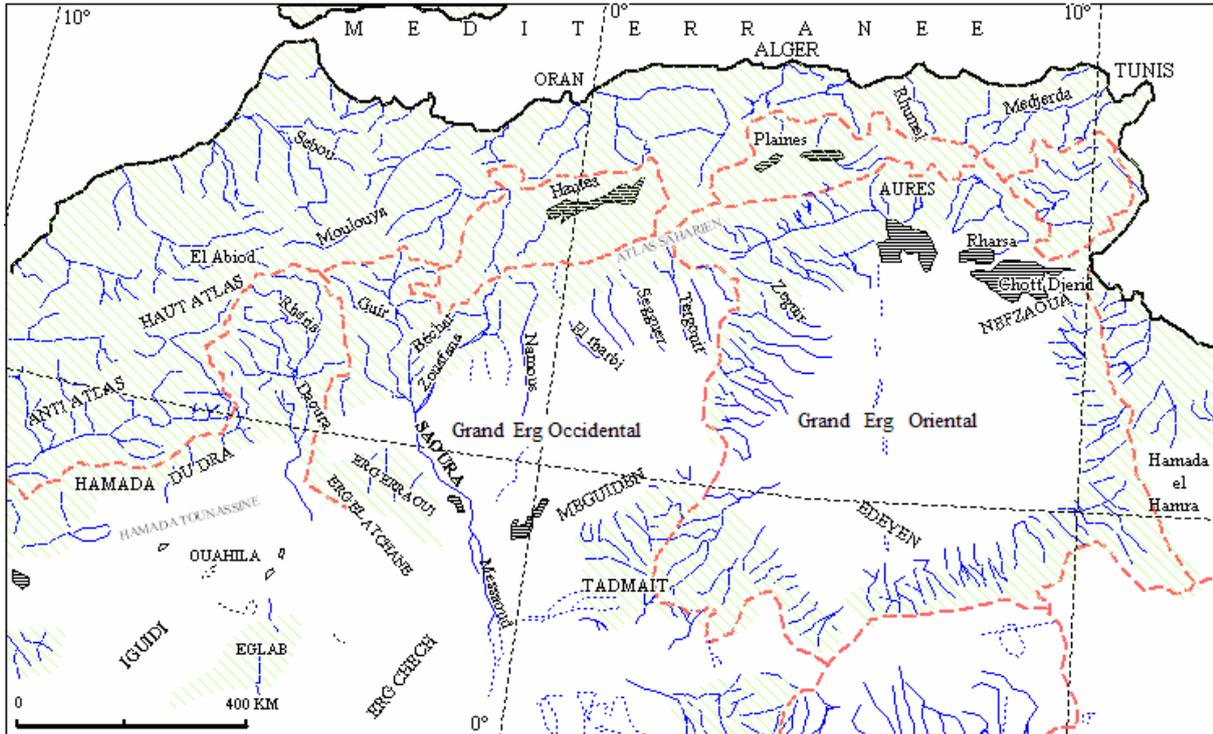
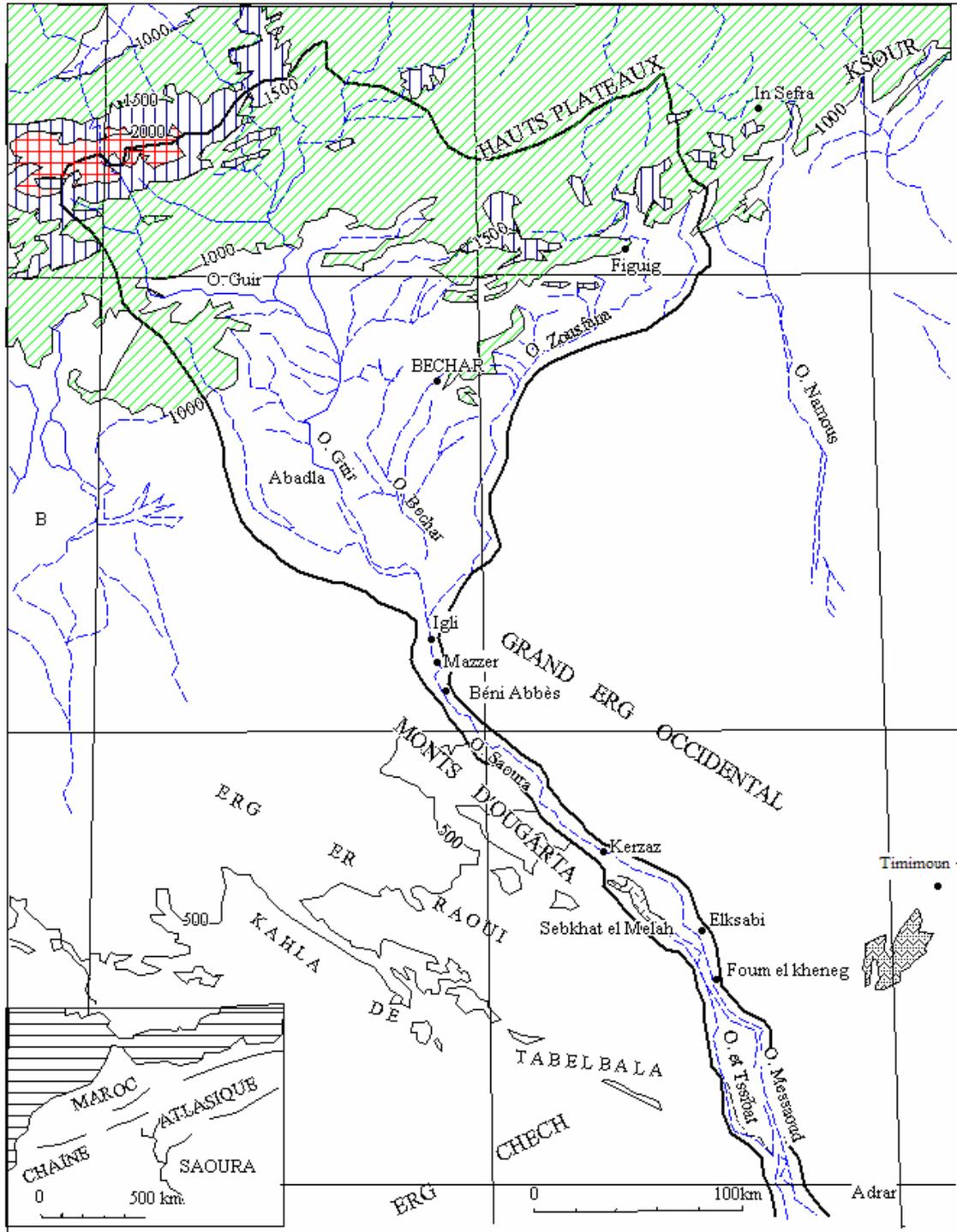


Fig.1.3. Réseau hydrographique (in Dubief, 1953, modifiée)

L'aire d'alimentation de l'Oued Saoura, d'une surface de 50 000 km², correspond aux bassins du Guir et de la Zousfana qui confluent au Nord de la palmeraie d'Igli, et qui sont issus respectivement du Haut Atlas marocain et de l'Atlas Saharien. Les écoulements provoqués généralement par les précipitations sur le haut bassin, déferlent plus ou moins loin en aval. Beaucoup atteignent une cuvette fermée, la Sebket el Melah, par l'intermédiaire de l'Oued es Souireg, qui descend vers le nord-ouest à la sortie du Foum el Khneg (M.A. Roche, 1973).

Actuellement, la Saoura est un cours d'eau qui ne reçoit qu'un apport hydrique négligeable des régions qu'il traverse et on peut le considérer à juste titre comme un oued allochtone, qui irrigue les régions désertiques. Il n'en a pas toujours été ainsi au cours du

Quaternaire et il faut mentionner l'existence de divers affluents, ou de liaisons possibles, sur les deux rives de cette artère maîtresse, Saoura-Messaoud. (G. Conrad, 1969).



LEGENDE

- Altitude > 2000m
- 1500 - 2000m
- 1000 - 1500m

Fig.1.4. Bassin versant de la Saoura (Blanc P. et Conrad G., 1968, modifiée)

En Algérie, les mois de crue, et les crues elles mêmes ont été relevés sur d'assez longues période à Abadla, à 300 km de la source, et à Béni-Abbès, après 450 km de parcours.

A Béni-Abbès, une première liste de crues de la Saoura a été publiée par E.F Gautier et M. Larnaude, en 1921 ; elle porte sur la période 1901-1920. Ils ont pu la poursuivre jusqu'en Décembre 1950 en utilisant "les renseignements météorologiques" transmis mensuellement par le chef de poste de Béni-Abbès. Les fréquences annuelles des crues des principaux oueds de la région, calculées sur une période de 100 ans (tableau 1), montrent que les fréquences annuelles les plus élevées sont celles du Guir à Abadla, et de la Zousfana, à environ 90 Km de l'origine. Comme nous pourrons le montrer ultérieurement, ce ne sont pas toutes les crues du Guir et de la Zousfana qui atteignent la Saoura à Béni-Abbès où cette fréquence annuelle est de l'ordre de 2.41.

Nom de l'oued	Lieu d'observation	Distance de l'origine	Fréquence des crues (100 ans)
Guir	Abadla	300 km	402
Zousfana	Vers Beni Ounif	90 km	438
Zousfana	Taghit	292 km	62
Béchar	Bechar	42 km	192
Saoura	Béni-Abbès	450 km	241

Tableau 1.1 : Fréquence des crues centenaires de la Saoura

II . Bassin de l'Oued Guir

La surface du bassin drainée par l'Oued Guir avoisine les 27400 km². Les eaux sont totalement perdues dans les zones désertiques où elles provoquent des inondations causant parfois des dégâts importants aux palmeraies. Pour une meilleure gestion de ces eaux, un barrage a été construit à Djorf Torba, à 50 Km en amont d'Abadla.

II. 1. Barrage de Djorf Torba

Il a permis le développement de l'activité agricole et industrielle de la vallée de la Saoura. La capacité de la retenue est d'environ 360 millions de m³. Les débits de crue ont été estimés à :

- 1500 m³/s pour la crue annuelle
- 2500 m³/s pour la crue décennale
- 5000 m³/s pour la crue centennale
- 10000 m³/s pour la crue exceptionnelle catastrophique

Les débits mesurés entre 1966 et 1967 sont représentés sur le tableau suivant :

Date	Débits max. (m ³ /s)	Volume (10 ⁶ m ³)			Total
		A chaque évènement	1 ^{er} Cycle hydrologique	2 ^e cycle hydrologique	
23 Sept. 1966	440	25	25		25
9 Oct. 1966	3114	140	165		165
8 Nov. 1966	1850	120	285		285
5 Mai 1967	1590	65	350	65	350
4 Juin 1967	350	10	360	75	360
16, 17 Sept. 1967	460	40		115	400
9 Oct. 1967	500	24		139	424
16 Oct. 1967	1090	57		196	481
17 Nov. 1967	6400	350		546	831
Valeur Moyenne	1755	92			
Valeur Maximale	6400	350			
Valeur minimale	350	10			

Tableau 1.2 : débits mesurés à l'Oued Guir, barrage de Djorf Torba

L'année 1966 est caractérisée par des crues d'automne, allant du mois de Septembre à Novembre. La plus importante a eu lieu en Octobre avec un débit de pointe de 3114 m³/s (Fig.1.5). Le débit total écoulé est de 360 millions de m³ avec, respectivement, 140 millions de m³ en Octobre et 25 millions en Septembre. L'année 1967 a été caractérisée, elle, par six crues. La plus importante ayant eu lieu au mois de Novembre avec un débit de pointe de 6400m³/s (Fig.1.6).

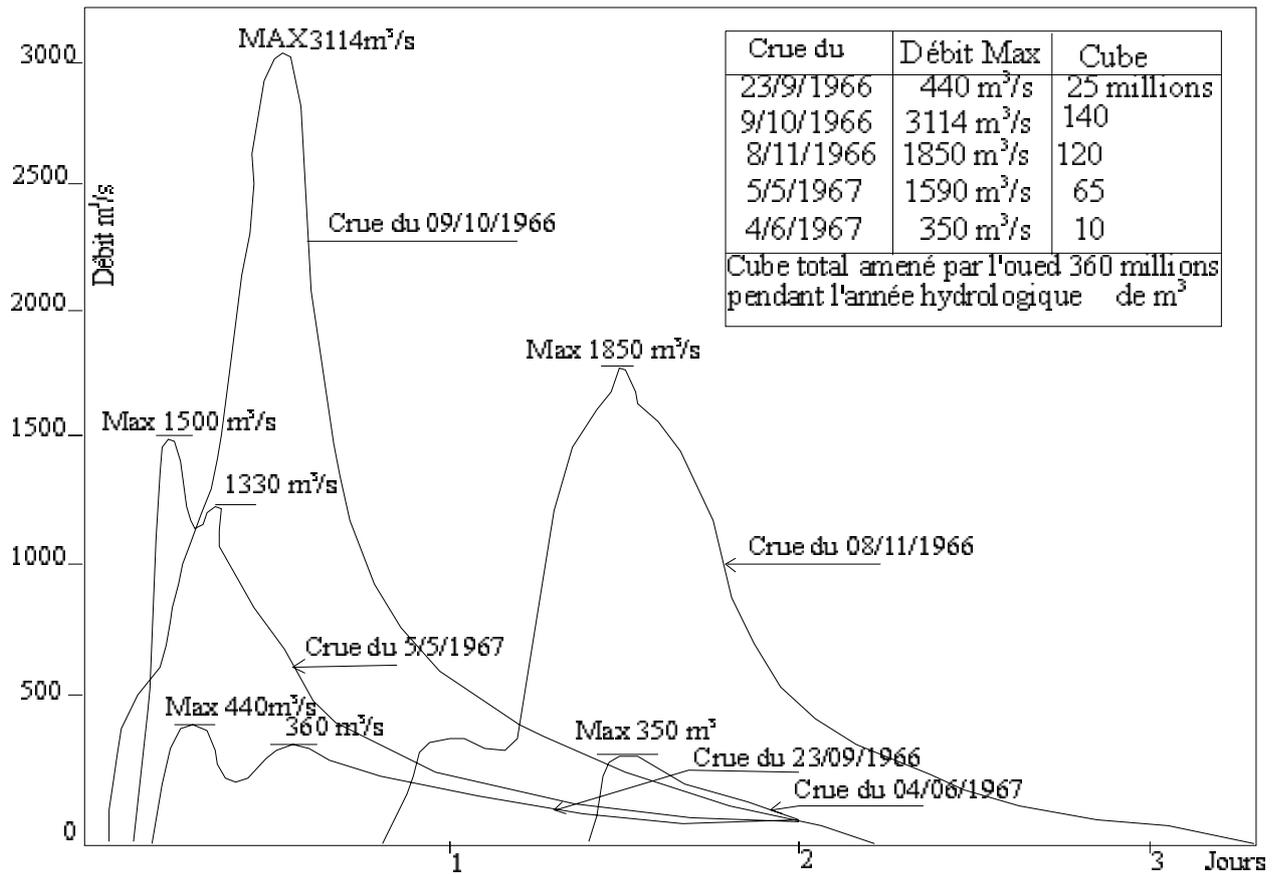


Fig. 1.5 : Graphique des Crues de l'Oued Guir, barrage du Djorf Torba (1966-1967)

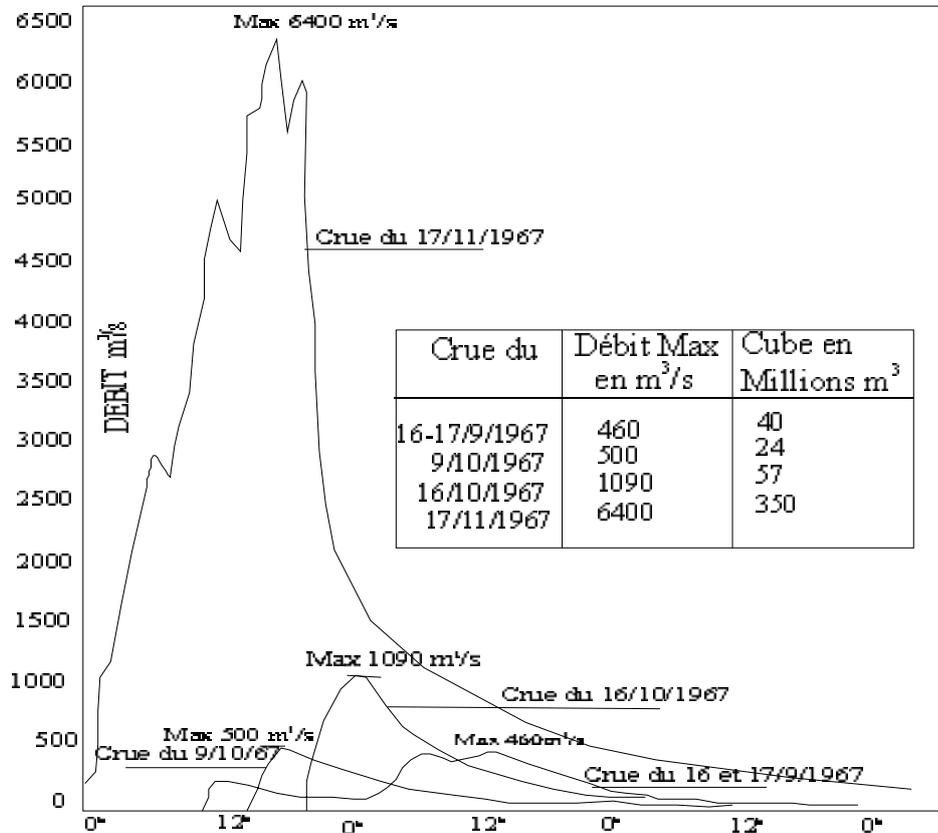


Fig.1.6 : Graphique des Crues de l'Oued Guir, barrage de Djorf Torba Année hydrologique 1967-1968

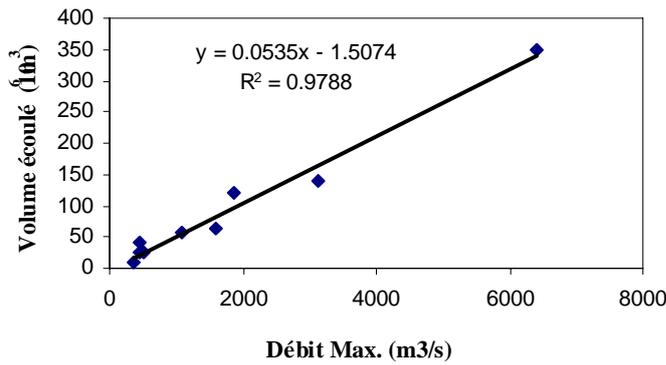


Fig. 1.7 : Relation Débits max-Volumes

L'examen de la figure 1.7 montre qu'il existe une parfaite corrélation entre les débits maxima et les volumes correspondants écoulés. Les débits de pointe les plus élevés correspondent aux volumes de crue écoulés les plus importants.

II. 2. Crues de l'Oued Guir à Abadla

Selon les travaux de J. Dubief, les crues caractérisent les saisons d'automne (Octobre) et du printemps (Mars à Juin). Elles sont observées à la station d'Abadla, située à 300 km de l'origine de l'Oued.

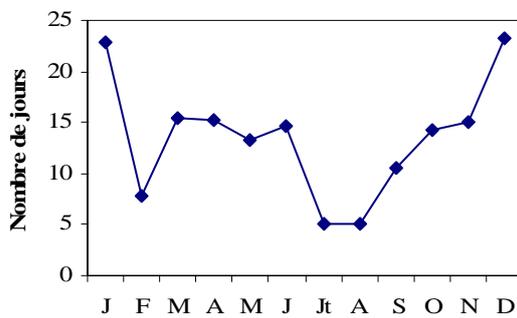


Fig. 1.8 a: Durée des Crues de l'Oued Guir à Abadla (J. Dubief, 1953)

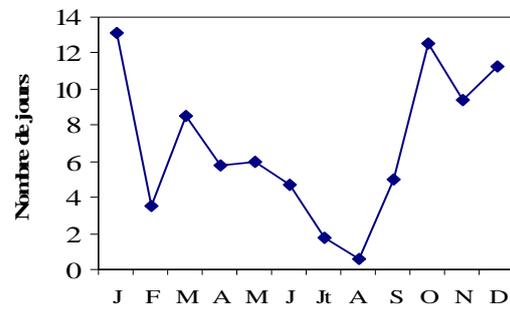


Fig. 1.8 b: Durée de l'écoulement de l'Oued Guir à Abadla (J. Dubief, 1953)

La figure 1.8a, tracée à partir de données d'observations de la période 1901 à 1950 (J. Dubief) montre une durée de crue moyenne à Abadla de 13.5 jours. Elle est d'autant plus courte que le mois est plus chaud. La figure 1.8b montre que la durée d'écoulement moyen est par contre, de 82 jours par an. Globalement, on peut dire que l'écoulement décroît d'un maximum d'hiver (Décembre) à un minimum d'été (Août). Le minimum de février laisse penser à l'existence de deux écoulements superposés : un écoulement d'automne se prolongeant en hiver et un écoulement de printemps.

III. Oued Saoura à Béni-Abbès

En fonction de sa puissance, la crue avance plus ou moins profondément dans la Saoura.

Les fréquences des mois de crue sont représentées sur le tableau 3a ; deux maxima apparaissent, un au printemps, l'autre plus important en automne, séparés par des minima d'été et d'hiver (Fig.1.9 et 1.10). Ce sont généralement les pluies intenses, du printemps et d'automne, qui sont capables de générer des crues de grande importance (tableau 3b).

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
Fréquence des mois de Crue à Béni-Abbès													
I. D'avril 1938 à Mars 1951, soit en 13 ans													
Nombre de mois	1	1	4	3	5	0	0	0	3	6	4	4	31
Pour 100 ans	8	8	33	23	38	0	0	0	23	46	31	31	241
II. De 1901 à 1950, soit en 50 ans													
Nombre de mois	4	5	9	7	7	2	1	0	7	12	11	7	72
Pour 100 ans	8	10	18	14	14	4	2	0	14	24	22	14	144

Tableau 1.3a : Fréquence des mois de crues de l'Oued Saoura à Béni-Abbès

	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Fréquence des mois de pluie													
Béni-Abbès (1926-1950)	46	54	46	50	31	38	18	46	62	65	58	51	
Hauteurs de pluie													
Béni-Abbès (1926-1950)	1.4	1.4	3.2	4.7	3.0	1.1	0.1	1.2	2.3	4.5	4.9	4.1	32.4

Tableau 1.3b : Fréquence des mois de pluie de l'Oued Saoura à Béni-Abbès

Fig.1.9 : Fréquence et hauteur des mois de pluie à Bèni-Abbès

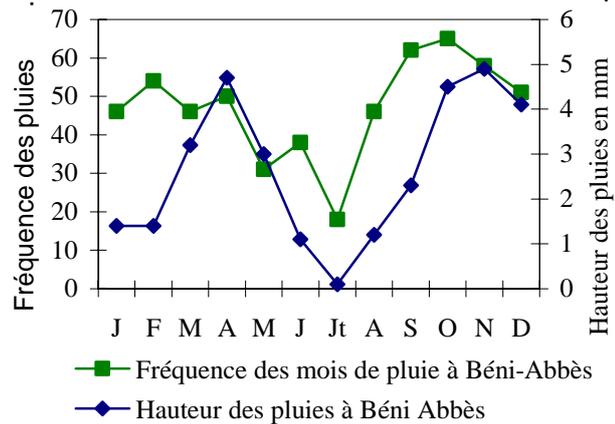
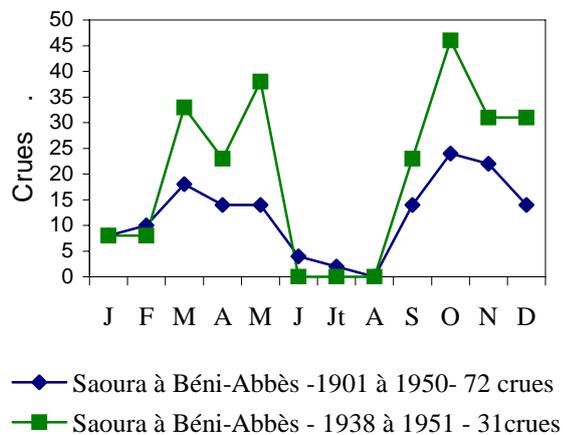


Fig.1.10 : Fréquence mensuelle des crues de la Saoura à Bèni-Abbès.

Les crues exceptionnelles ont eu lieu en mars 1906, 1920 et 1941, et en octobre 1915 et 1950.



Les crues mettaient deux jours et demi en moyenne pour franchir les 100 premiers km, en aval d’Abadla, soit une vitesse de 1.6 km/h et un jour et demi pour les 50 km suivant, soit à 1.3 km/h. La vitesse du front de crue décroît donc avec la distance.

De 1901 à 1967, M. A. Roche a noté au minimum 40 mois au cours desquels se sont produites dans la Saoura une ou plusieurs crues de forte importance, soit plus d’une fois tous les deux ans, se répartissant ainsi :

J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Total
1	1	6	1	1	2	1	0	2	11	9	3	40

Ce sont donc octobre, novembre, mars et décembre les mois les plus fréquents pour les gros écoulements. Sur 67 ans, on connaît un minimum de 28 mois au cours desquels se sont produites des crues ayant atteint le Foug el Khneg. Il est d’ailleurs probable que la majorité des fortes crues mentionnées ci-dessus aient atteint aussi le Foug et même la Sebket el Melah pour laquelle on relève seulement 20 mois. Il est en effet à remarquer que, de 1952 à

1967, la sebkhet el Melah a été alimentée 14 fois et en réalité certainement par plus de 14 crues, ce qui représente plus d'une crue par an (M. A. Roche, 1973).

IV. Bassin de l'Oued Zousfana

Le bassin de la Zousfana, y compris celui de l'oued Zoubia, s'étend sur 16600 km². Cet affluent du Guir prend naissance à l'extrémité occidentale des Monts des Ksour, à 1600 m d'altitude environ. Presque dès le début, son profil est irrégulier et présente des concavités accentuées. Après une soixantaine de kilomètres de parcours, surtout dans sa partie orientale, et après le confluent du Zoubia, l'oued ne reçoit plus que des affluents de la rive droite. La vallée, à pente très faible, s'ensable particulièrement sur sa rive gauche, et s'étale parfois très largement, comme en amont et en aval d'el Moungar. A 250 km de son origine, peu avant Taghit, elle s'encaisse à nouveau et sa pente s'accroît, principalement dans les trente derniers kilomètres qui précèdent son confluent avec le Guir ; ce dernier est atteint après 360 km de parcours et une dénivellation de 1100 m environ.

Les bassins versants des oueds Zousfana et Zoubia sont actuellement assez dégradés et il est difficile de retrouver leurs anciens cours sans une étude approfondie.

La moyenne annuelle des mois de crue est assez importante à la hauteur de Béni-Ounif puisqu'elle est du même ordre de grandeur que celle trouvée pour le Guir à Abadla (4.4 par an). Par contre à Taghit, à 200 km plus bas, elle n'est que de 0.6 par an, c'est à dire que les écoulements accidentels de la Zousfana atteignent rarement la Saoura, comme ce fut le cas en Novembre 1938.

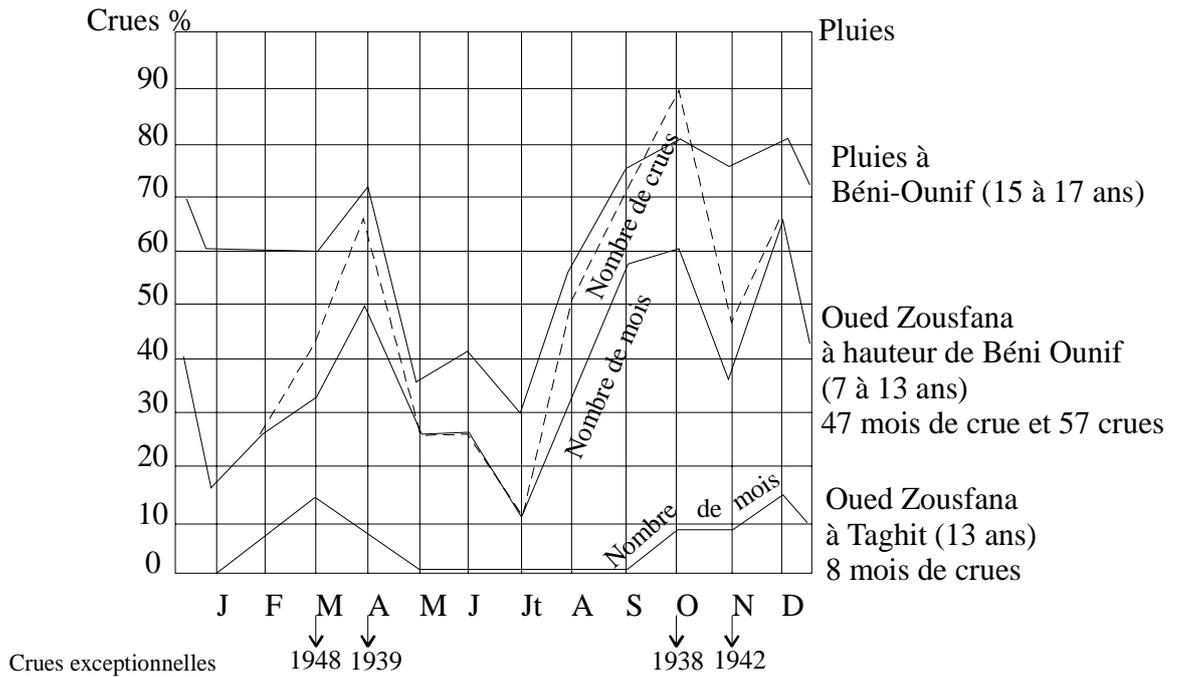


Fig. 1.11 : Fréquences mensuelles des pluies et des crues dans le bassin de la Zousfana

L'examen de la figure 1.11, établie par Dubief montre deux périodes de crue maxima à Béni Ounif, l'une au printemps (en Avril), l'autre en automne et en hiver. Cette dernière présente deux maxima, séparés par un minimum relatif en Novembre. Deux périodes de minima s'observent en janvier et Juillet. La courbe de variation annuelle du nombre de crues est analogue à celle des mois, avec cependant des maxima plus accentués au printemps et en automne. La variation des mois de crue à Taghit serait fortement influencée par l'évaporation. En effet, seules les crues des mois froids parviennent à hauteur de ce poste.

V. Conclusion

Dans une région à climat aride comme le Sahara Nord Occidental, les écoulements sont extrêmement variables. Ils ont généralement lieu à l'occasion de fortes pluies tombées sur un court laps de temps. Le ruissellement n'existe qu'à la faveur de ces pluies. Selon l'intensité de ces dernières, il permet d'humecter suffisamment les sols profondément desséchés, s'infiltrer dans les lits d'oued ou s'étaler dans les régions d'épandage, les sebkhas, gueltas ou daïas. Ces eaux contribuent alors à l'alimentation des nappes sahariennes tandis que la partie des crues qui va se perdre dans les sebkhas, gueltas ou daïas s'évaporer progressivement en augmentant leur concentration en sels. Les crues contribuent d'une manière quasi annuelle au relèvement du niveau piézométrique de la nappe phréatique, liée à l'oued. Les eaux de ces crues sont très peu minéralisées, elles sont d'autant plus pures qu'elles séjournent moins longtemps à la surface du sol, donc que l'écoulement est plus rapide. L'étude sur la vallée de la Saoura a montré que les eaux se chargent progressivement en sels à la fin de la crue, car le sol a tendance à se minéraliser superficiellement en raison de la forte évaporation.

G. Conrad et al (1975) avaient déjà remarqué que la création de la retenue du Djorf Torba sur l'oued Guir pouvait perturber le mécanisme naturel de renouvellement des nappes phréatiques par les crues. Actuellement, et suite à nos campagnes effectuées sur le terrain en 2002, 2003 et 2004, nous avons pu constater qu'effectivement, la création de ce barrage de régulation des crues a causé de graves dommages dans les palmeraies de la Saoura.

B - HYDROCLIMATOLOGIE

Introduction

Le climat du Sahara conditionne de façon directe ou indirecte la quantité et la qualité des ressources en eau. En effet, dans une région où les précipitations sont faibles ou quasiment inexistantes et l'évaporation intense, l'eau est le centre de tout développement social ou économique. La région est soumise à un climat aride à hyperaride. La densité du réseau hydroclimatologique est faible dans la région de la Saoura. Les données sur lesquelles est basée principalement notre étude sont d'abord celles étudiées par Dubief pour la période ancienne, et celles récoltées auprès de l'O.N.M. (Office national de Météorologie) ou l'A.N.R.H. (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) pour la période récente. Seules trois stations pouvant globalement représenter la haute et moyenne Saoura sont considérées. Aucune donnée n'est disponible dans la basse Saoura.

Le tableau suivant donne les caractéristiques des stations considérées :

Stations	Altitude (m)	Latitudes	Longitudes
Abadla	584	30° 01' N	2° 49' W
Béchar	707	31° 36' N	2° 13' W
Béni-Abbès	498	30° 08' N	2° 11' W

Tableau 1.4 : Coordonnées des différentes stations climatologiques

I. Nébulosité : (fig.1.12)

La nébulosité est la fraction du ciel, exprimée en dixième, couverte par les nuages.

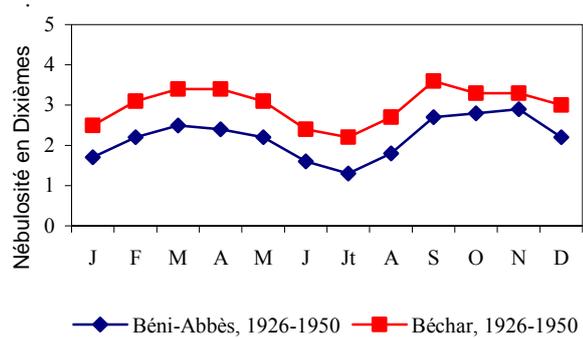
Au Sahara, les valeurs annuelles moyennes de la nébulosité sont comprises entre 2 et 4 dixièmes (tableau 1.5).

Stations	J	F	M	A	M	J	J ^T	A	S	O	N	D	Année
Béni-Abbès	1.7	2.2	2.5	2.4	2.2	1.6	1.3	1.8	2.7	2.8	2.9	2.2	2.2
Béchar	2.5	3.1	3.4	3.4	3.1	2.4	2.2	2.7	3.6	3.3	3.3	3.0	3.0

Tableau 1.5 : Répartitions mensuelles de la nébulosité aux stations de Béni-Abbès et Béchar pour la période 1926-1950

Le mois de juillet est le plus clair pour les deux stations.

Fig. 1.12. Répartition mensuelle de la nébulosité aux stations de Béni-Abbès et Béchar, période 1926-1950.



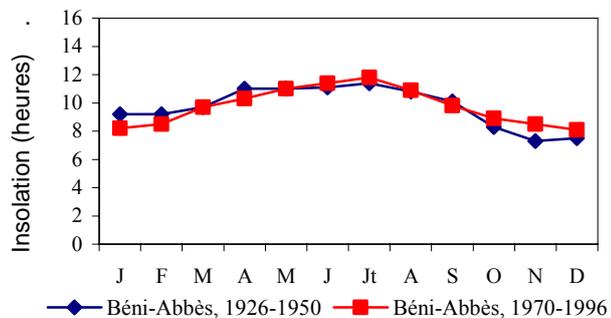
II. Insolation : (fig. 1.13)

Au Sahara, la durée journalière moyenne annuelle de l'insolation est comprise entre 9 et 10 heures. A Béni-Abbès, elle est constante pour les deux périodes de mesure et est de 9.7 heures (tableau 1.6).

Année	J	F	M	A	M	J	J ^T	A	S	O	N	D	Année
1926/1950	9.2	9.2	9.7	11.0	11.0	11.1	11.4	10.8	10.1	8.3	7.3	7.5	9.7
1970/1996	8.2	8.5	9.7	10.3	11.0	11.4	11.8	10.9	9.8	8.9	8.5	8.08	9.7

Tableau 1. 6 : Répartition moyenne mensuelle de l'insolation à la station de Béni-Abbès, pour les périodes : 1926-1950 et 1970-1996.

Fig.1.13 : Répartition mensuelle de l'insolation à Béni-Abbès



III. Humidité relative de l'air : (fig. 1.14)

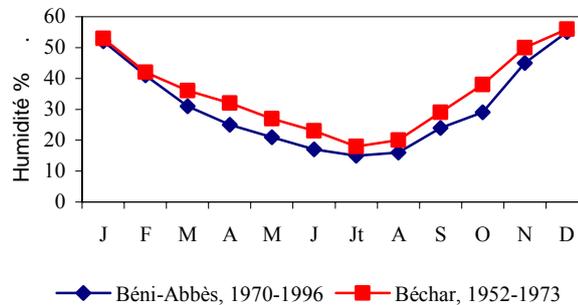
Les données de l'humidité couvrent deux périodes différentes pour les deux stations (tableau 1.7).

Période	Station	J	F	M	A	M	J	J ^T	A	S	O	N	D	Année
1970/1996	BéniAbbès	52	41	31	25	21	17	15	16	24	29	45	55	31
1952/1973	Bechar	53	42	36	32	27	23	18	20	29	38	50	56	35

Tableau 1.7 : Répartition moyenne mensuelle de l'humidité relative en pourcentage à Béni-Abbès et Béchar

L'analyse de ces données fait apparaître que l'humidité relative reste inférieure à 50% pendant 10 mois de l'année. Elle augmente en Décembre et Janvier ; la valeur minimale est enregistrée en Juillet pour les deux stations.

Fig.1.14 : Répartition mensuelle de l'humidité en % aux stations de :
Béni-Abbès , 1970-1996
Béchar, 1952-1973



IV. Température :

La température est un facteur aussi important que la pluviométrie pour caractériser le climat d'une région. Elle diminue avec l'altitude, ce que l'on peut remarquer à partir des données du tableau 1.8.

Station	Altitude (m)	Temp. Moy. annuelle°C	période
Béni-Abbès	498	22.8	1926-1950
Abadla	584	21.68	1921-1932
Béchar	707	20.7	1926-1950

Tableau 1.8 : Température moyenne interannuelle en fonction de l'altitude

Pour notre étude, nous disposons de deux séries de données aux stations de Béni-Abbès et Béchar pour une période ancienne et une période récente. Les températures moyennes mensuelles et annuelles, ainsi que les valeurs moyennes minimales et maximales, sont données par le tableau 1.9.

Il fait plus froid au lever du soleil au Sahara, de Novembre à Janvier, que sur le littoral méditerranéen. En été, les températures minimales sont plus élevées au Sahara Occidental. En résumé, au Sahara, il peut faire froid en hiver, la nuit et au levé du soleil, mais il fait toujours chaud en été, même la nuit.

Stations Et périodes	Temp. (°C)	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Béni-Abbès 1926-1950	T moy	11	12.5	17.9	22.3	26.1	31.6	35.1	34.3	30.1	23.4	16.6	11.9	22.8
	T max	18.5	21	25.2	29.6	33.4	39.2	42.9	41.9	37.1	30.5	23.4	18.9	30.1
	Tmin	3.5	6	10.6	15	18.7	24.1	27.3	26.7	23	16.4	9.7	4.9	15.5
Béni-Abbès 1970-1998	T moy	11.14	14.5	18	21.33	26.67	32.78	34.91	34.74	31	23.16	16.76	12.34	23.16
	T max	17.7	21.3	24.4	27.1	33.4	40.8	40	41.62	38.6	30.84	22.9	18.6	29.94
	Tmin	4.76	7.66	11.6	15.57	19.3	24.76	27.78	27.86	23.4	16.68	10.62	6.04	16.39
Béchar 1926-1950	T moy	9.3	11.6	15.6	19.8	22.8	29.2	33	32.3	27.6	21.1	14.9	10	20.7
	T max	16	18.6	22.2	26.4	30.3	36	40.1	39	34	27.6	20.9	16.3	27.3
	Tmin	2.5	4.6	9.1	13.2	17.2	22.4	26	25.6	21.2	14.6	8.8	3.7	14.1
Béchar 1970-1998	T moy	9.7	12.66	16	19.39	24.32	28.51	32.79	32.42	27.8	21.01	14.66	10.54	20.59
	T max	15.74	18.92	22	25.58	30.28	35.06	39.35	38.85	33.8	26.83	20.37	16.18	26.94
	Tmin	3.36	6.4	9.97	13.2	18.36	21.95	26.24	26	21.8	15.19	8.95	4.9	14.24

Tableau 1.9 : Températures moyennes, annuelles et mensuelles

L'examen des données du tableau 9 ainsi que des figures 1.15 (a, b, c et d) montre que :

- Les régimes thermiques de ces deux stations sont unimodaux, avec une valeur maximale au mois de Juillet. Le mois le plus froid est celui de Janvier aussi bien à Béchar qu'à Béni-Abbès
- Pour les températures minima et maxima, l'allure des courbes est semblable, et ce sont les mois de Janvier et Juillet qui caractérisent également les valeurs maximale et minimale.
- La température moyenne annuelle de l'air sous abri est de 22.8°C pour la période 1926-1950 calculé sur la série de Dubief, et de 23.16°C pour la série récente.

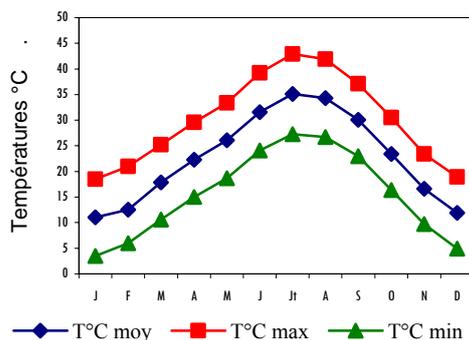


Fig.1.15(a) : Températures mensuelles à Béni-Abbès.
Période : 1926 - 1950

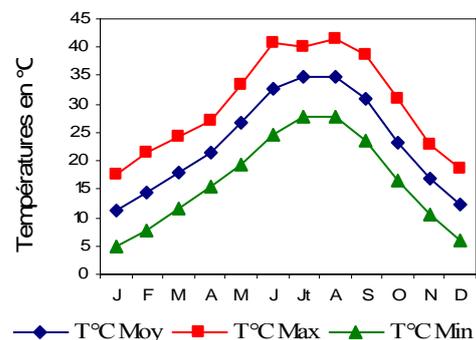


Fig. 1.15(b) : Températures mensuelles à Béni-Abbès.
Période : 1970 -1998

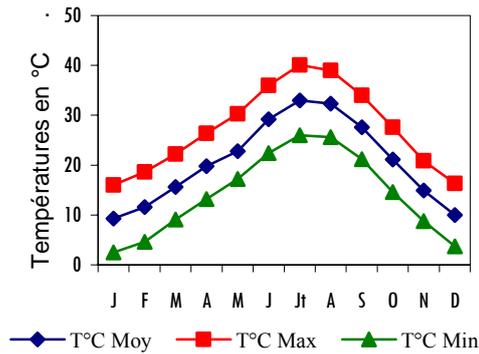


Fig.1.15(c) : Températures mensuelles à Béchar
Période : 1926 - 1950

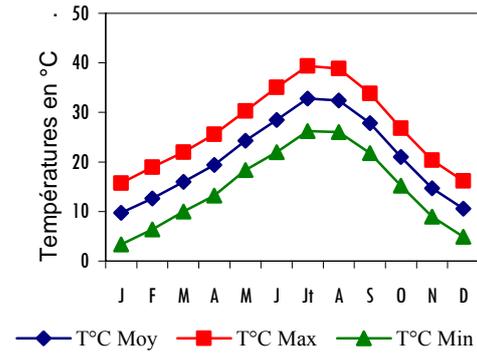


Fig.1.15(d) : Températures mensuelles à Béchar
Période : 1970 - 1998

Les écarts de températures ont également été mesurés entre les deux périodes considérées pour les deux stations (tableaux 1.10 a et b)

Période	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
1926-1950	18.5	21	25.2	29.6	33	39.2	42.9	41.9	37	30.5	23.4	18.9	30.1
1970-1998	17.7	21.3	24.4	27.1	33	40.8	40	41.6	39	30.8	22.9	18.6	29.94
Ecart	-0.77	0.33	-0.85	-2.51	0	1.61	-2.86	-0.28	1.5	0.34	-0.46	-0.26	-0.3508

Tableau 1.10 a : Ecart de températures maximales entre les deux périodes à Béni-Abbès

Période	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
1926-1950	3.5	6	10.6	15	18.7	24.1	27.3	26.7	23	16.4	9.7	4.9	15.5
1970-1998	4.76	7.66	11.6	15.57	19.3	24.76	27.78	27.86	23.4	16.68	10.62	6.04	16.39
Ecart	1.26	1.66	1	0.57	0.6	0.66	0.48	1.16	0.4	0.28	0.92	1.14	0.8458

Tableau 1.10 b : Ecart de températures minimales entre les deux périodes à Béni-Abbès

Le calcul des écarts de température entre les deux périodes nous a permis de noter une augmentation de la température moyenne entre la période ancienne (1926-1950) et la période récente (1970-1998) d'environ 0.6°C. Ces températures élevées expliquent le déficit quasi-permanent de saturation de l'air.

V. Vents et circulations atmosphériques :

Le Sahara fait partie de la bande désertique centrée sur le Tropique du Cancer. Il doit son existence à la zone de hautes pressions subtropicale qui constitue un centre de divergence des courants atmosphériques (G. Conrad, 1969). Les hautes pressions tropicales qui forment la limite entre les courants d'Ouest des moyennes altitudes et les alizés des zones dites tropicales connaissent des déplacements en latitude au cours des saisons. Elles sont particulièrement importantes sur l'Océan et se dégradent sur le continent africain.

Le régime des vents est fortement lié à la circulation atmosphérique. En hiver, les vents soufflent régulièrement sur la partie méridionale des hautes pressions : c'est l'alizé, appelé "Harmattan" au Sud du Sahara, c'est un vent qui souffle du Nord au Nord Est. D'autre part, des "vents étésiens", saisonniers et secs se déplacent en été sur le Sahara, de direction globale Nord-Sud. Ils sont d'origine extra-africaine et ont un parcours méditerranéen ; ils déplacent un air tropical continental issu d'un prolongement européen de l'anticyclone des Açores (G. Conrad, 1969). Ces vents étésiens contiennent la mousson et limitent son action vers le nord (Dubief, 1951).

Dans la région de la Saoura, les vents sont très fréquents et ce, durant toute l'année. Dubief a tracé un ensemble de roses de vents exprimées en Degré Beaufort, à partir de données antérieures à 1952, récoltées dans la région de Béni-Abbès. Il y distingue 4 classes respectivement supérieures à 1°, 3°, 5° et 7° (Fig. 16) :

- La rose de vent (A) montre que, pour des vitesses de l'ordre de 1° Beaufort, les vents d'Est et Nord Est prédominent.
- Les roses de vent (B) et (C) montrent que, lorsque les vitesses augmentent, ce sont les vents de direction S W qui deviennent plus importants
- La rose de vent (D) montre que, pour des vents de l'ordre de 7° Beaufort, ce sont plutôt les vents du nord qui prédominent

Nous disposons par ailleurs d'une série plus courte mais plus récente portant sur la période de 1978 à 1988 à Béni-Abbès (N. Yousfi, 1992). L'examen de la rose des vents tracée à partir de cette série (Fig.1.17) montre que, globalement, ce sont les vents d'Est qui prédominent, suivis de ceux du Nord Est.

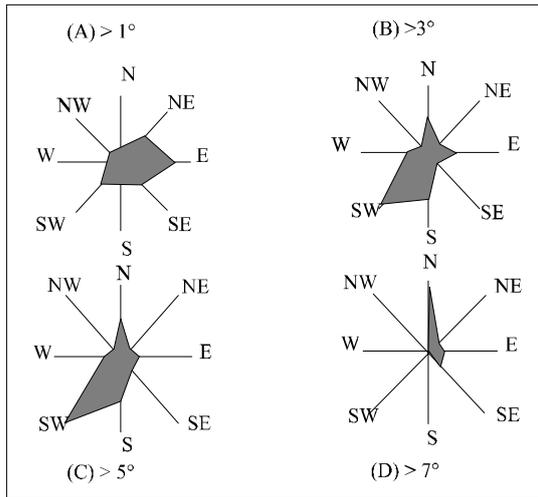


Fig.1.16 : Variation des roses des vents à Beni-Abbès en fonction de la force du vent exprimé en Degrés Beaufort (J. Dubief, 1943)

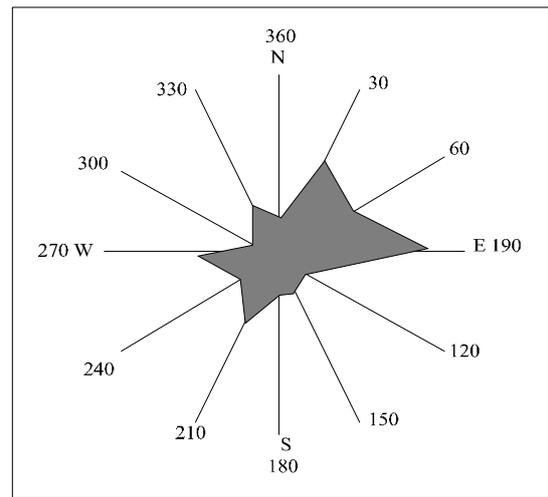


Fig.1.17 : Rose des vents à Beni-Abbès (toutes vitesses confondues) Période 1970-1988 (N. Yousfi, 1992)

J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
1.5	2.1	3.2	4.6	3.5	2.1	1.1	1.9	2.4	1.3	0.9	0.6	25.2

Tableau 1.11: Nombre de jours mensuels moyens de vents de sable (Période 1925-1950) (Dubief, 1962)

L'examen du tableau 1.11 montre que c'est aux mois de mars, avril, mai et septembre que la fréquence des vents est la plus importante. Ces vents sont intéressants car ils sont susceptibles de transporter du sable sur le terrain mouillé par les pluies tombées pendant la saison froide. Le sable sec pourra ainsi abriter de l'évaporation le sable humidifié.

VI. Précipitations :

Au Sahara, l'origine des précipitations est complexe. Au Sahara Occidental, les perturbations seraient liées à la fois au front polaire, au front méditerranéen 2 ou front saharien et enfin au front des Alizés ou à sa continuation dans le front Atlantico-Méditerranéen.

VI. 1. Pluies et Perturbations :

VI. 1. 1. Perturbations liées au Front Polaire :

Elles sont très fréquentes lors des périodes de déplacement des zones de hautes pressions et lorsque le front atteint sa période la plus méridionale autour de 30° parallèle, c'est à dire à

l'automne et au printemps. Parfois, lorsque l'isobare 1025 se situe au niveau des Hauts Plateaux, un courant du Sud Ouest peut se développer, les températures seraient alors plus élevées que la normale et l'on pourra avoir des précipitations de longue durée.

VI. 1. 2. Perturbations liées au Front Méditerranéen 2 (ou Front Saharien) :

Parfois des coulées d'air froid polaire peuvent s'enfoncer très loin vers le sud, constituant un système de fronts au contact de l'air saharien déjà chaud. On observe alors une série de fronts qui se déplacent d'Ouest en Est, du Maroc à la Tunisie. Les précipitations touchent une ligne passant par Béni-Abbès, El Goléa, le Sud de Ouargla, pour venir rejoindre le piémont de Djebel Neffoussa en Lybie.

VI. 1. 3. Perturbations liées au Front des Alizés ou au Front Atlantico-Méditerranéen :

Le front occupe une direction méridienne sur la bordure orientale des hautes pressions atlantiques. On observe une série d'averses orageuses au niveau de l'Atlas Saharien et de ses bordures ainsi que les Hauts Plateaux. Cette activité maximale se présente lorsque les vents pluvieux arrivent du Nord-Ouest. Les perturbations venant de l'Ouest ou du Sud Ouest seront partiellement dégénérées après leur passage au Maroc.

VI. 2. Précipitations annuelles :

La carte de répartition des précipitations moyennes annuelles établie à partir de la série étudiée par Dubief pour la période allant de 1926 à 1950 montre que la vallée de la Saoura est située dans la zone des isohyètes inférieures à 50 mm. (Fig.1.18). Nous pouvons y remarquer que les précipitations diminuent du Nord vers le Sud.

Les périodes récentes considérées dans l'étude sont respectivement de 1970 à 2001 pour les stations de Béni-Abbès et Béchar, 1981 à 2000 pour celle d'Abadla (tableau 1.12).

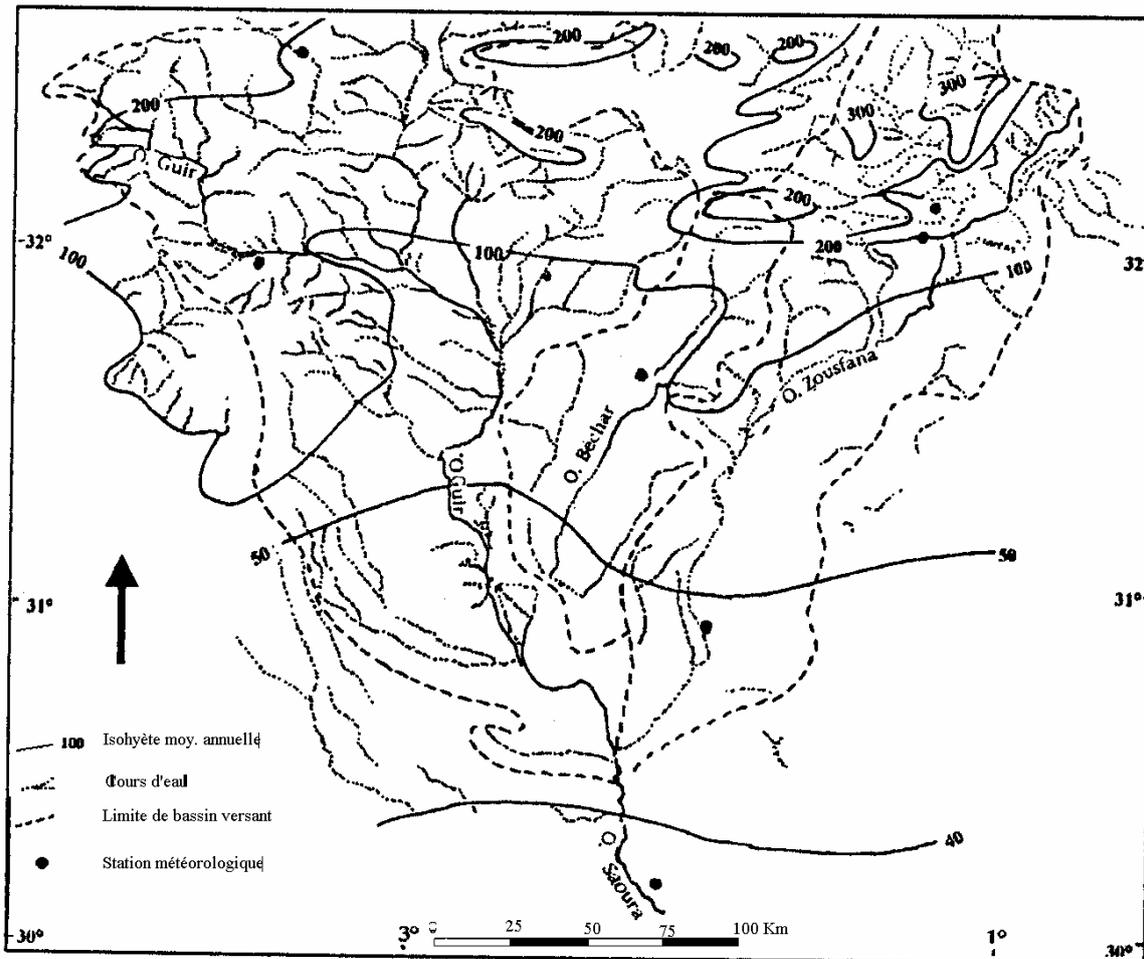


Fig. 1.18 : Carte de répartition des précipitations moyennes annuelles au Sahara Nord Occidental

Année	Béni-Abbès	Béchar	Année	Béni-Abbès	Béchar	Abadla	Année	Béni-Abbès	Béchar	Abadla
1970	33.6	46.1	1981	46.02	59.8	162.9	1992	15.6	51.9	47.29
1971	15.8	63.5	1982	9.2	20	5.2	1993	115.5	158.7	137.13
1972	11.1	64.5	1983	3.3	1.8	0	1994	131.3	133.7	74.93
1973	40.3	63.9	1984	32.1	48	67.66	1995	107	172.4	138.97
1974	35.2	63.7	1985	96.5	107.4	200.49	1996	18.6	82.8	109.37
1975	49.7	73.5	1986	69	65.8	44.1	1997	6.8	27.6	36.2
1976	27.1	113.5	1987	44.5	117	88.7	1998	34.3	60.7	24.3
1977	4.4	37.6	1988	28.8	91.5	24.95	1999	38.4	91.8	14.2
1978	30.6	98.2	1989	50	125	75.8	2000	10.3	9.4	23.9
1979	34.1	96.7	1990	26	125.8	51.1	2001	15.8	23.9	
1980	83	23	1991	15.2	25.4	6.86				

Tableau 1.12 : Précipitations annuelles aux trois stations

Fig. 1.19 (a) :

Variations interannuelles
des précipitations aux
stations de Béchar et
Béni-Abbès
Période : 1970 à 2001

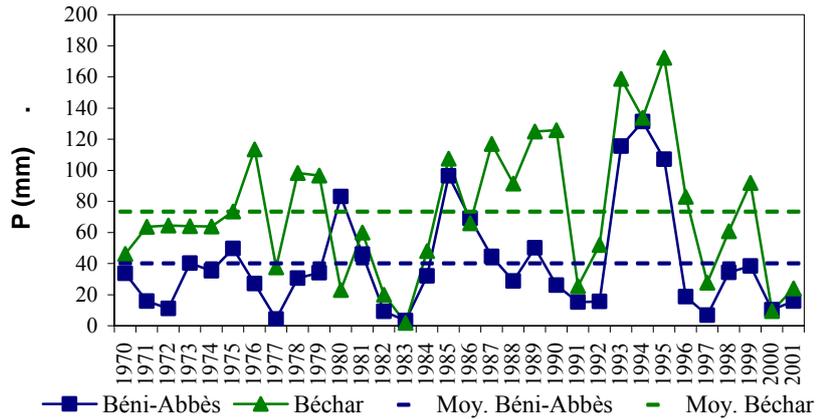
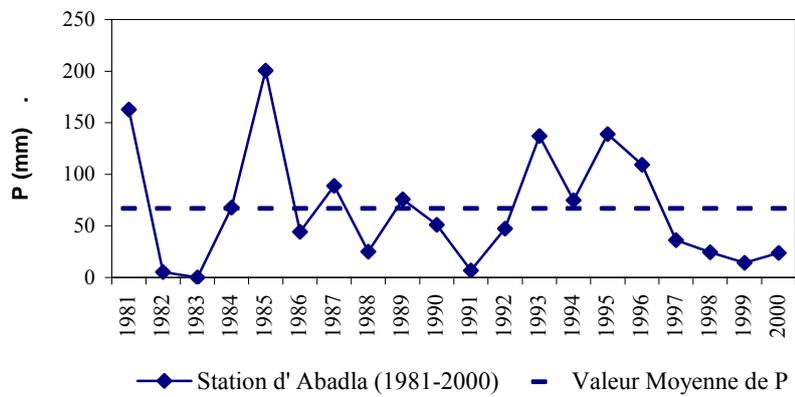


Fig. 1.19 (b) :

Variations interannuelles
des précipitations à la
station d'Abadla
Période : 1981 à 2000



L'examen des figures 1.19 (a et b) montre une grande variabilité des précipitations interannuelles. L'évolution des précipitations dans le temps permet d'avoir une idée sur la tendance du climat actuel et de rechercher les périodes sèches et humides qui ont affecté la région. Comme pour l'ensemble des stations de l'Ouest algérien, l'année 1983 est particulièrement sèche au niveau des 3 stations, suivie de l'année 1982, 2000, 1991 et 1997.. Parallèlement, de longues périodes de sécheresse peuvent également être observées :

- A Béni-Abbès, sur la série de 32 ans, 22 sont déficitaires par rapport à la moyenne, soit 69% sur l'ensemble de la période d'étude considérée.
- A Béchar, 18 années sont déficitaires par rapport à la moyenne, soit 56% de l'ensemble de la série
- A Abadla, 20 années sont déficitaires par rapport à la moyenne, soit 55%

La période la plus humide s'étend de 1993 à 1995 à Béni-Abbès et Béchar et jusqu'à 1996 à Abadla. L'année 1985 est une année humide commune aux trois stations.

Le tableau ci-dessous résume les caractéristiques statistiques des 3 séries. La valeur de l'écart type reflète bien la dispersion, et donc la grande variabilité des pluies d'une année à l'autre.

Station	Béni-Abbès	Béchar	Abadla
Maximum	131.3	172.4	200.49
Minimum	3.3	1.8	0
Moyenne	39.97	73.27	66.7
Ecart-type	33.43	43.28	57.03
Coefficient de Variation	0.84	0.59	0.85

Tableau 1.13 : Paramètres statistiques des précipitations annuelles

VI. 3. Précipitations mensuelles :

Le régime de répartition des précipitations mensuelles est généralement bimodale (Fig. 1.20). Les histogrammes montrent bien que le mois le plus pluvieux est Novembre pour Béni-Abbès et Béchar, et Mars pour Abadla.. Le mois de Juillet étant le mois le plus sec aux 3 stations.

Le tableau 1.14 représente les précipitations mensuelles des stations étudiées pour la période récente

Station	J	F	M	A	M	J	J ¹	A	S	O	N	D
Béni-Abbès 1970-2001	3.12	3.59	4.33	2.45	1.86	0.5	0.39	1.19	3.6	4.7	6.9	5.22
Bechar 1970-2001	8.58	8.36	9.12	8.25	4.62	3.02	0.56	0.73	5.92	8.3	11.25	8
Abadla 1981-2000	5.97	7.36	13.16	10.83	5.07	1.98	0.02	2.05	4.7	7.7	6.38	8.65

Tableau 1.14 : Précipitations mensuelles

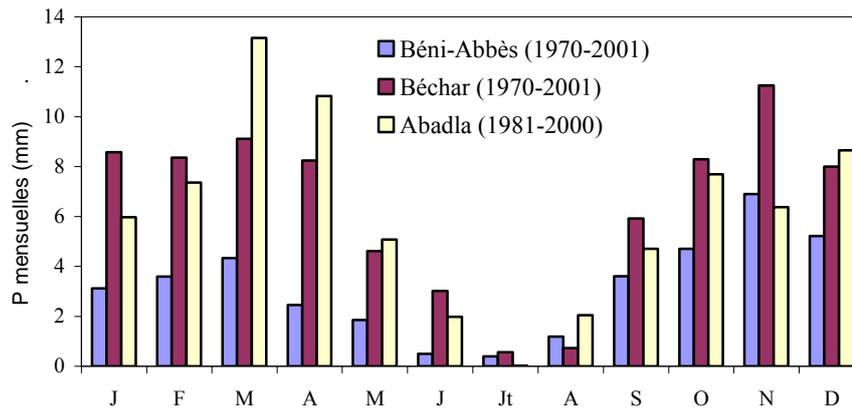


Fig. 1.20 : Précipitations mensuelles à Béni-Abbès, Béchar et Abadla

En se basant sur les séries étudiées par Dubief à Béni-Abbès (tableau 1.15), Roche (1968) estime que, compte tenu de l'aridité de la région, au lieu de considérer la hauteur moyenne annuelle brute, il faut envisager les hauteurs de pluies annuelles les plus susceptibles de s'infiltrer ou de ruisseler. Par ailleurs, P. Franklin dans son étude sur l'Ecologie et peuplement entomologique des sables vifs du Sahara Nord Occidental, en 1958, estimait que les pluies supérieures à 5 mm après avoir humecté le sable en surface, ruisselaient sur le flanc des dunes puis s'infiltraient au creux de celles-ci. Celles inférieures à 5 mm ne ruissellent pas, humidifient le sable sur quelques millimètres pour être immédiatement reprises par l'évaporation par la suite.

Période	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Mois favorables	Année
1925-1950	1.4	1.4	3.2	4.7	3.0	1.1	0.1	1.2	2.5	4.5	4.9	4.1	24.2	32.1
1926-1960	3.7	1.7	4.2	5.7	2.4	0.9	0.2	1.5	2.6	6.1	5.3	6.4	33.1	40.7
≥ 5mm/24h	0.0	0.8	2.0	3.4	0.9	0.8	0.0	0.0	0.9	3.0	2.5	2.8	14.5	18.1
≥ 10mm/24h	0.0	0.5	1.5	2.7	0.6	0.5	0.0	0.0	0.9	1.4	2.3	1.5	9.9	11.9
≥ 20mm/24h	0.0	0.0	1.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	0.0	1.0	1.0	5.7	6.6

Tableau 1.15: Hauteurs moyennes mensuelles en mm à Béni-Abbès et totaux moyens mensuels des pluies supérieures à 5, 10 ou 20 mm en 24 heures

Pour ces périodes d'étude également, nous pouvons remarquer que les périodes pluvieuses se situent au printemps (mars, avril) et en automne (octobre, novembre et décembre). Cette période est probablement la plus favorable à l'infiltration.

VII. Evaporation, Evapotranspiration et Déficit d'écoulement :

L'évaporation et l'évapotranspiration traduisent le retour de l'eau à l'atmosphère sous forme de vapeur. Ce phénomène pouvant être purement physique (évaporation), ou commandé par l'activité biologique des plantes (transpiration). Le déficit d'écoulement lui englobe la totalité des pertes en eau : il représente la différence entre les précipitations et les volumes écoulés ou infiltrés. De nombreux auteurs le considèrent comme l'équivalent de l'évapotranspiration.

VII. 1. Evaporation :

Elle intéresse aussi bien les surfaces d'eau libre que les quantités d'eau retenues dans les couches superficielles du sol. Les eaux qui circulent dans les oueds comme celles accumulées dans les daïas, gueltas et sebkhas alimentent l'évaporation. Les nombreux puits, artisanaux pour la majorité, des jardins des palmeraies de la région ont souvent un grand diamètre et constituent de ce fait une source non négligeable d'évaporation. Ce phénomène est très important en période sèche de l'année où l'on remarque une importante augmentation de la minéralisation des eaux des puits qui captent surtout la nappe de l'inféro-flux de l'Oued Saoura.

Nous ne disposons malheureusement pas de mesures assez récentes de l'évaporation dans la région. Dubief (1950) donne les valeurs suivantes de l'évaporation à Laghouat, Béchar et Béni-Abbès (tableau 1.16)

Moi	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	Année
Laghouat													
E (jour)(mm)	4.1	5.5	5.7	6.8	9	10.8	13.4	12	8.2	5.4	3.9	3.4	
E (mois)(mm)	127.1	154	177	204	279	324	415.4	372	246	167.4	117	105.4	2688
Béchar													
E (jour)(mm)	4.5	6.2	8.6	12.3	13.4	17.7	19.4	17.7	14.3	9.2	5.3	4.4	
E (mois)(mm)	140	174	267	369	415.4	531	601.4	549	429	285	159	136.4	4056
Béni-Abbès													
E (jour)(mm)	6.2	7.9	10.1	14.1	16.9	20.1	22.2	19.9	18.4	10.6	6.4	4.9	
E (mois)(mm)	192.2	221.2	313.1	423	524	603	688	617	552	329	192	152	4807

Tableau 1.16 : Moyennes journalières et mensuelles de l'évaporation Piche

L'évaporation annuelle est très élevée au fur et à mesure que l'on s'enfonce vers le Sud. Les maxima journaliers apparaissent en juillet, les minima en décembre.

VII. 2. Evapotranspiration potentielle :

Le calcul de ce paramètre, primordial à l'établissement du bilan, se fait grâce à la méthode de Thornthwaite (fig. 1.21)

$$E_{tp} = 1.6 (10 T/I)^a$$

a est un paramètre fonction de la température

I est un indice thermique annuel égal à la somme de 12 indices mensuels $i = (t/5)^{1.514}$

A partir de tableaux et abaques fournis par Thornthwaite, nous calculons ainsi l'évapotranspiration potentielle pour chaque mois de l'année. Les résultats obtenus font l'objet d'une double correction en fonction de la durée du jour et de la latitude.

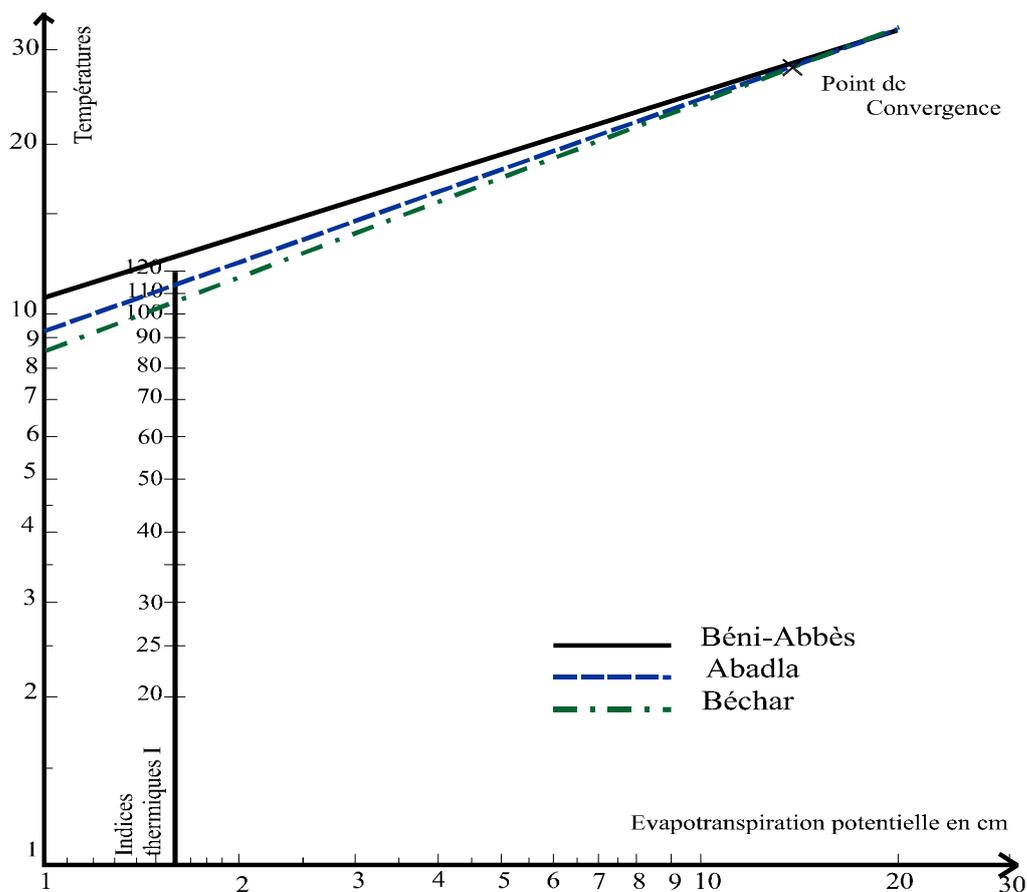


Fig. 1.21: Détermination de l'évapotranspiration potentielle (Abaque de Thornthwaite)

En se basant sur des essais de bilan hydrologique, établis dans des études précédentes (F. Hadji, 2002 ; N. Yousfi, 1992), en considérant les valeurs des précipitations et températures de la période allant de 1970 à 1998, sachant qu'en Algérie, en zone aride, le volume de l'évaporation est largement supérieur à celui des précipitations, les résultats consignés dans le tableau ci-dessous confirment nos conclusions (tableau 1.17).

Stations	Paramètres	Mois												Année
		J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	
Béni-Abbès	P (mm)	3.00	2.29	4.28	2.76	0.34	0.32	0.18	0.59	3.35	6.76	5.97	5.78	35.62
	T °C	11.24	14.49	17.95	21.33	26.67	32.78	34.91	34.74	30.98	23.76	16.76	12.34	23.16
	i	3.42	5.01	6.95	8.97	12.63	17.25	18.95	18.70	15.84	10.62	6.26	3.94	128.54
	ETP (mm)	9.00	20.45	25.75	65.90	141.6	280.8	324.0	283.9	200.8	90.16	36.49	13.2	1492.0
Béchar	P (mm)	10.65	9.26	7.36	10.46	7.45	3.15	1.56	2.65	5.97	7.76	1.78	8.76	76.81
	T °C	9.70	12.66	15.99	19.39	24.32	28.51	32.79	32.42	27.81	21.01	14.66	10.54	20.59
	i	2.73	4.10	5.82	7.79	10.95	13.94	17.25	16.93	13.43	8.78	5.12	3.10	109.94
	ETP (mm)	10.98	19.14	39.51	62.64	108.56	169.9	247.8	207.6	152.4	69.58	29.37	12.32	1129.8
Abadla	P (mm)	3.00	2.29	4.28	2.76	0.34	0.32	0.18	0.59	3.35	6.76	5.97	5.78	35.62
	T °C	11.24	14.49	17.95	21.33	26.67	32.78	34.91	34.74	30.98	23.76	16.76	12.34	23.16
	i	3.42	5.01	6.95	8.97	12.63	17.25	18.95	18.7	15.84	10.62	6.26	3.94	128.54
	ETP (mm)	9.00	20.45	25.75	65.90	141.6	280.8	324.0	283.9	200.8	90.16	36.49	13.2	1492.0

Tableau 1.17: ETP mensuelles et annuelles

VII. 3. Déficit d'écoulement (D) ou Evapotranspiration réelle (ETR) :

En se basant sur différentes méthodes (Coutagne, Turc, Wundt, Thornthwaite), le calcul du déficit d'écoulement s'avère inefficace, la méthode étant selon le cas, inapplicable ou inadapté :

- Pour Coutagne : $D = P - \lambda P^2$ avec $\lambda = 1/0.8 + 0.14 T$

où P : précipitation moyenne annuelle exprimée en m

et T : température moyenne annuelle en °C

cette relation n'est applicable que pour P compris entre $1/8\lambda$ et $1/2\lambda$, les précipitations étant inférieures à $1/8\lambda$, le déficit d'écoulement sera égal aux précipitations.

- Pour Turc : l'ETR est donnée par la relation $D = P/\sqrt{0.9 + p^2/L^2}$

avec $L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$

L'application à nos données donne une valeur de l'ETR supérieure aux précipitations, la méthode n'est donc pas applicable dans ce cas.

- Pour Wundt, on se base sur le report des valeurs de P et T sur un abaque modifié par Coutagne, ce qui nous permet de déduire graphiquement la valeur du déficit. Les stations étudiées se situent largement en dehors de la plage de calcul.

- Pour Thornthwaite, comme nous avons pu le remarquer sur les résultats du calcul (tableau 1.17), l'évapotranspiration potentielle est toujours largement supérieure aux précipitations, l'ETR sera considérée comme égale aux précipitations

VIII. Conclusion sur le bilan hydrologique :

Partant des résultats précédents, il est évident que l'estimation des autres éléments du bilan (R et I), en se basant sur des données moyennes, sera insignifiante pour la région étudiée.

L'équation du bilan s'écrit : $P = R + I + D$ où :

"P" sont les précipitations, "R" le ruissellement, "I" l'infiltration et "D" le déficit d'écoulement

- Le ruissellement peut-être estimé par différentes méthodes. La plus couramment utilisée en Algérie est celle de Tixerant-Berkaloff, établie sur les oueds tunisiens :

$$R = P^3 / 3 ETP^2$$

avec $P=39.97\text{mm}$ et $ETP=1492\text{mm}$ à la station de Béni-Abbès, $R= 0.00956\text{mm}$

Cette valeur du ruissellement serait donc pratiquement nulle.

- Le déficit d'écoulement étant dans tous les cas considéré comme égal aux précipitations, la valeur de l'infiltration serait donc nulle. H. Schoeller qui cite un ensemble d'observations effectuées avant 1945, estime que la profondeur d'humectation des sables de la dune ne doit pas dépasser deux mètres, même lors des plus fortes pluies. Par ailleurs, les données isotopiques, notamment les mesures de Tritium ont confirmé ces conclusions, surtout pour la nappe de l'Erg Occidental. Les eaux de pluies intenses contribueraient surtout à l'alimentation des eaux de la nappe de l'inféro-flux (Roche, 1973).

Au terme de ce bilan, nous pouvons conclure que dans les zones arides, où les précipitations sont nettement inférieures à la capacité évaporatoire de l'atmosphère, les méthodes de calcul de bilan, basées sur des valeurs moyennes ne sont pas efficaces.

CHAPITRE 2. GEOLOGIE

INTRODUCTION

La vallée de la Saoura forme un couloir de palmiers, qui traverse le Sahara entre les sables du Grand Erg Occidental à l'Est et la Hamada du Guir à l'Ouest. Cette dernière est un vaste plateau assez monotone d'altitude moyenne 600 mètres d'âge tertiaire.

Le substratum de la région, d'âge paléozoïque, parfois antérieur, est recouvert par les terrains tertiaires et quaternaires. Le socle précambrien, affleurant à Sebkhath el Melah, est recouvert en discordance par le Primaire des chaînes d'Ougarta qui s'étalent sur la rive droite de l'oued. Les pistes et voies de circulation sont, par contre, implantées sur la rive gauche, assurant la liaison entre les différentes palmeraies, toutes situées en bordure du Grand Erg Occidental, qui les alimente en eau potable.

Les ergs se sont mis en place durant le Quaternaire. Ce dernier est représenté par un ensemble de terrasses emboîtées, qui se suit tout au long de l'oued.

A - STRATIGRAPHIE

I. Précambrien (Pr)

Le socle précambrien est constitué de terrains métamorphiques et de terrains volcaniques. Des coulées de rhyolites forment le cœur des anticlinaux des chaînes de l'Ougarta et semblent être le prolongement des rhyolites infracambriennes de l'Anti-Atlas. Il comprend essentiellement du flysch schisto-gréseux souvent de couleur verte, comportant des dykes de basaltes porphyrique en intrusion. On y rencontre également des andésites et des brèches volcaniques.

Le Précambrien affleure dans la Sebket el Melah. Il forme le cœur d'un anticlinal

II. Paléozoïque

Les formations paléozoïques affleurent généralement en rive droite de la Saoura, festonnant ainsi le contour de la Hamada (Fig.2.1). La série est monoclinale, avec un pendage variant entre 5 et 20°, de direction générale Est-Ouest. Elle est bien représentée dans les Monts d'Ougarta, formés par un substratum volcanique et volcano-sédimentaire attribué au Primaire supérieur (Chikhaoui, 1974). On y rencontre plusieurs alternances de schistes, grès et quartzites, dont les "grès d'Ougarta" d'âge cambro-ordovicien, surmontées d'une série essentiellement argileuse d'âge Silurien. Plus au Nord, la série paléozoïque constitue une voûte anticlinale ovale évidée suivant son axe par la dépression de la Zousfana et de l'Erg de Taghit (Fig. 2.2) (C. Pareyn, 1961).

En ce qui concerne les différentes subdivisions de la série paléozoïque, nous adopterons les recommandations de C. Pareyn (1961) et M. Legrand Blain (1967) en attribuant à chaque unité le nom du lieu-dit le plus proche.

II. 1. Cambrien (cb)

Les subdivisions lithologiques du faisceau de la Saoura (Compagnie pétrolière, 1962) ont révélé les formations suivantes :

- Formation conglomératique du Djebel Ben Tadjine (Monts d'Ougarta).
- Formation des arkoses de la Sebket el Maleh (400m).
- Formation des quartzites d'Aïn Nechaa 800m d'épaisseur.

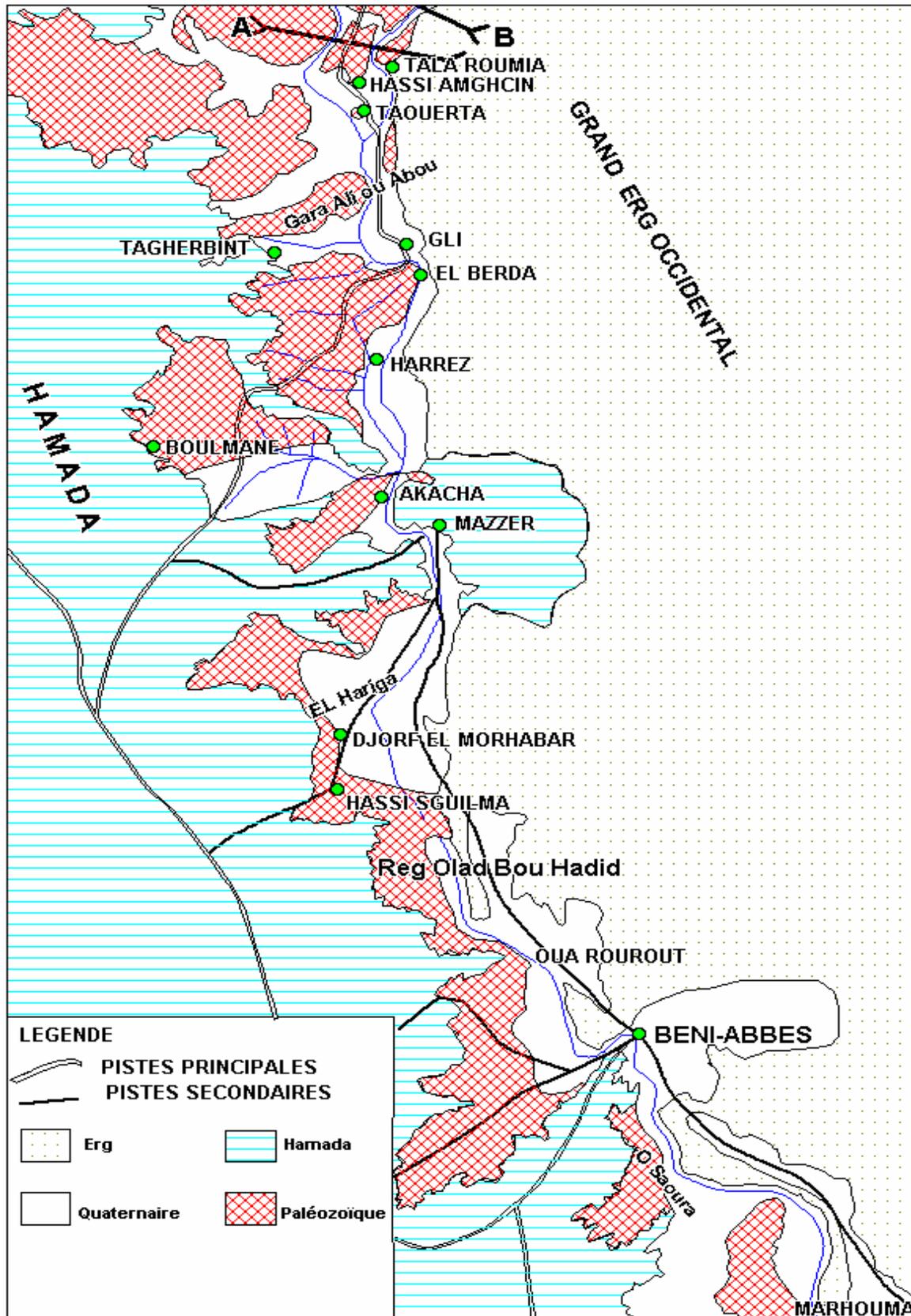


Fig. 2.1: Carte de la vallée de la Saoura (C. Pareyn, 1961, modifiée)
(Echelle approximative réduite de la carte: 1/300 000)

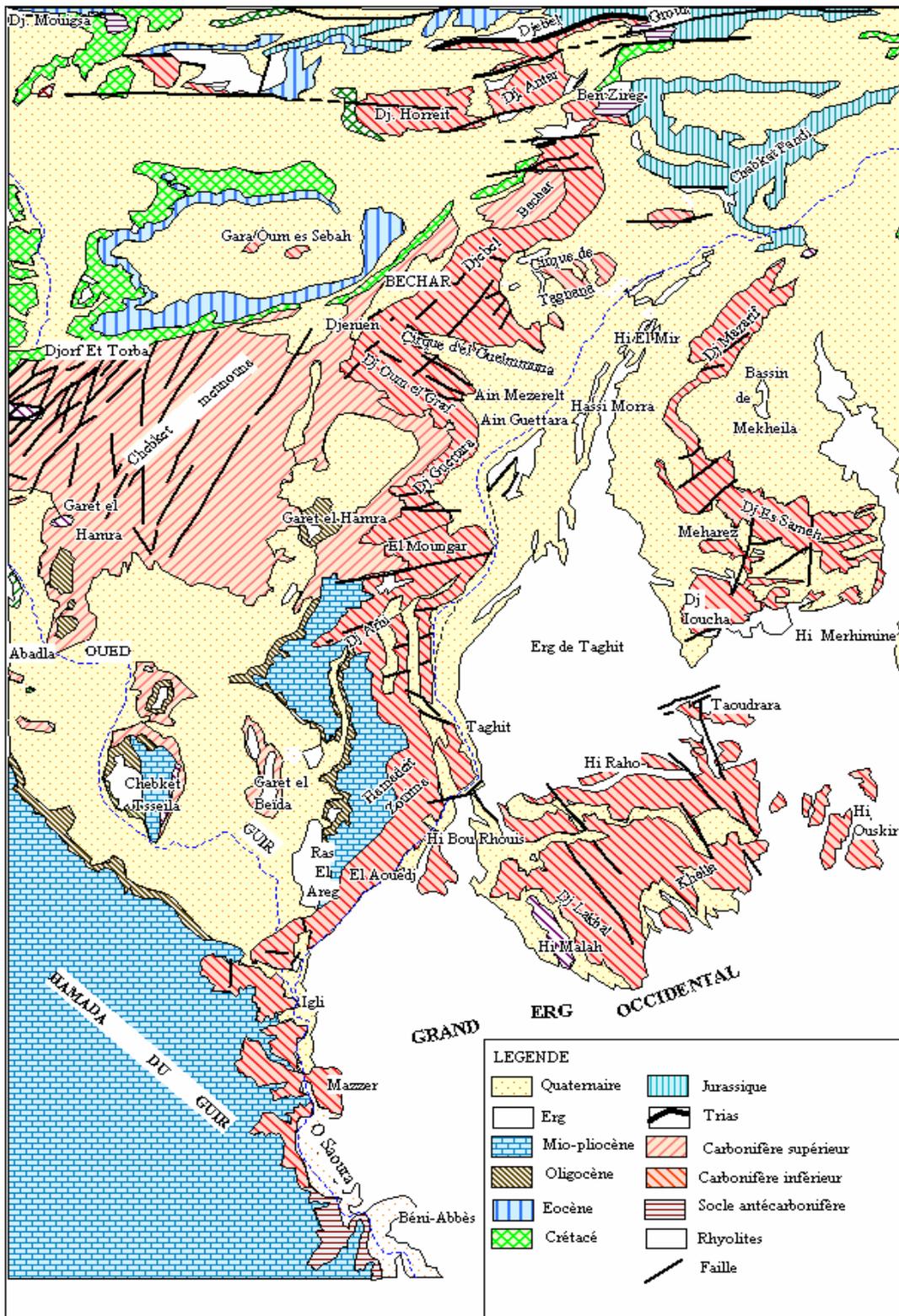


Fig.2.2 : Carte géologique du bassin de la Zousfana (d'après C. Pareyn, 1961)

Ces formations avaient été attribuées au Cambrien sans aucune preuve paléontologique. Mais récemment une étude des micro-organismes, faite sur un échantillon de base de la série par Bouima (1986) a confirmé la précédente attribution.

Le Cambrien comprend à la base une centaine de mètres de grès arkosiques rouges (cb1), puis au dessus 500 à 600 mètres de grès micacés plus ou moins quartzitiques, à stratification entrecroisée (cb2). La série se termine par des bancs de quartzites à Tigillites constituant la première crête des "grès d'Ougarta". Des Lingules ont été trouvées dans les quartzites du sommet. La partie inférieure des grès, partiellement d'origine continentale, dépourvue de fossiles, est toutefois considérée comme cambrienne.

II. 2. Ordovicien (S1)

Il comprend deux complexes argilo-gréseux :

- l'ensemble argilo-gréseux inférieur (S1a) : La base est formée d'une succession de schistes micacés, de grès et de quartzites. Les épaisseurs de chaque série ne sont pas constantes. Les quartzites supérieures forment une corniche, la deuxième crête des « grès d'Ougarta ». L'épaisseur totale de l'Ordovicien inférieur est en moyenne de 150 à 200 m dans la région étudiée.
- L'ensemble argilo-gréseux supérieur (S1b) : Il est constitué d'une triple alternance d'importance inégale de schistes micacés, grès et quartzites. La série se termine aussi par une série de quartzites formant la troisième crête des grès d'Ougarta.

L'épaisseur de l'Ordovicien supérieur est estimée à 200 ou 300m en moyenne.

Globalement, les formations cambro-ordoviciennes constituent un ensemble de noyaux anticlinaux :

- dans le Guir au nord de Boudenib (frontière marocaine) et de Béchar
- dans les Monts d'Ougarta (Djebel Bou Kbhassat et anticlinaux de la Sebka el

Melah

II. 3. Silurien :

Le Silurien est constitué d'une puissante série argileuse avec des intercalations calcaires et gréseuses qui représentent la "Formation d'Ouled Ali". Le membre supérieur de cette formation est attribué au Pridoli supérieur-Lochkovien basal, c'est-à-dire que le Dévonien succède au Silurien sans discontinuité apparente (Legrand-Blain, 1985).

Dans la région étudiée, le Silurien n'affleure pas. Il est recouvert par les terrains tertiaires et quaternaires de la vallée de la Saoura. Il aurait un millier de mètres d'épaisseur. Il est constitué de schistes à graptolites, d'argiles souvent schisteuses et de quelques bancs de calcaires et de grès. Il forme un substratum imperméable pour les aquifères.

II. 4. Dévonien :

Il représente une épaisseur de 3000 m environ.

II. 4. 1. Dévonien inférieur :

Legrand (1962-1977) a proposé quatre formations qui sont les suivantes :

- Formation de Zemlet : elle est formée de siltstones micacés intercalés par des grès micacés, la puissance de la série est environ 150 m.
- Formation de Saheb El Djir : elle est essentiellement argileuse avec quelques intercalations de bancs décamétriques de calcaires à bioclastes.
- Formation de Dkhissa : contrairement aux subdivisions antérieures de Legrand (1983), la société géologique du Nord (1997) a proposé trois membres :
 - Inférieur siliceux.
 - Moyen arénacé.
 - Supérieur siliceux.
- Formation de Teferguenit : elle est principalement argilo-gréseuse avec plusieurs barres carbonatées. Cette formation est colorée par un niveau de calcaire récifal appelé banc coralligène.

II. 4. 2. Dévonien moyen:

Le Dévonien moyen correspond à la formation de Cheffar el Ahmar (Boumendjel et al, 1985 et 1997). La sédimentation débute par quelques bancs de calcaires argileux alternant avec des niveaux marneux. D'une manière générale, le Dévonien moyen correspond à un ralentissement notable des apports terrigènes et le développement de la sédimentation biochimique, relativement riche en faune, vers le sommet du Dévonien (passage Givetien-Frasnien). On note le passage d'un milieu détritique agité à un milieu peu calme, à faciès pélagique. Ce dernier correspond probablement à l'extension maximum de la mer dévonienne.

II. 4. 3. Dévonien supérieur (fig.2.3)

- Le Dévonien supérieur d'Ouarourout et de Marhouma : On peut distinguer cinq niveaux attribuables à cette formation. Les trois premiers sont constitués par une puissante série de schistes renfermant quelques passées gréseuses ou calcaires. Le quatrième niveau est représenté par des "calcaires griottes". Dans le cinquième niveau, les calcaires griottes sont marqués par la présence de clyménies.
- L'épisode lagunaire d'Ouled Bou Hadid : Cet ensemble débute par des argiles rouges à efflorescences gréseuses, vers le sommet apparaissent de fines passées de grès bruns. Cette série est attribuée au Tournaisien

II. 5. Carbonifère :

Les séries caractérisant cet étage ainsi que leurs faciès au niveau de la Saoura sont représentées sur la figure 2.3 et synthétisés sur le tableau de la planche 1 pour l'ensemble du bassin de Béchar.

II. 5.1. Les premières étapes de la transgression carbonifère :

- La série d'Hassi Zguilma (d1) : essentiellement argilo-gréseuse avec quelques bancs calcaires au dessus.

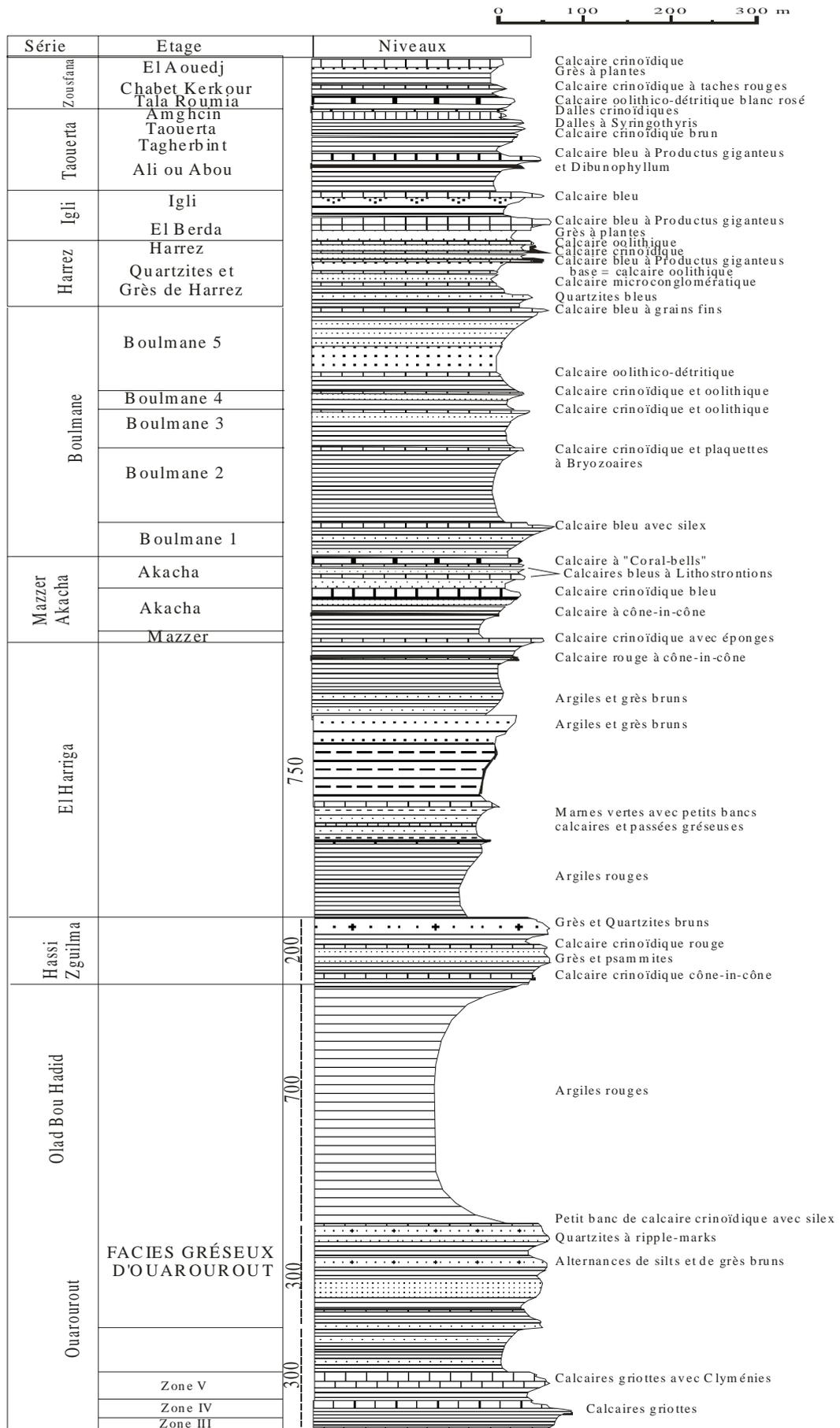


Fig.2.3. Coupe verticale de la série de la Saoura (C. Pareyn, 1961)

- La phase sublagunaire d'El Hariga (d2) : Elle est caractérisée par une sédimentation argileuse, qui comporte quelques passées calcaires ou gréseuses. Ce complexe marque la base du Viséen inférieur.

II. 5.2. Apparition progressive des faciès calcaires (Viséen Supérieur) :

- Série d'Akacha-Mazzer (d3) : essentiellement calcaire avec des grès
- Série de Boulmane (d4) : grès et calcaires avec des niveaux argileux
- Série de Harrez (d5) : débutant e par des grès marneux avec des intercalations de grès quartzitiques surmontée d'un niveau de calcaire microconglomératique rouge.

II. 5.3. Implantation définitive du régime calcaire organodétritique :

- Série d'Igli (d6) : formée essentiellement des calcaires d'El Berda et des calcaires d'Igli
- Série de Taouerta (d7) : série essentiellement calcaire
- Série de la Zousfana (d8) : grès, calcaires et argiles
- Série d'El Guelmouna (d9) : calcaires, dolomies et argiles
- Série de Djenien (d10) : constituée de deux niveaux essentiellement calcaires- Série des calcaires détritiques du Djebel Béchar : cette série débute au toit du niveau repère des calcaires dolomités à Gigantoproductus (C. Pareyn, 1961) et se termine avec les calcaires de Djenien (P. Deleau, 1951).

Au dessus des calcaires bleus du Djenien, le régime marin persiste encore. P. Deleau (1951) décrit une succession de grès à stratifications obliques d'argile à faune marine et de calcaires bioclastiques (étage local) « Kénadzien ».

Age	Séries	Stratigraphie	Profondeur (m)	Lithologie	Description géologique
NAMURIEN moyen et supérieur	TAGNANA	d ₁₁			Série des calcaires détritiques du Djebel Béchar
	DJENIEN	d ₁₀	175		Série des calcaires détritiques et périrécifaux de la Zousfana
NAMURIEN inférieur	EL GUELMOUNA	d ₉	525		
	ZOUSFANA	d ₈	150		
	TAOUERTA	d ₇	250		
VISÉEN supérieur	IGLI	d ₆	150		Série des calcaires organo-détritiques de la Saoura
	HARREZ	d ₅	200		
	BOULMANE	d ₄	750		
	AKACHA	d ₃	250		
VISÉEN inférieur	EL HARIGA	d ₂	750		Série Argilo-gréseuse de la Saoura
	HASSI ZGUILMA	d ₁	200		
TOURNAISIEN	OLAD BOU HADID		700		Faciès vaseux d'Olad Bou Hadid
STRUNIEN ?	OUAROUROUT		300		Faciès gréseux d'Ouarourout
DEVONIEN sup			300		

Pl. 1 : Succession lithostratigraphique du Carbonifère dans le bassin de Béchar
(D'après C. Pareyn, 1961)

III. Série tertiaire hamadienne :

Les formations tertiaires sont bien représentées à l'ouest de l'Oued Guir et de la Saoura, où ils forment le corps principal de la Hamada du Guir. Au nord, cette dernière repose en discordance sur les terrains Oligocènes et Crétacés (R. Lavocat, 1954) (Fig.2.4). Entre Taghit et Béni-Abbès, elle recouvre en discordance le paléozoïque. Sur la rive gauche de l'Oued Saoura, les terrains hamadiens plus ou moins érodés sont masqués par les dunes de l'Erg Occidental. Ces formations sont considérées comme azoïques, et il semble que leur âge reste à fixer dans les limites déjà précisées du Néogène. La partie inférieure de ce Néogène continental est constituée de calcaire plus ou moins marneux, et sableux, de grès à gros éléments. Viennent ensuite des grès argilo-calcaires souvent verts clairs, et à taches lie-de-vin localement désigné sous le nom de «torba».

Ces formations sont couronnées par une dalle calcaire dolomitique silicifiée localement (G. Conrad, 1968).

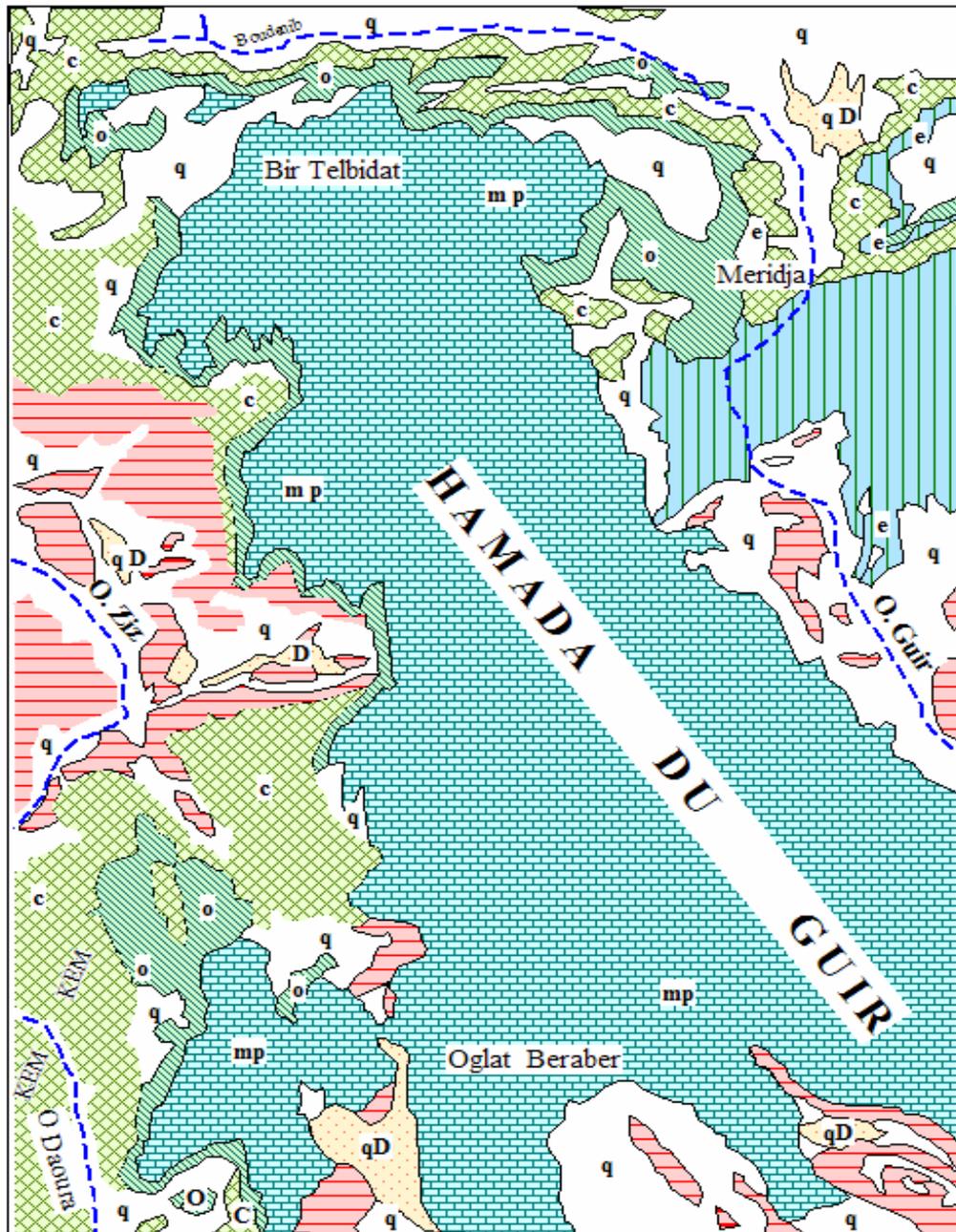
Il faut noter la présence d'une dalle hamadienne supérieure dans la partie méridionale de la Hamada du Guir. Les deux dalles sont séparées par des grès à ciment marno-calcaire.

III. 1- Définition du mot Hamada :

Hamada, mot arabe désignant un plateau tabulaire, rocheux des régions désertiques. La signification du terme Hamada est assez peu précise et traduit simplement l'état d'un plateau à peu près horizontal dont la surface est soit pleine de rocailles, soit au contraire d'éléments détritiques fins (Menchikoff, 1957).

Géomorphologues et géologues sahariens ont restreint le sens du terme en le réservant à un caractère structural respectant la sub-horizontalité et excluant toute spécificité lithologique ou stratigraphique.

La Hamada du Guir répond à toutes ces caractéristiques et se présente donc comme une vaste surface structurale décalée au piedmont de la chaîne atlasique par l'oued Guir, en continuité au Sud-Ouest avec la Hamada du Draa l'intermédiaire de la Hamada de la Daoura (Gevin et *al.*, 1975).



Echelle approximative : 1/1500 000

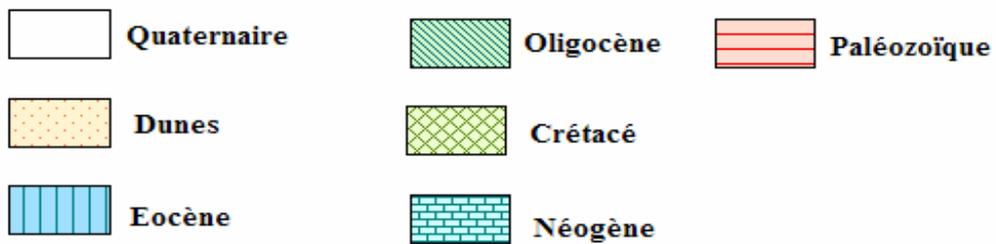


Fig. 2.4 : Le substratum de la Hamada du Guir (R. Lavocat, 1954, modifiée)

III-2- La Hamada du Guir :

La Hamada du Guir est limitée au Nord par l'Atlas Saharien (Monts des Ksour), au Sud par le faisceau de la Saoura, le faisceau de la Daoura et Erg er-Raoui, à l'Ouest par le plateau de Kem-Kem et l'anti-atlas marocain et enfin à l'Est par le bassin de Béchar et le Grand Erg Occidental (Fig. 2.4).

Les formations tertiaires hamadiennes font partie des immenses étendues «lacustres» qui s'étalent presque sans interruption depuis le Sahara Occidental jusqu'au Sud Algérien. Elles atteignent le bord Nord du massif du Yetti en formant une ceinture lacustre de 2000 km de longueur et 250 km de largeur (Choubert, 1952). Ces formations reposent en discordance sur le Paléozoïque de l'Anti-Atlas et le plateau Crétacé à l'Ouest. Au Sud, elle repose en discordance angulaire bien marquée sur le Paléozoïque des Monts d'Ougarta.

En 1952 et en 1957, H. Alimen décrivit les terrains hamadiens de Béni-Abbès puis précisa leur âge, attribuant les formations inférieures au Mio-pliocène.

III-3. Exemples de coupes :

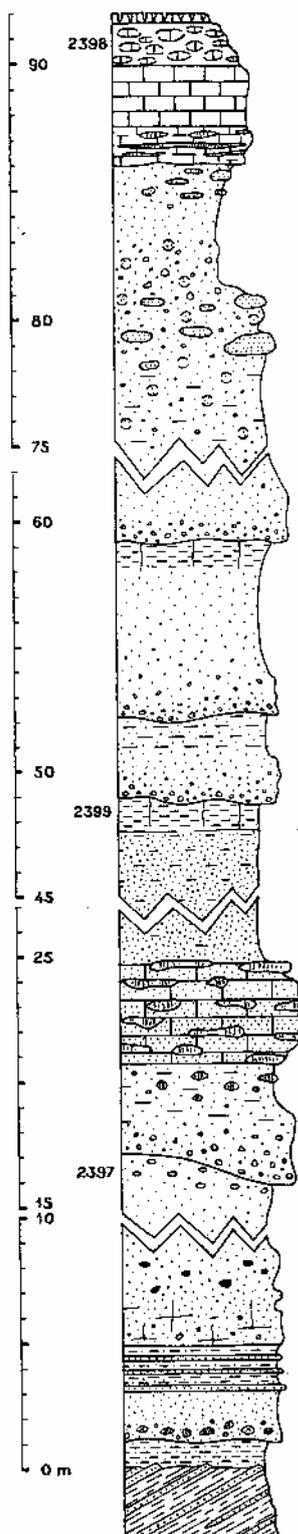
III. 3. 1. Exemple de la région d'Abadla : (Fig.2.5)

Le Néogène Continental repose directement sur le Carbonifère supérieur (Stéphanien inférieur) constitué par des marnes rouges, et des grès rouges intercalés de marnes rouges à gypses. La base du Néogène est constituée par le remaniement des marnes rouges carbonifères. A Garet el Betik, au Nord d'Abadla, le Néogène a 95m.

De bas en haut, on peut distinguer :

- une alternance de conglomérats, sables et calcaires gréseux d'une épaisseur de 20 mètres.
- Une dalle hamadienne inférieure, constituée par un calcaire gréseux
- Une vingtaine de mètres de « torba »
- Trois séquences superposées de conglomérats, sables et argiles prismatiques, et une «torba» assez détritique
- Une sédimentation sableuse microconglomératique prend de l'importance, surmontée par la dalle hamadienne supérieure.
- Un calcaire blanc qui forme la dalle hamadienne supérieure
- Une croûte quaternaire sans éléments détritiques

Ces sédiments se sont d'abord déposés dans les vallées creusées lors de la dernière phase d'érosion paléogène et ont ennoyé progressivement les reliefs paléozoïques.



Croûte zonaire, peu détritique, du Villafranchien supérieur.

Dalle hamadienne supérieure : Calcaire dolomitique, lacustre, blanc, massif, crayeux, à veines de calcite cristalline ; rubans de silice à la base ; zone noduleuse au sommet.

Sable blanc, rubéfié en surface, à nodules silicifiés au sommet.

Conglomérat terreux, à graviers et galets, à points grésifiés et taches d'oxydation.

Torba blanche, à graviers, présentant un début de silicification par points ; les miches à ciment siliceux augmentent au sommet.

Torba truitée, ocre et blanche, sableuse (sable grossier, gravillons de quartz et de grès).

Torba conglomératique, à graviers de grès patinés.

Argilite à débit prismatique.

Sable blanc.

Torba blanche, alvéolaire, conglomératique à la base.

Grès passant au sommet à une argilite gréseuse.

Sable conglomératique, à graviers et galets.

Argilite rouge, prismatique.

Torba massive, assez argileuse, rouge.

Torba blanche.

Dalle hamadienne inférieure : calcaire dolomitique, gréseux, blanc, à rognons et bancs discontinus de silex.

Torba blanche, à silicifications naissantes et taches d'hématite.

Conglomérat à ciment gréseux, à galets de grès et de quartz, et gravillons siliceux, anguleux, correspondant à la calcédoine du niveau sous-jacent, remaniée.

Calcaire dolomitique, gréseux ; nodules à ciment de calcédoine au sommet.

Sable blanc, rubéfié en surface, plus consolidé à la base, à passées de galets patinés.

Alternance de bancs de sable grésifié, rouge, et de zones argilo-sableuses.

Conglomérat de base du Néogène : grès rouge, à galets de Paléozoïque et fragments de silex, ravinant une argilite rouge.

Zone d'altération des argilites et grès rouges, stéphaniens s'étendant sur 15 m d'épaisseur.

Fig.2.5. Coupe du Néogène à Garet-el-Betik au Nord d'Abadla (G. Conrad, 1969)

III. 3. 2. Région de Béni Abbès : (fig.2.6)

- Coupe de Gara Diba : Située sur la rive droite de la Saoura, à quelques centaines de mètres de la palmeraie de Béni Abbès, il s'agit d'une butte témoin du Néogène reposant sur les schistes dévoniens.

On observe de bas en haut :

- des argiles dévoniennes altérées de couleur chocolat
- une lentille de grès durs conglomératiques
- des sables éolisés à stratification entrecroisée
- une dizaine de mètres de "torba" présentant à mi-hauteur un niveau de silex
- Trois bancs de calcaire diversement silicifiés, séparés par deux bancs de grès calcaire, l'ensemble de ces bancs forme la dalle hamadienne inférieure, qui présente à sa partie inférieure une zone caverneuse à nombreux chenaux de dissolution.

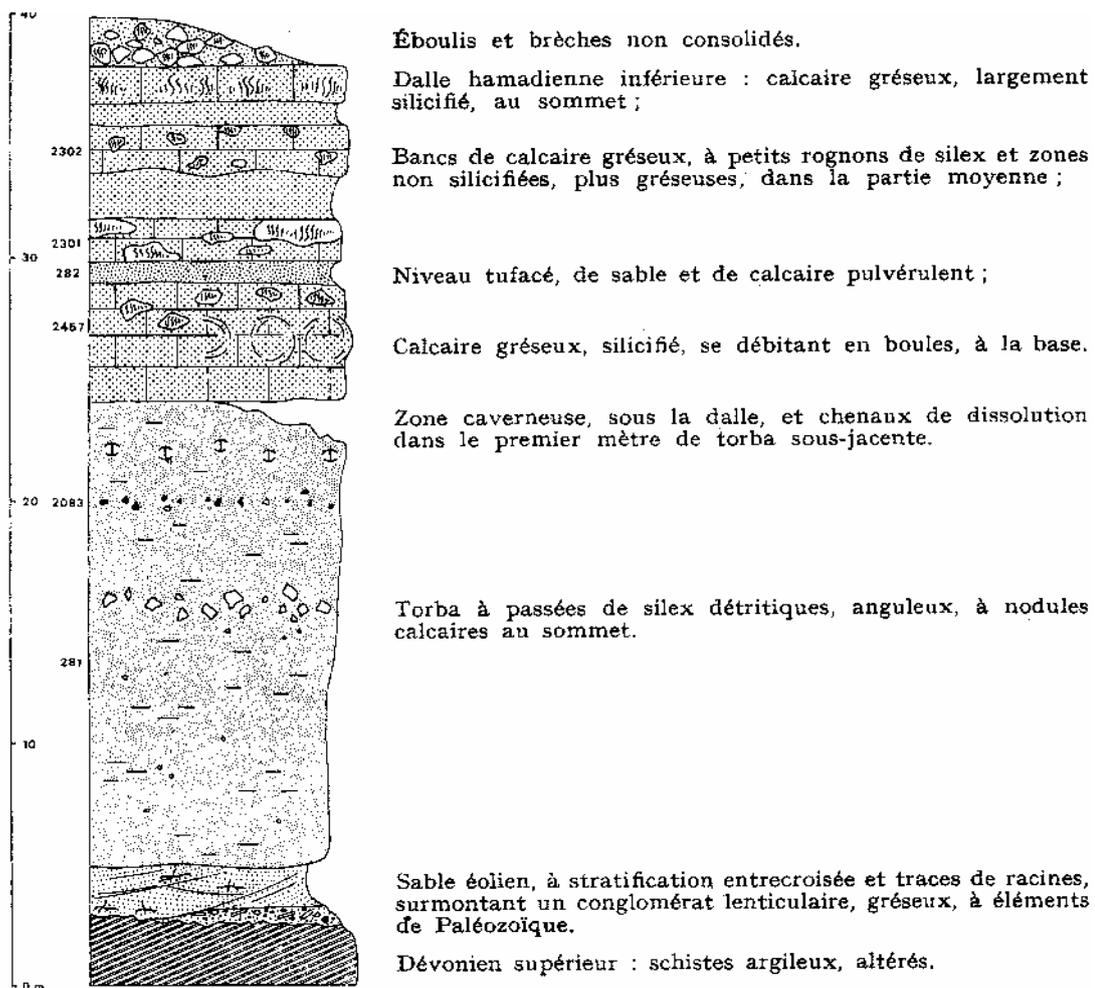


Fig.2.6. Coupe de la Gara Diba (Béni-Abbès) (G. Conrad, 1969)

IV- Série Quaternaire :

Introduction :

Les formations quaternaires occupent de très grande surfaces ; elles constituent principalement le sommet de la Petite Hamada, des terrasses alluviales étagées, des encroûtements calcaires plus ou moins silicifiés des Ergs, des alluvions récentes d'oueds et de Sebkhass (fig.2.7) et (tab.2.1).

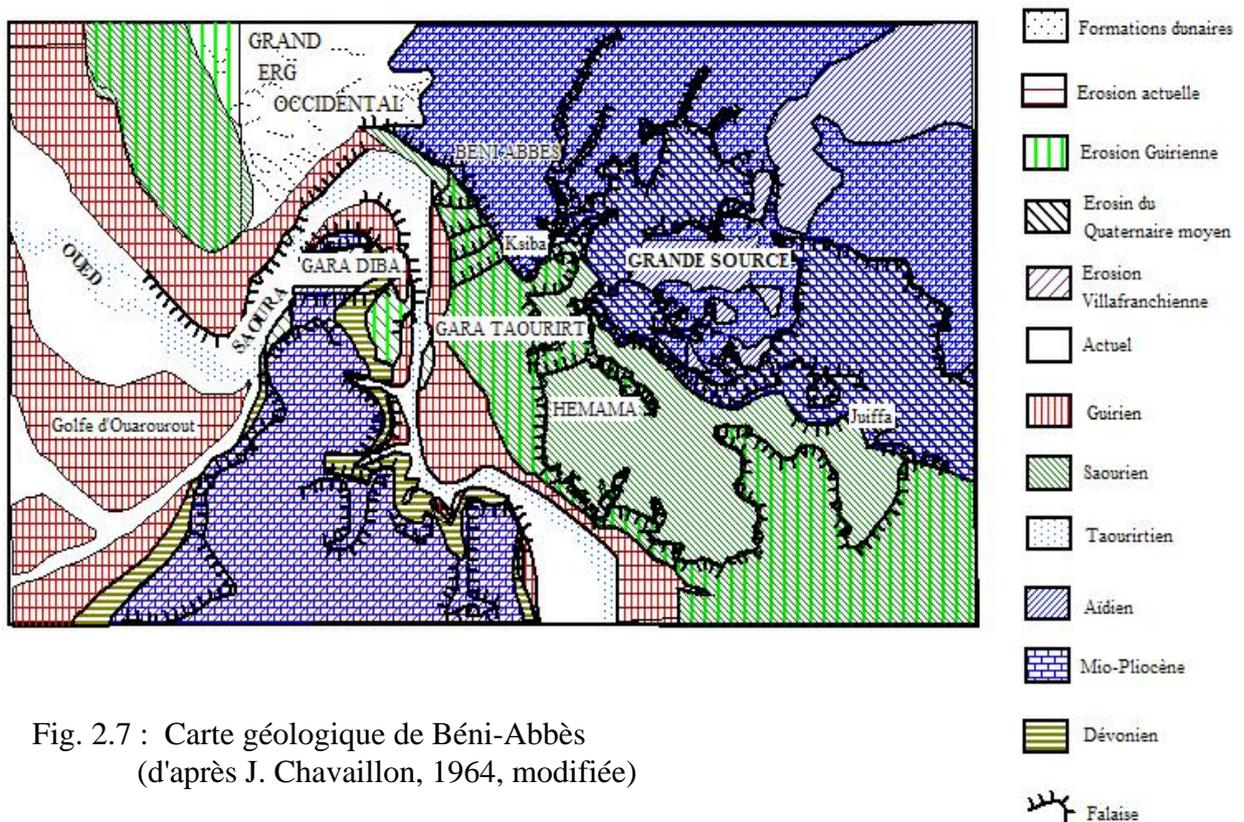


Fig. 2.7 : Carte géologique de Béni-Abbès
(d'après J. Chavaillon, 1964, modifiée)

Les premiers évènements des temps quaternaires se présentent, dans l'histoire géologique du Sahara, sous un aspect négatif, puisqu'ils se traduisent par la démolition des terrains hamadiens, et des crêtes de Djebels. Parallèlement, on observe vers le Sud un amoncellement de galets, graviers et sables, transportés par les cours d'eaux.

Ce cycle érosion-sédimentation est régi par les variations climatiques, pluviales-arides, qui se sont développées durant le Quaternaire.

Les matériaux accumulés au cours de ces pluviaux anciens proviennent essentiellement des formations détritiques, antérieures aux sédiments de la Hamada Mio-Pliocène, et sans doute aussi des autres Hamadas tertiaires et crétacés du Nord.

	H. Alimen 1951	H. Alimen 1956 a J. Chavaillon 1956 b	J&N. Chavaillon 1957 a H. Alimen 1957 b	H. Alimen J. Chavaillon G. Conrad 1959	H. Chavaillon 1960	Cycles sédimentaires J. Chavaillon 1961	G. Conrad 1969	
Quaternaire récent	Aride 2 ^{ème} phase humide Q ² 3 ^{ème} pluvial (Phase humide) Q ^{1b-c}	Dernières phases humides Q ²	2 ^{ème} phase humide Q ^{2b} Dernier humide Q ^{2a}	Actuel Guirien Aride post- Saourien	----- ----- ----- -----	Actuel } Guirien	q3b	Holocène Actuel
1 ^{er} Pluvial Q ¹	2 ^{ème} Pluvial Q.b	2 ^{ème} Pluvial	----- -----	Ougartien S.S. Taourirtien	q2	Pléistocène Moyen		
							Néogène	1 ^{er} Pluvial Q.a
Néogène	Pliocène final ou Quaternaire ancien	Pluvial Villafranchien	----- ----- ----- ----- ----- -----	Taourirtien	q1b pq1a = pv	Villafranchien Supérieur Plio- Villafranchien		
							Néogène	Pliocène final ou Quaternaire ancien

Tableau 2.1 : Nomenclature des auteurs sur les différentes formations quaternaires du Sahara Nord Occidental.

Au début du Quaternaire, le ruissellement en nappe a intéressé tout le Sahara Nord Occidental ; on peut raisonnablement penser que, dès cette époque, un chenal de drainage s'était établi sur un trajet plus ou moins voisin de l'actuel. Dès le Villafranchien Supérieur, l'écoulement est canalisé selon le trajet : Guir-Saoura-Messaoud.

IV. 1. Plio-Villafranchien : pq_{1a} = Aïdien (terrasses anciennes) (fig.2.8)

L' Aïdien ou Villafranchien inférieur et le Mazzérien ou Villafranchien Supérieur sont deux longues périodes, caractérisées chacune par deux grands pluviaux (tab.2.1).

Aux dépôts Mio-Pliocènes succède une phase de déformation qui soulève le nord de la Hamada du Guir pendant le Pliocène. Cette hypothèse rend compte du profil Nord-Sud concave de la Hamada et de l'existence au Nord d'Igli d'une série détritique emboîtée dans l'ensemble Mio-Pliocène, l'abondance de matériaux ne pouvant être expliquée que par l'effet d'une reprise de l'érosion ; ces formations ont un âge compris entre le Pliocène inférieur ou moyen et le Villafranchien supérieur.

Sur la rive gauche de la Saoura et à Mazzer se développent "les sables et les grès de Mazzer" (H. Schoeller, 1945), couronnés par un niveau calcaire. Ils forment l'unité Plio-Villafranchienne d'une puissance de 40 m et connue sous le nom du "Golfe de Mazzer", l'ensemble repose en discordance sur le Néogène.

La présence de dépôt d'âge villafranchien inférieur (Aïdien) à Béni-Abbès (fig.2.7) fut signalé pour la première fois par H. Alimen (1957), ces dépôts ne sont que rarement représentés, bien qu'ils couronnent les terrains pliocènes et apparaissent au sommet du Rokna de Béni-Abbès, à l'emplacement de l'aérodrome ainsi qu'à l'Est de l'Ermitage du Père Charles De Foucault. H. Alimen les décrit à la Gara Diba et sont près du Chaâba de la piste de Béchar (fig. 8), la puissance des terrains aïdiens est d'environ 12 m.

De haut en bas, on a : (fig. 2.8)

Aïdien IIb :

- Croûte grèsocalcaire brune (calcaire gréseux à nodules calcaires)
- Calcaire lacustre gris-brun.

Aïdien IIa :

- Sables marneux
- Brèche de blocs de silex brun-noir pris dans un ciment gréseux gris-clair.

Aïdien I :

-Sables quartzeux enrobés de calcaire pulvérulent, recouvrant la dalle siliceuse pliocène.

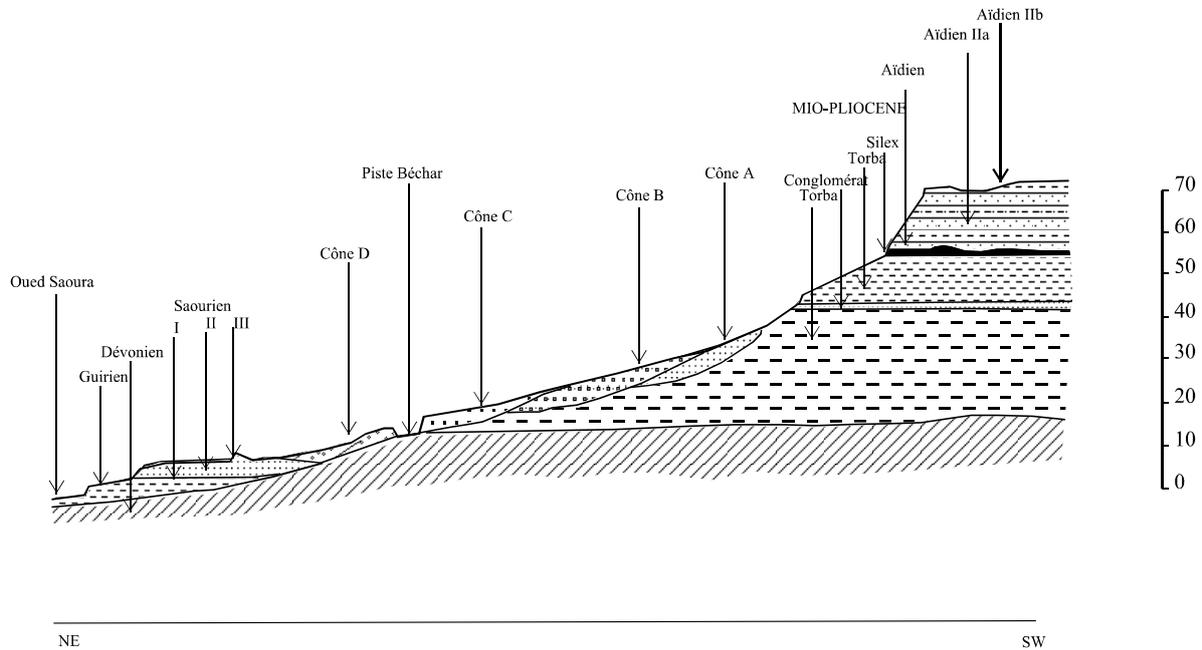


Fig. 2.8 : Coupe à travers la vallée de la Saoura, à Béni-Abbès, du chaaba de la piste Béchar-Adrar au radier de l'Oued Saoura. Formations hamadiennes, aïdiennes et saouriennes ainsi que quatre séries de cônes d'épandage : Cône A (Ougartien), Cônes C et D (Guirien). (in Roche, 1973)

IV. 2. Villafranchien Supérieur : q_{1b} = Mazzérien (Fig. 2.9)

Au cours du Pluvial-Villafranchien supérieur qui semble s'être développé sur une longue période, s'organise un réseau hydrographique présentant un aspect proche de l'actuel. Dans la Haute Saoura, les terrains du Villafranchien supérieur sont essentiellement des conglomérats et des sables où s'intercalent les premières industries préhistoriques : c'est la "haute terrasse de Mazzer"

IV. 3. Pléistocène Moyen q_2

Après une période de désertification, une révolution climatique plus modeste se réalise au Quaternaire moyen, avec formation d'encroûtements calcaires. Ce cycle a été

subdivisé en deux périodes : Taourirtien et Ougartien (H. Alimen, J. Chavaillon, G. Conrad, 1959).

Les formations décrites ci-dessus sont rarement présentes dans la région de Béni Abbès, seul le pléistocène supérieur est bien développé dans ce secteur.

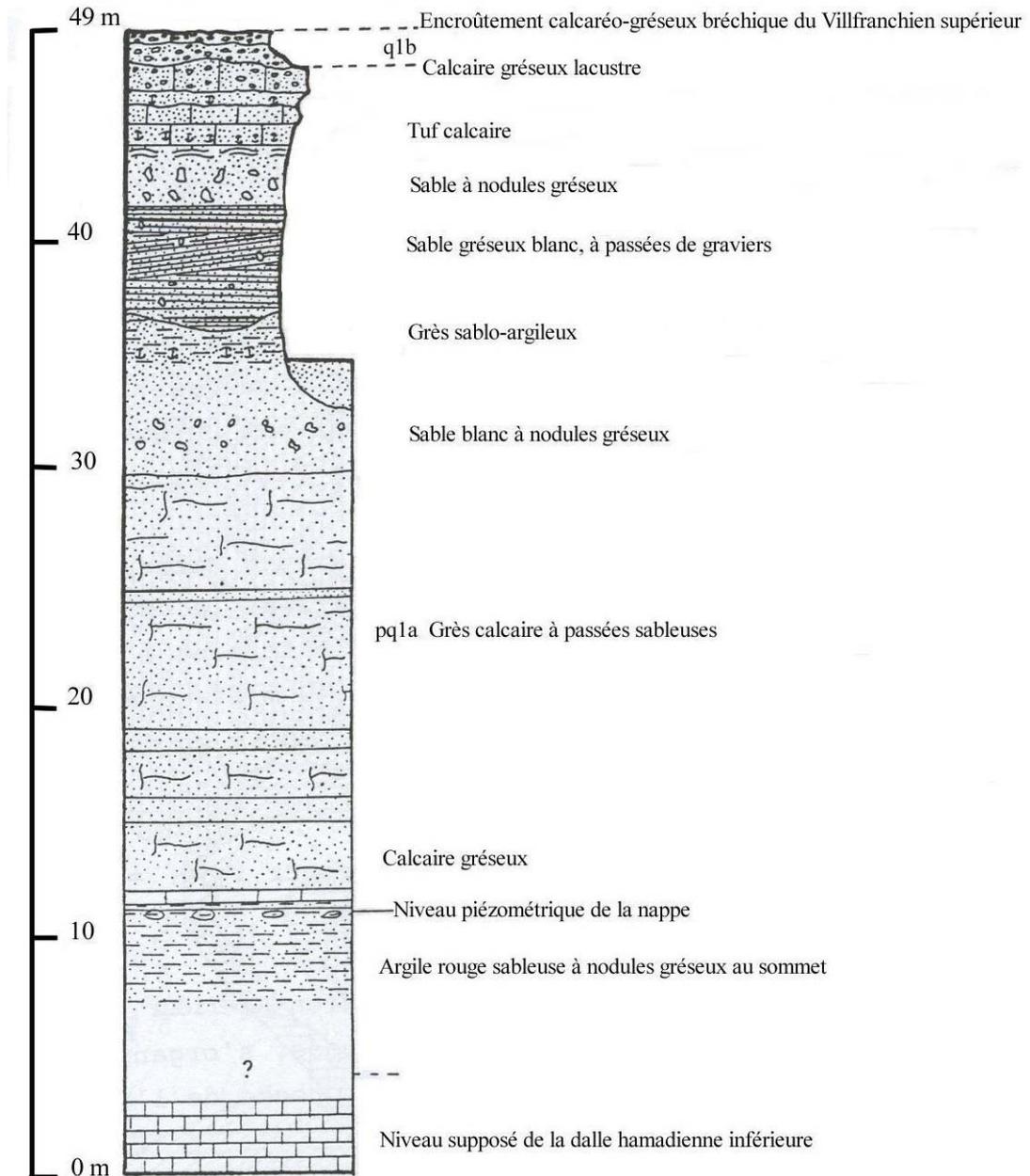


Fig.2.9 : Coupe du Plio-Villafranchien et Villafranchien supérieur de Mazzer à Hassi Ali (d'après G. Conrad, 1969)

IV. 4. Pléistocène Supérieur q_{3a} = Saourien (terrasses moyennes)

Au "Dernier Pluvial Saharien" daté entre 38000 et 12000 ans B.C. (before Christ), il ya une forte érosion suivie d'une importante sédimentation sableuse, ces sables rarement consolidés, alternent avec des formations marno-sableuses, de couleur très variable, depuis le gris-blanc jusqu'au rouge-brun.

A Béni-Abbès, les dépôts saouriens se développent en rive gauche en contrebas de la falaise hamadienne, sur une épaisseur de 20m. Plus au Sud, une coupe a été décrite en aval de Béni Abbès, à Hemama (Fig. 2.10), ce sont de bas en haut :

Saourien I : constitué de sables. A la base, sables fluvio-éoliens, au sommet, sables nettement éoliens.

Saourien II : Ce sont des marnes sableuses, ou non, avec quelques niveaux charbonneux. Les sables peuvent parfois être remplacés par des cailloutis.

Saourien III : Sédimentation assez variée. Il s'agit de sables éoliens ou éolo-fluviatiles.

Saourien IV : Cette période se caractérise par une sédimentation lacustre. Ce sont des marnes, des travertins, des tufs à végétaux, des croûtes calcaires, mais également des sables, parfois fluviatiles très souvent éoliens.

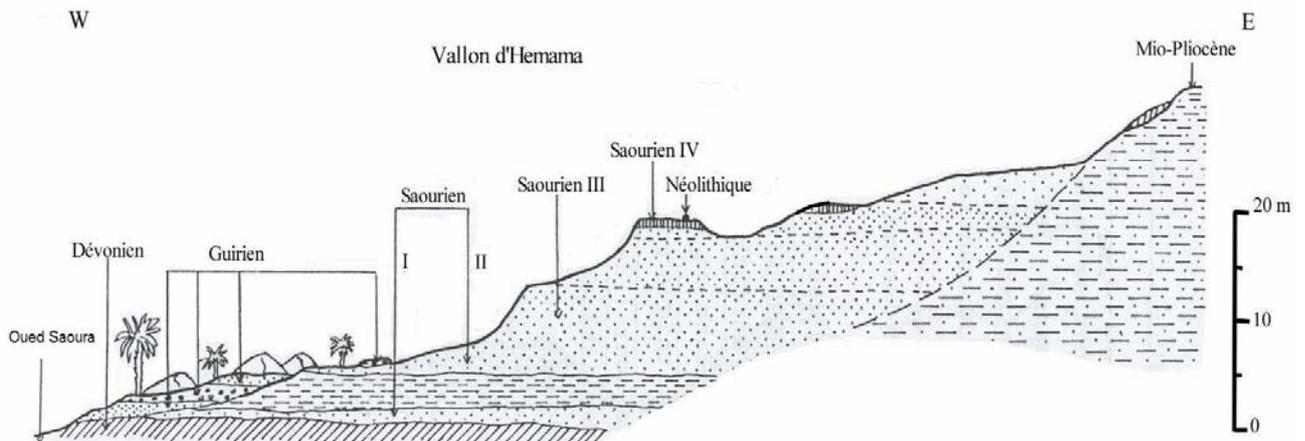


Fig. 2.10 : Coupe à travers la vallée de la Saoura, à Hemama près de Béni-Abbès montrant les terrasses saouriennes de la rive gauche (J. Chavaillon, 1964)

IV. 5. Holocène q_{3b} = Guirien (terrasse supérieure)

A l'Holocène, des conditions climatiques arides s'installent sur le Sahara septentrional pendant quelques millénaires, et favorisent l'édification des grands ergs sous leur forme massive ; cependant un bref changement climatique qualifié d'"Humide Néolithique" favorisera la formation de sédiments lacustres, ce sont des sols noirs et des marnes blanches à industries néolithiques datés entre 6500 et 4000 ans B.C.

Les sédiments guiriens se différencient des sédiments saouriens par deux caractères : La coloration systématique des sables et marnes en brun, brun-rouge et orangé, et la faible puissance de ces dépôts (5 à 6 m en moyenne et 8 à 9 m exceptionnellement).

La terrasse guirienne apparaît comme une très basse terrasse :

Ses alluvions sableuses et marneuses, rarement consolidées furent très vulnérables et le plus souvent ont été détruites par l'érosion éolienne et fluviale. Cependant ces alluvions se distinguent fort bien de celles de la terrasse saourienne.

Les sédiments guiriens se sont déposés après le surcreusement de la terrasse saourienne ; il s'ensuit que la terrasse guirienne est généralement emboîtée dans la terrasse saourienne ; cependant lorsque l'érosion guirienne a été particulièrement faible, les alluvions guiriennes peuvent recouvrir les niveaux supérieurs et moyens de la terrasse saourienne.

La coupe établie à travers la vallée de la Saoura, à Hemama (Fig. 2.11), près de Béni-Abbès, montre la succession stratigraphique de la terrasse guirienne, constituée de bas en haut par :

- 0.30 à 0.60 m : sables et graviers
- 0.30 à 0.50 m : cailloutis et graviers
- 1.10 m : sables à stratification entrecroisée, marnes sableuses, sables
- 0.60 m : cailloutis
- 1.5 à 3.0 m : sables bruns
- 1.0 m : Marnes grises et noires, avec foyers d'industrie lithique et poterie.

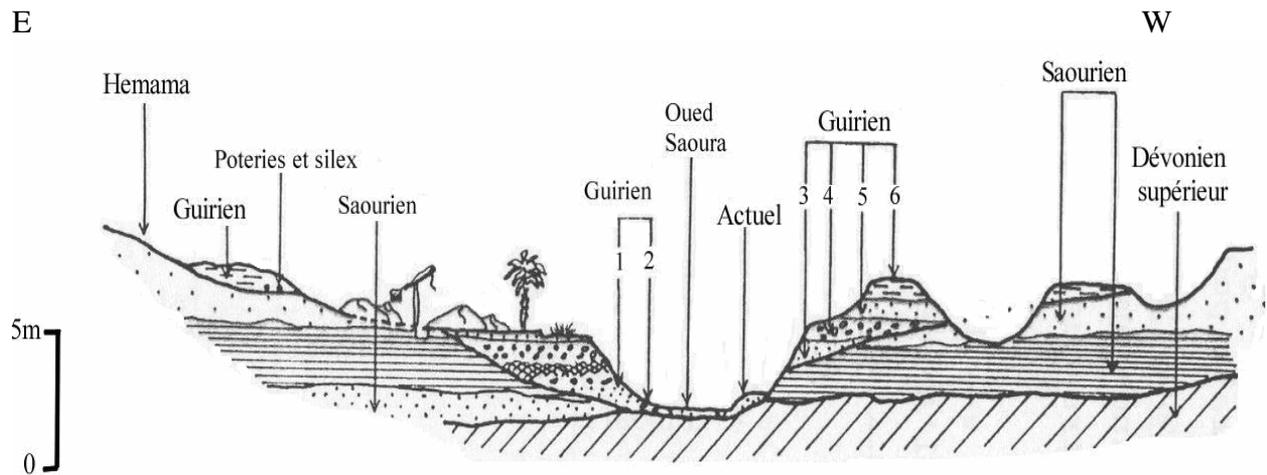


Fig. 2.11 : Coupe à travers la vallée de la Saoura à Hemama, près de Béni-Abbès, montrant les terrasses guiriennes (J. Chavaillon, 1964)

IV. 6. L'âge du Grand Erg Occidental

Le Grand Erg Occidental est la forme d'accumulation sableuse la plus massive et la plus impénétrable que l'on puisse rencontrer au Sahara Algérien. Sa formation serait postérieure au Mazzérien ; plus précisément, l'Erg se serait développé au cours des cycles ougartien, saourien et guirien.

Les dunes du Grand Erg recouvrent actuellement la majeure partie des terrains fluvio-lacustres mazzériens. Au cours du cycle saourien, il dut en être autrement puisque les sables de la terrasse saourienne proviennent des formations mazzériennes du substratum de l'Erg. On pense donc que les dunes de l'Erg qui actuellement envahissent les nombreuses dépressions creusées dans les terrains mazzériens, sont d'un âge relativement récent (guirien ou subactuel).

Au cours du cycle saourien, le Grand Erg devait exister, mais sans doute sous une autre forme que l'actuelle. Peut être s'agissait-il de petits massifs redressés, mais dispersés. La massivité de l'Erg n'aurait été acquise que bien plus tard, après la période guirienne. Le Grand Erg que nous connaissons, avec ses hautes dunes bordières et sa muraille de sable, est un paysage jeune.

B- CONTEXTE STRUCTURAL

Le Sahara constitue la partie septentrionale de la plate-forme africaine. C'est une région considérée comme stable depuis le Mésozoïque. Avant cette période, les derniers plissements de quelque vigueur sont hercyniens et parmi les orogènes, seuls ceux du Précambrien ont provoqué une tectonique véritablement complexe avec nappes. La série marine, crétacé et éocène, du Sahara n'est affectée que de légères déformations à grand rayon de courbure et elle repose sur un Continental intercalaire généralement horizontal bien que des déformations ou des plissements l'affectent localement (région d'In-Rhar, au Tidikelt), mais il s'agit souvent du rejeu d'anciens accidents profonds du socle.

En ce qui concerne la région d'étude, seules les déformations qui affectent les terrains quaternaires entrent dans le cadre de la Néotectonique. Au Nord du Sahara, la sédimentation néogène des hamadas se réalise sur des séries crétacée, éocène et oligocène, qui sont plissées et plus ou moins érodées. Une discordance intra-néogène a été mise en évidence tout à fait au Nord de la Hamada du Guir. Toute la série est elle-même déformée au niveau de l'accident sud-atlasique. Dans l'ensemble, les plissements et les accidents atlasiques affectant la zone marginale, septentrionale, de la plate-forme sont vigoureux et leur intensité décroît rapidement vers le sud (G. Conrad, 1969).

Les Monts d'Ougarta font partie intégrante de la marge orientale du Craton Ouest Africain (Fig. 2.12); la structure plissée qui marque ces chaînes est le produit des mouvements hercyniens. R. Lavocat (1949) distingue dans la hamada de Boudnib (confins algéro-marocains) un système de synclinaux d'orientation Est-Ouest, qui a affecté le sommet par des légers plissements représentés par des pendages compris entre 10° et 20° dans certains endroits, tandis que la Hamada du Guir aurait subi un mouvement de déformations avec exhaussement de l'extrémité septentrionale traduit par le profil longitudinal de la dalle hamadienne qui s'incurve du Nord vers le Sud.

Une décroissance de l'épaisseur de la Hamada du Guir est notable de l'Atlas Saharien (plusieurs centaines de mètres) jusqu'à Béni-Abbès où elle atteint quelques dizaines de mètres dans la région d'Ougarta.

I. Plis :

Il s'agit de plis coiffés, à grands rayons de courbures associés à un système de diaclases longitudinaux et transversaux, on distingue deux directions de plissements :

- la première est orientée Nord Ouest- Sud Est.
- la deuxième est orientée Est- Ouest.

Les plis sont déposés en "rides et bassins" dans le centre du faisceau de la Saoura (fig. 2.12).

II. Failles :

On distingue, selon chaque direction, trois grandes catégories de failles (fig. 2.12) :

- Celles orientées vers le Sud Ouest-Nord Est ($N45^{\circ}$ à $N60^{\circ}$), formant une bande de 250 km depuis la Daoura jusqu'à la région de Béchar.
- Celles orientées vers le Sud Est-Nord Ouest ($N30^{\circ}$ à $N40^{\circ}$) qui sont à l'origine de l'orientation des plis des chaînes de l'Ougarta.
- Et enfin, les failles orientées dans la direction Est-Ouest ($N90^{\circ}$ à $N100^{\circ}$), et qui sont synchrones aux précédentes (fin Paléozoïque).

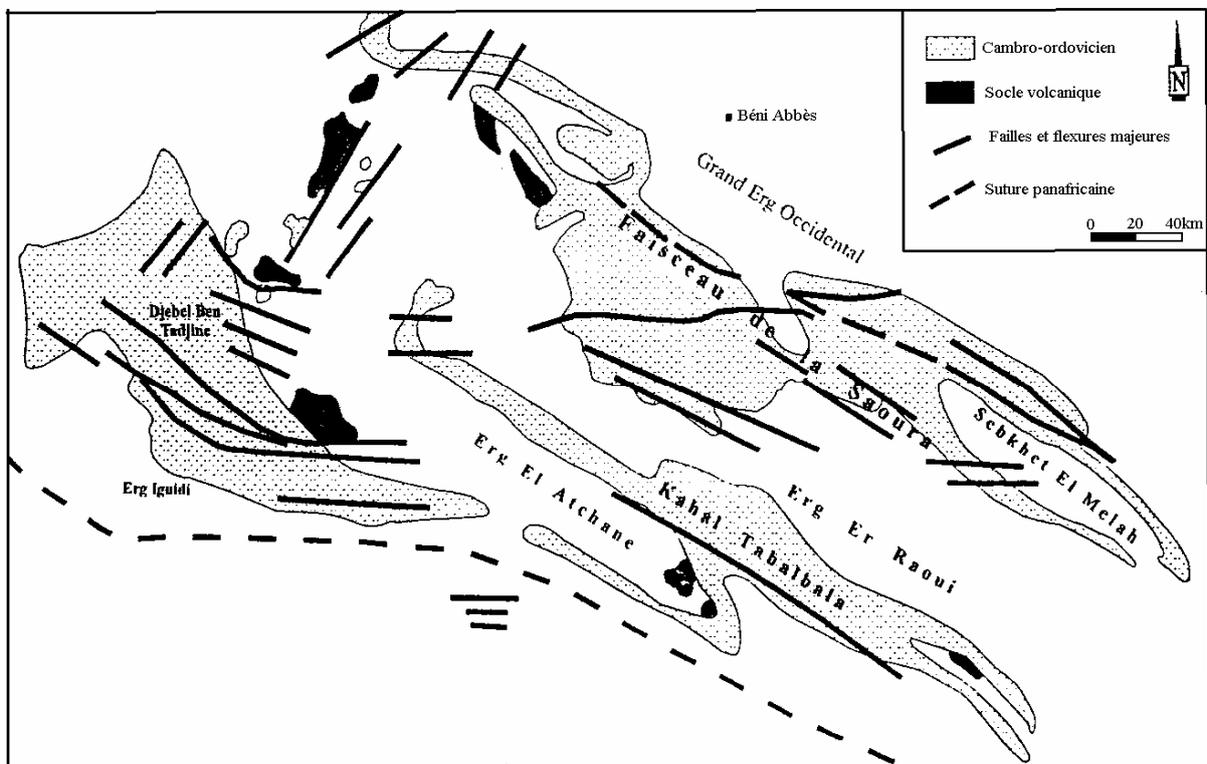


Fig. 2.12 : Aperçu structural des monts d'Ougarta (In Aït Kaci, 1990)

C- DIVERS PAYSAGES ACTUELS DU SAHARA OCCIDENTAL

Le vaste territoire étudié par G. Conrad en 1969, s'étend depuis la zone subaride du piedmont atlasique jusqu'au Tanezrouft hyperaride, et il couvre une surface aux paysages variés, d'environ 500.000 km². Ces paysages sont, dans la partie septentrionale, ceux des hamadas calcaireo-gréseuses, supportant les grands ergs massifs, et dans le Sud, un paysage de Ghours, cloisonnés en couloirs parallèles par les cordons dunaires orientés sensiblement du Nord Est au Sud Ouest de l'Erg Chech.

Les Monts d'Ougarta et le Kahel de Tabelbala, reliefs hercyniens en partie arasés, représentent une unité géographique autonome.

I. Les Ergs :

Toutes les nuances existent entre le simple voile sableux et les dunes massives constituées en ergs (Fig.2.13). Le Grand Erg Occidental est la forme d'accumulation sableuse la plus massive et la plus impénétrable ; les ergs Er-Raoui et Iguidi sont des édifices moins massifs, malgré une tendance encore marquée à la coalescence des cordons dunaires, et ils ont une structure intermédiaire entre celle de l'Erg Chech, formé de cordons parallèles, séparés par des couloirs rocheux, et celles du Grand Erg Occidental, où le substratum apparaît rarement.

Dans le Sahara Nord Occidental, les ergs abritent une végétation permanente, adaptée, et une végétation éphémère, "l'aâchab" dont l'existence et la densité sont directement fonction des précipitations.

J. Dubief (1952) a fort bien montré l'existence actuelle de quatre types d'ergs d'âges différents :

- a) de jeunes ergs en cours de développement.
- b) des ergs adultes relativement stables, formés et modelés sous un régime climatique différent de celui de nos jours; ils se trouvent sur le Grand Erg Oriental, le Grand Erg Occidental et l'Erg Er-Raoui.
- c) des ergs très anciens en voie de disparition par déflation de sable et son transport à d'autres régions, tel serait le cas de l'Erg Chech.
- d) des ergs dont le développement a été brusquement arrêté et le modèle stabilisé par une amélioration rapide du climat. Le type en serait les ergs morts du Soudan.

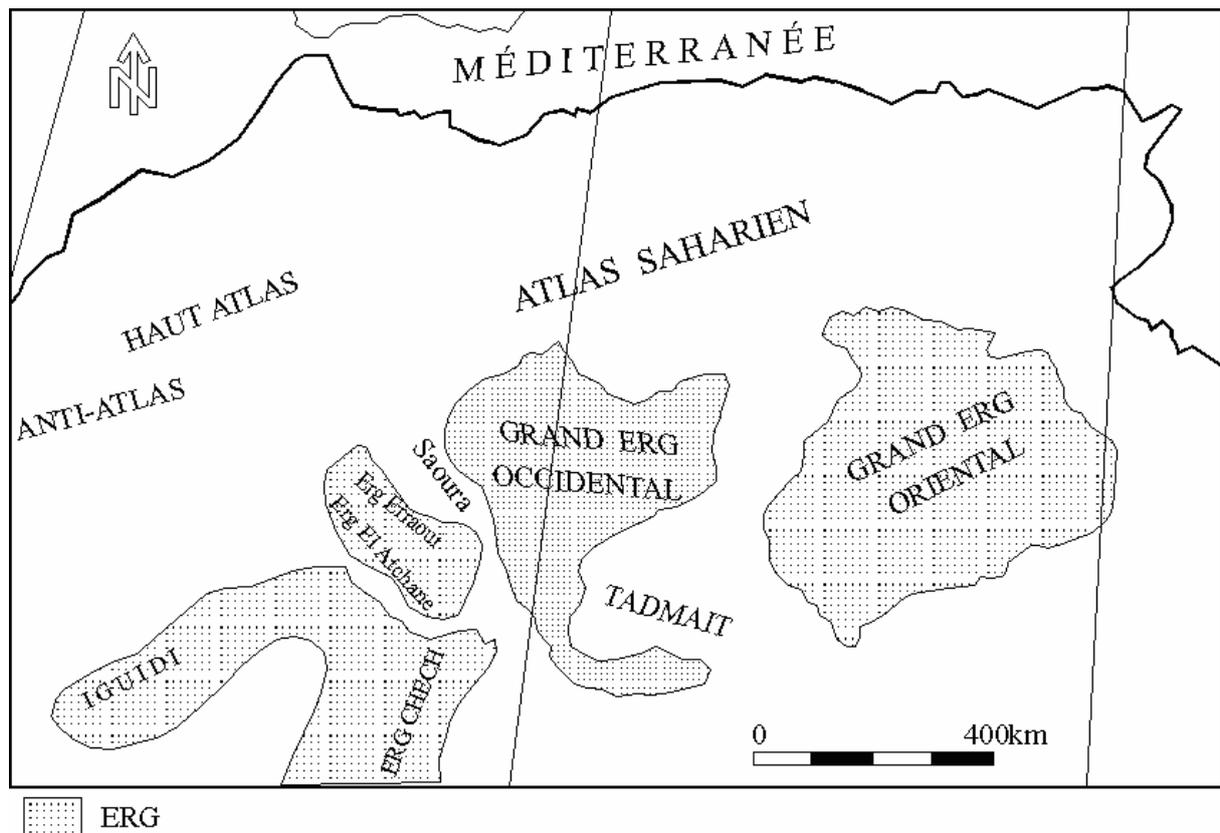


Fig.2.13. Situation des différents Ergs

II. Les Regs :

Les regs sont des surfaces sensiblement horizontales, recouvertes de débris généralement éolisés, à granulométrie variable. Le plus spectaculaire exemple de reg est certainement celui du Tanezrouft qui s'étend depuis le sud de Reggane jusqu'à l'Adrar des Iforas, juxte l'Ahnet et le Hoggar à l'Est, et se confond avec les sables de l'Erg Chech à l'Ouest. Il existe également un peu partout des regs de dimensions plus modestes, sur les surfaces lithologique variées à tel point que l'on peut considérer le reg comme le type morphologique le plus fréquent au Sahara ; les regs sont appelés "serirs" au Nord Est du Hoggar et au Nord du Tibesti.

La granulométrie des regs est variable, mais elle correspond dans chaque cas à un équilibre entre l'ablation et l'apport éoliens. A la surface du reg, il y a des éléments figurés graveleux ou cailloutis plus abondants, qui protègent un substratum en général sableux ou alluvial et de texture plus fine.

III. Les Hamadas du Sahara Nord Occidental :

A la surface des hamadas tertiaires, calcaréo-gréseuses, du Sahara Nord Occidental, un paysage varié est colonisé par une végétation permanente, essentiellement concentrée dans les Daïas et le long des vallées sèches qui relient des dépressions. Une végétation éphémère, à large répartition, est liée, comme partout au Sahara, à l'existence de précipitations. Au Sud, le plateau du Tidikelt d'âge Crétacé Inférieur, ne présente pas ces caractères à cause de sa nature lithologique argileuse et plus gréseuse différente.

IV. Les vallées et les sebkhas :

Bien que rarement parcourues par les crues, les vallées des grands oueds et leurs oueds abritent, sauf dans les territoires très arides, une végétation permanente, due à la persistance d'un inféro-flux, au sein des alluvions. Les Sebkhas, qui jalonnent le réseau hydrographique, sont lieu d'élection d'une végétation qui peut se maintenir grâce à l'existence d'une nappe salée à faible profondeur. Ces grands couloirs de végétation, en particulier celui de la Saoura et le Messaoud ont du jouer, à toutes les époques du Quaternaire, un rôle essentiel dans les déplacements humains.

V. Les Daïas :

Les Daïas sont des formes karstiques, élaborées sur les plateaux calcaires des hamadas du Sahara septentrional, pendant les périodes pluviales plio-quaternaires. La morphologie des Daïas du Sahara Nord Occidental se révèle assez complexe dont le détail de cette complexité tient à deux séries de facteurs qui n'ont pas de lieu formel, d'une part la nature sédimentaire variée des assises constituant les plateaux calcaires sur lesquels se développent les Daïas, et d'autre part, la durée des actions karstiques qui se sont produites aux différentes époques qui ont cumulé leurs effets, de manière plus ou moins intense selon l'âge des surfaces. Il y a en effet des Daïas anciennes, qui ont évolués dès la fin de la sédimentation néogène, et de jeunes Daïas, établies sur la surface calcaire des petites Hamadas, dont l'histoire est postérieure au Villafranchien Supérieur.

D- CONCLUSION :

La géologie de la région étudiée est essentiellement formée d'un substratum constitué d'assises paléozoïques. Le socle précambrien, affleurant à Sebkhath el Melah, est recouvert en discordance par le Primaire des Chaînes d'Ougarta, en partie d'origine continentale. Plus au Nord, ce sont les dépôts lacustres du Néogène de la Hamada du Guir qui lui servent de couverture.

Dans la région de Béni Abbès, au Sud du Km 30, le Plio-Villafranchien représente seulement la base de la Petite Hamada, la partie supérieure étant du villafranchien supérieur, ces terrains reposent en discordance sur le primaire, dont ils comblent les vallées paléogènes et sont recouverts par le Grand Erg Occidental à l'Est de la vallée de la Saoura.

Les formations quaternaires occupent de très grandes surfaces à l'échelle de la région. Ce Quaternaire est marqué par l'existence de terrasses alluviales, emboîtées les unes dans les autres : ce sont les terrasses anciennes du Villafranchien, les terrasses moyennes du Saourien (Pléistocène supérieur) et les terrasses supérieures du Guirien (Holocène).

Afin de mieux résumer la stratigraphie du Sahara Nord Occidental, nous avons représenté les principales formations avec leurs âges sur le log schématique de la figure 2. 14.

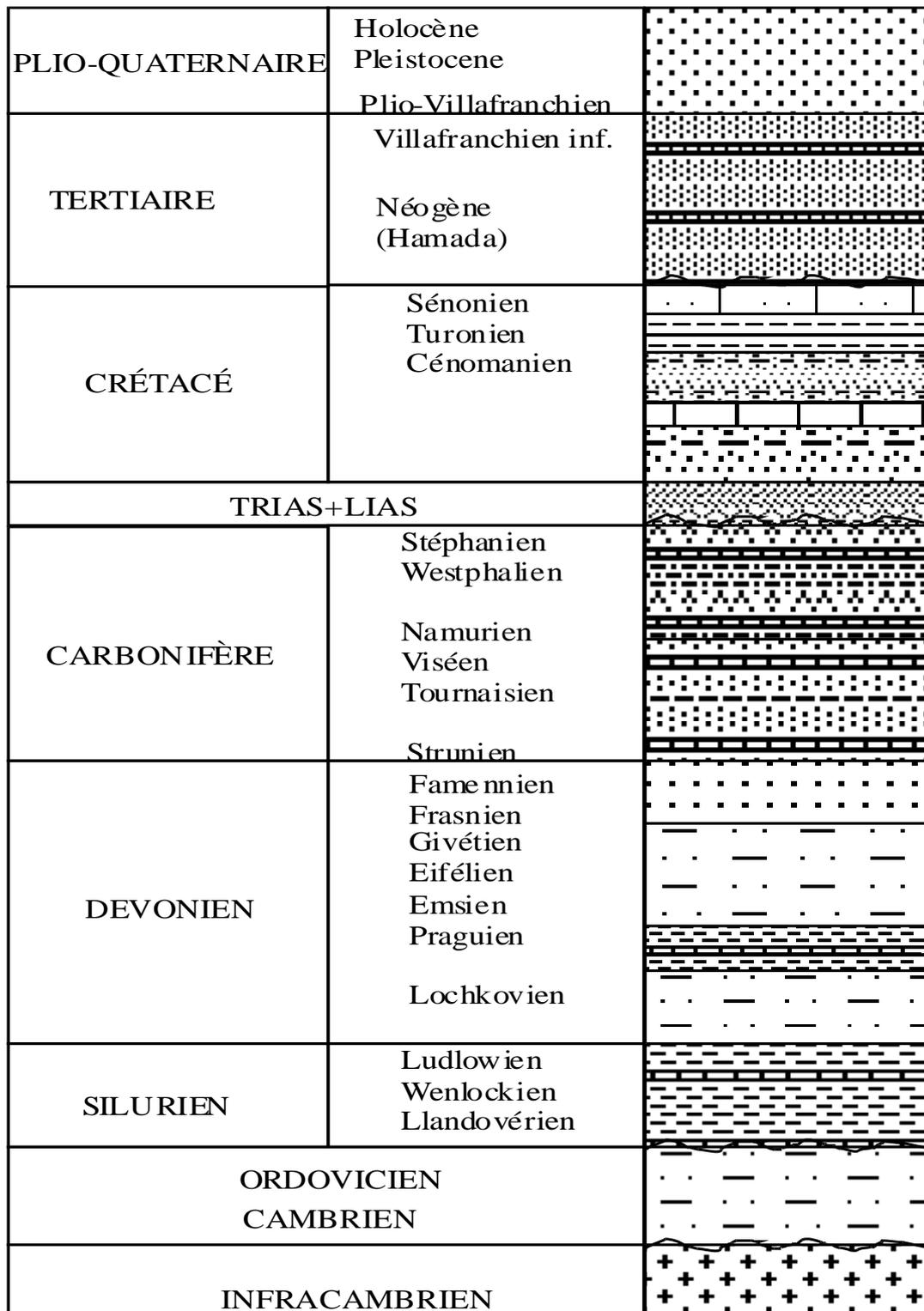


Fig. 2.14 : Log stratigraphique schématique du Sahara Nord Occidental (SONATRACH, 2004, simplifié et modifié)

CHAPITRE 3. HYDROGEOLOGIE

Introduction

La vallée de la Saoura a fait l'objet par le passé d'un certain nombre d'études hydrogéologiques par différents auteurs : H. Schoeller (1945), A. Cornet (1952), M.A. Roche (1973), mais aucune de ces études n'avait concerné la vallée dans toute sa globalité, c'est à dire depuis sa naissance à la confluence d'Igli jusqu'à son exutoire au Foum Lakhneg.

Dans un premier temps, nous avons d'abord synthétisé les connaissances acquises sur la base des données et travaux précédents. Par la suite, nous avons exploité et interprété les données que nous avons nous-même récoltées pendant les différentes campagnes de mesure sur le terrain.

Quatre campagnes d'échantillonnage et de mesures ont été réalisées tout au long de la vallée de la Saoura entre 2002 et 2004. Des points représentatifs ont été prélevés au niveau de chaque palmeraie qui s'aligne en rive gauche de la Saoura. Le nombre de points d'eaux concernés varie d'une campagne à une autre. La palmeraie de Béni-Abbès étant la plus importante de la Saoura, un plus grand nombre de points a concerné cette dernière afin d'être étudiée plus en détail. A chaque campagne, la profondeur de la surface de la nappe, ainsi que les débits des sources et foggaras ont été mesurés, quand les conditions le permettaient.

En se basant sur la synthèse des travaux de tous les auteurs qui ont précédemment travaillé sur la région, nous avons abordé ci-dessous les principales formations aquifères :

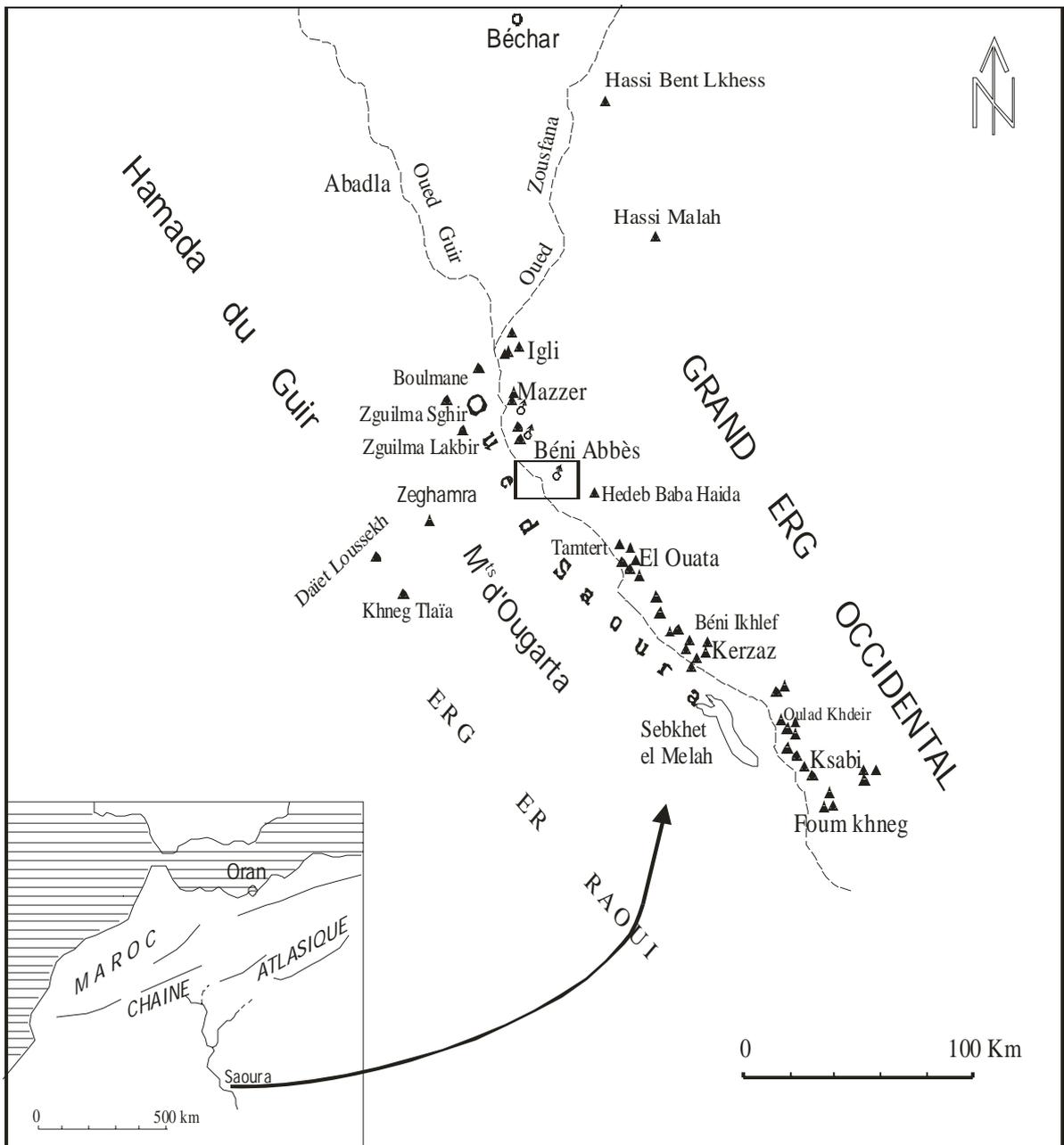
1) Aquifère du Paléozoïque : Ce sont des nappes d'extension limitée. Elles sont particulièrement importantes dans la région de Béchar, Taghit et dans les chaînes d'Ougarta, rive droite de la Saoura. Dans les Monts d'Ougarta, seuls 3 points ont été échantillonnés au cours de notre première campagne de terrain (Z1, Z2 et Fz correspondant respectivement au puits de Khneg Tlaïa, Daïet Loussekh et le forage de Zeghamra) (fig. 3.1). Près du Djebel el Khella, au Sud Est de Taghit, les puits

Bent el Kness et Hassi el Maleh (1 et 2) ont été échantillonnés au cours de notre 4^e campagne de terrain.

2) Aquifères des formations crétacées, essentiellement représentées par le Continental Intercalaire qui présente de nombreuses connexions avec le Tertiaire Continental. Ces formations apparaissent au Nord et au Sud Est de la vallée, dans le bassin de Béchar et le plateau du Tademaït. Elles sont totalement absentes dans la zone concernée par notre étude.

3) Aquifère de la Hamada Sud Oranaise, qui englobe la nappe la plus importante de notre région d'étude, connue sous le nom du Grand Erg Occidental. Les eaux de cette nappe alimentent les terrasses de la rive gauche de la vallée, où sont implantées les palmeraies. L'étude de la nappe du Grand Erg Occidental s'avère souvent indissociable de celles des terrasses et de l'inféro-flux de l'Oued Saoura. L'ensemble des points d'eaux échantillonnés au cours de nos différentes campagnes concerne cet ensemble.

4) Aquifère de la Hamada du Guir, contenu dans les formations mio-pliocènes ou plio-villafranchiennes, également appelé nappe du Continental Terminal dans le bassin de Béchar-Kenadsa, bien que ses ressources en eau soient très limitées, nous avons échantillonné les quelques points d'eaux captant cette nappe (à Boulmane, et à Hassi Zguilma Lakbir et Sghir).



▲ Puits, foggara ou forage ♂ Source □ Zone étudiée en détail

Fig. 3. 1 : Carte de localisation des palmeraies et points d'eau échantillonnés

I. Hydrogéologie des formations paléozoïques

I. 1. Monts d'Ougarta

Les formations paléozoïques sont bien représentées dans les Monts d'Ougarta où l'on distingue les séries les plus anciennes, formées de rhyolites, présumées infracambriennes. Ces dernières sont surmontées par des grès et quartzites intercalés de niveaux schisteux qui servent de toit ou de mur à de petites nappes nettement individualisées.

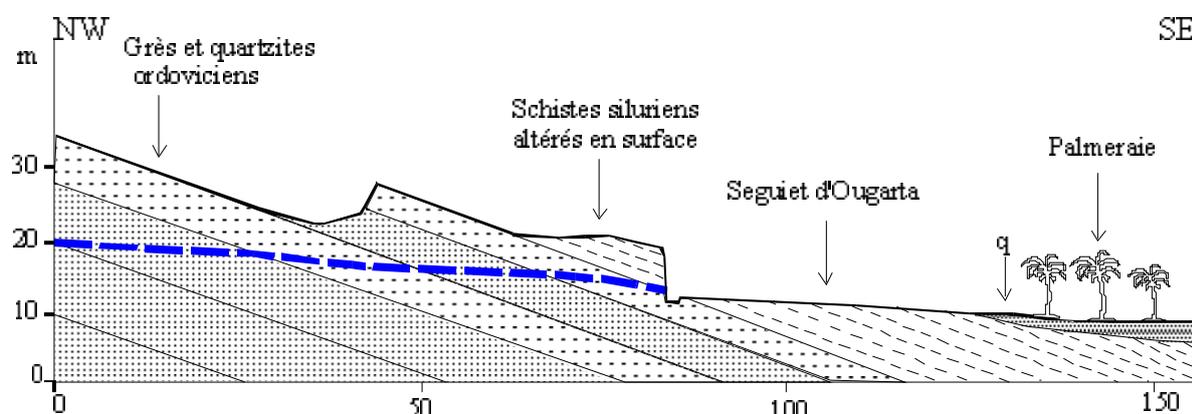


Fig. 3. 2. Coupe hydrogéologique au contact de l'Ordovicien et du Silurien (Roche, 1973)

Ce sont les quartzites de l'Ordovicien et du Silurien inférieur, très diaclasés, qui renferment les débits les plus importants. En se basant sur les mesures effectuées par A. Roche en 1964, ces débits restent faibles dans l'ensemble et ne dépassent pas les 5 l/s. Les températures de l'eau, mesurées aux émergences, sont par contre très élevées, 34°C, et laissent penser à une circulation profonde des eaux, qui semblent circuler lentement, comme le montre leur profil chimique caractéristique :

$rCl > rSO_4 > rCO_3$ $rCa > rNa > rMg$ (Pour Zeghamra, Ougarta, et Kheneg el Aatène)
 et $rCl > rSO_4 > rCO_3$ $rNa > rCa > rMg$ (pour El Kseïb)

RS	dh	rCl	rSO ₄	rCO ₃	rCl-rNa	$\frac{rSO_4}{rCl}$	$\frac{rCO_3}{rSO_4}$	$\frac{rMg}{rCa}$	$\frac{rNa}{rMg}$
mg/l		(méq/l)	(méq/l)	(méq/l)					
795	35.8	5.09	3.12	3.03	<0	0.87	1.24	0.21	7.24
915	47.9	6.28	5.20	3.68	<0	0.75	0.72	0.25	4.41
1255	49.0	12.76	5.39	4.70	>0	0.33	0.63	0.31	2.56

Tableau 3. 1. Intervalles de variation et médiane de différentes caractéristiques chimiques des eaux des Monts d'Ougarta (M. A. Roche, 1964)

Au forage de Zeghamra, profond de 200m, qui alimente la palmeraie de Zeghamra, nous avons mesuré une température de 30°C en Octobre 2002. Les foggaras et seguias, qui alimentaient les jardins auparavant, avec un débit faible, mais régulier, ont pratiquement toutes tari après la mise en opération du forage.

Sur les 3 points d'eaux que nous avons prélevés dans les Monts d'Ougarta, la totalité des sels dissous (TDS) varie entre 0.8 et 11 g/l. (tableaux 3.2. (a₁), (a₂) et (b)). L'eau la plus chargée se trouve à même le lit de l'oued, à proximité de Daïet Loussekh, cuvette située au Sud Ouest de Zeghamra. Cette cuvette, établie dans les schistes siluriens, contient des dépôts holocènes peu épais, mis en place par des écoulements, qui se concentrent vers cette dépression. Ces dépôts sont généralement riches en sels solubles, surtout de chlorures, sulfates et nitrates (Conrad, 1969). Et de fait, la minéralisation des eaux augmente considérablement en se dirigeant vers le centre de la Daïa, lieu de rejet des petits oueds qui convergent vers Daïet Loussekh.

Nom et Localité	TDS mg/l	dh °F	rCl	rSO ₄	rHCO ₃	rCl-rNa	$\frac{rSO_4}{rCl}$	$\frac{rHCO_3}{rSO_4}$	$\frac{rMg}{rCa}$	$\frac{rNa}{rMg}$
Z1 : Puits Khneg Tlaïa	808	44	3.84	3.00	4.08	>0	0.78	1.36	0.37	1.09
Fz : Forage Zeghamra	1366	72	7.93	7.97	4.08	>0	1.005	0.51	0.44	1.44
Z2 : Puits Daïet Loussekh	11068	461	130.7	57.26	1.67	>0	0.44	0.03	0.42	2.98

Tableau 3. 2. (a₁) : Caractéristiques physico-chimiques des eaux des Monts d'Ougarta (Octobre 2002)

Puits	Prof. (m)	T°C	pH	c _{25°C} ms/cm
Z1	10.12	22.1	7.14	0.741
Z2	2.98	20.5	6.75	16.520
Z'2 (puits à 700 m de Z2, en allant vers Khneg Tlaïa)	4.35	19.4	7.50	5.060

Tableau 3. 2. (a₂) : Caractéristiques physico-chimiques des eaux des Monts d'Ougarta (Avril 2003)

Au puits Z1 de Khneg Tlaïa, on note un abaissement de 0.62 m du niveau de la nappe entre Octobre 2002 et avril 2003 alors que la conductivité baisse légèrement. A l'inverse, elle augmente en Z2.

Nom	Prof. (m)	T°C	c _{25°C} ms/cm	pH	Ca mg/l	Mg mg/l	Na mg/l	K mg/l	Cl mg/l	SO ₄ mg/l	HCO ₃ mg/l	NO ₃ mg/l	NO ₂ mg/l	NH ₄ mg/l	PO ₄ mg/l	SiO ₂ mg/l
Z1	9.5	22	0.92	7.1	130	29	60	6	136	144	249	16	0.5	0.05	0.07	37.7
Fz	11	30	1.81	6.6	200	54	147	7	281	383	249	21	0.02	0.67	0.21	23.92
Z2	2.99	22.9	15.8	6.8	1303	330	1863	18	4635	2750	102	48	0.08	0.07	0.27	19.05

Tableau 3.2. (b) : Caractéristiques physico-chimiques des eaux des Monts d'Ougarta (2002)

d'eau	Date	¹⁸ O‰	² H‰
Foggara de Zeghamra N°282	3. 9.1964	-8.6	
	12.9.1964	-8.4	
Séguet Ougarta N°288	12.9.1964	-7.4	
	21.11.1964	-6.9	
Séguet El Kseïb	21.11.1964	-7.5	
Khneg Tlaïa Z1	27.04.2003	-5.25	-38.7

Tableau 3.3. Teneurs en isotopes stables des eaux des Monts d'Ougarta

Les teneurs en Oxygène 18 des eaux des Monts d'Ougarta (tableau 3.3), mesurées en 1964, varient entre -6.9 et -8.6 ‰. La valeur de -5.25 ‰, mesurée en 2003 sur le puits de Khneg Tlaïa, situé au Sud Ouest de Zeghamra, au droit d'El Ouata, rive droite de la Saoura, sort de cet intervalle. Cette dérive vers les teneurs enrichies en isotopes stables, est une indication d'évaporation, directe ou par mélange avec une eau évaporée (excès en deutérium faible égal à 3.3).

Dans les eaux de la séguet d'Ougarta, le tritium n'a pu être décelé (prélevées le 12 septembre 1964) malgré un enrichissement de l'ordre de 10 (M. A. Roche, 1973). Cependant, à Ain ed-Dhob et Khneg Tlaïa, les teneurs en tritium montrent une part d'eau actuelle.

- Ain ed-Dhob, le 27 avril 1968, nappe des grès cambriens : 12 ± 3 UT
- Foggara d'Ougarta, 12 Sept. 1965, nappe dans les schistes siluriens : ≤ 18 UT
- Foggara d'Ougarta, 8 Mars 1966, nappe dans les schistes siluriens : ≤ 17 UT
- Puits Z1, Khneg Tlaïa, 27 Avril 2003, 4.3 UT

Le carbone 14, avec une valeur de $106 \text{ pcm} \pm 1 \%$, mesuré à Ain ed-Dhob confirme l'actualité de la recharge.

Les réserves d'eaux souterraines des synclinaux formant ces formations semblent être un héritage des phases humides quaternaires ou plus anciennes (la dernière étant celle du Néolithique). Les eaux s'écoulant aux exurgences pourraient avoir diverses origines : l'infiltration actuelle des pluies, ou le tarissement de l'héritage néolithique secondé par une alimentation par les pluies globalement décroissante jusqu'à nos jours mais encore effectives (M. A. Roche, 1973).

I. 2. Formations du Carbonifère

Dans notre région d'étude, ces formations, essentiellement calcaires, affleurent surtout au Djebel el Khella, sur la rive gauche de la Zousfana à l'Est de Taghit. (Voir Chap. Géologie, fig.2.2 : carte géologique du bassin de la Zousfana, C. Pareyn, 1961). Dans la vallée de la Saoura, seuls quelques lambeaux sont visibles dans le lit. C'est dans le bassin de Béchar que l'on a les affleurements les plus importants du Carbonifère. La nappe y est tantôt contenue dans les calcaires de l'anticlinal subméridien de la Zousfana et celui de Mennouna, tantôt dans les grès du bassin d'Abadla et celui de Béchar-Kenadsa. Les débits peuvent atteindre 7 l/s dans les calcaires du Djenien. Des pompages d'essai ont été réalisés en 1977 sur un certain nombre de forages exploitant ces deux nappes. La transmissivité, varie de $2 \cdot 10^{-3}$ à $6,9 \cdot 10^{-4}$ m²/s dans les calcaires. Elle est de l'ordre de 10^{-3} à $2,6 \cdot 10^{-4}$ m²/s dans les grès.

Dans les calcaires et les dolomies, des réseaux karstiques ont pu se développer durant les phases humides du Quaternaire.

A el Khella, au pied du massif carbonifère, nous avons échantillonné en 2004, deux points d'eau, le Hassi Melah, dont le nom veut littéralement dire « puits salé », et Hassi Bent el Khess.

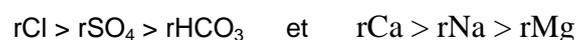
Nom	még/l									
	Ca	Mg	Na	K	Sr	HCO ₃	Cl	SO ₄	PO ₄	NO ₃
1 Hassi Bent el Khess	10.83	5.68	8.96	0.92	0.06	4	16.92	4.54	0.01	0.85
2 Hassi el Maleh	5.59	2.14	4.96	0.54	0.01	2	8.55	2.44	0.01	0.73

Tableau 3.4.a : Résultats des analyses chimiques des eaux à Djebel el Khella (Mai 2004)

Nom	Région	Date de prélèvement	X	Y	Prof/sol (m)	pH	T°C	Cond. (ms/cm)	TDS (g/l)
1	Taghit (Bent El Khess)	06/05/2004	30°46'41 N	01°57'57 O	11.73	7.96		2.46	1.22
2	Taghit (Hassi Maleh)	06/05/2004	30°34'18 N	01°53'34 O	11.2	7.37	22.3	1.3	0.64

Tableau 3.4. b : Paramètres physico-chimiques des eaux à Djebel el Khella (Mai 2004)

La formule caractéristique de ces eaux est :



Ce sont des eaux relativement peu évoluées (Second stade) si l'on se base sur les stades d'évolution des eaux selon H. Schoeller (1945).

En se basant sur les résultats des analyses chimiques (tab. 3.4. a et b), contrairement à ce que l'on pouvait s'attendre, la teneur en sels de ces eaux n'est pas élevée quand on considère que dans d'autres régions du Sahara algérien (à Tindouf par exemple), le résidu sec peut atteindre 17g/l.

Les teneurs en Oxygène 18 des eaux de ces deux puits (tableau 3.4.c), que nous avons analysées au laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon et des pays du Vaucluse, seraient proches, comme nous le verrons ultérieurement, de celles des eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses quaternaires au niveau de la vallée de la Saoura, proprement dite.

Puits	Date	¹⁸ O‰
1	06/05/2004	-4.645
2	06/05/2004	-3.641

Tableau 3.4. c : Oxygène 18 des eaux à Djebel el Khella (Mai 2004)

II. Hydrogéologie des formations du Crétacé :

Communément connue sous le nom de Continental Intercalaire, la nappe contenue dans ces formations se rencontre sous le Grand Erg Occidental et la Hamada Sud Oranaise où elle est libre. Sa limite occidentale est parallèle à l'Oued Saoura, à environ 20 Km de la vallée. Les formations du Continental Intercalaire réapparaissent plus à l'Est, dans l'axe El Goléa, Timimoun, Adrar, Reggane.

En se basant sur les travaux du BURGEAP et de A. Cornet, M. A. Roche (1973) trace une limite hypothétique (Fig.3.3). Le niveau piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire est nettement inférieur à celui de la nappe de l'Erg. Cette dernière ne peut donc pas être alimentée par la première, mais au contraire, des pertes de la nappe de l'Erg au profit de celle du C.I. pourraient se produire (M. A. Roche, 1973). Ces débits n'ont jamais été estimés de façon quantitative. Les eaux du C.I. s'écoulent vers le Sud Ouest, en direction du Touat et du Gourara. Sous la Hamada Sud Oranaise, elles sont faiblement minéralisées (1000 à 2000 mg/l), alors qu'elles sont légèrement plus minéralisées ailleurs, sous le Grand Erg Septentrional (2000 à 6000 µs/cm) (Edmunds et al., 2003), ce qui pourrait nous confirmer l'hypothèse de son alimentation par la nappe du Grand Erg Occidental qui, elle, est très peu chargée en sels.

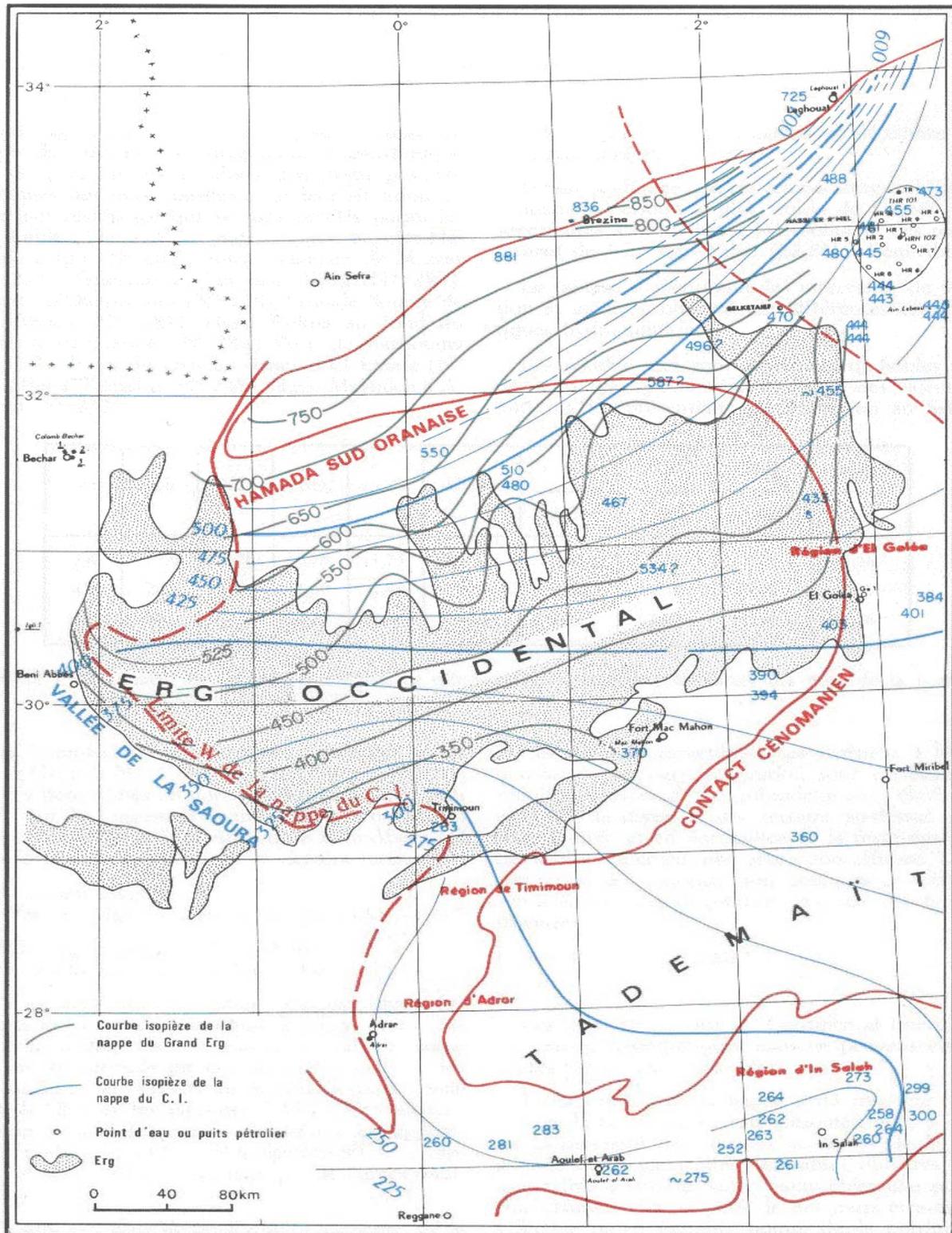


Fig. 3. 3. Carte piézométrique de la nappe du Continental Intercalaire et du Grand Erg Occidental (d'après les travaux du BURGEAP, de A. CORNET et de M. A. ROCHE) (in Roche, 1973)

III. Hydrogéologie de la Hamada Sud Oranaise et du Grand Erg Occidental :

Au sens large du terme, la Hamada Sud Oranaise s'étend de Figuig au Nord Est de Laghouat, jusqu'au plateau de Tadmait au Sud, recouvrant ainsi la plateforme saharienne. La nappe de l'Erg, à surface libre, est située, en majeure partie sous le Grand Erg Occidental (Fig.3.4). C'est la nappe la plus importante de la région d'étude. La nappe phréatique ne se localise pas uniquement sous le Grand Erg Occidental, elle ne représente là qu'une partie d'un vaste système aquifère dont A. Cornet (1945) a précisé les limites :

Au Nord, elle se raccorde sans discontinuité avec la Hamada Sud Oranaise. Sa limite extrême Nord se trouve déterminée par l'accident Sud Atlasique. Elle débute au contact des terrains plissés et dans bien des cas doit profiter des pertes des nappes atlasiques telles que celles du Turonien. Les inféro-flux des grands oueds débouchant de l'atlas s'y raccordent. L'eau est contenue dans les couches rouges des «terrains des Gours» (Mio-Pliocène), sous-jacent à la dalle hamadienne calcaire.

Au Nord Est, la nappe se prolonge vers le pays des Daïas.

Au Sud Est, elle s'équilibre avec les eaux du Continental Intercalaire qui se comportent en nappe libre sur le bord nord-ouest du synclinal du Tademaït. Dans le Gourara, les deux nappes se raccordent suivant une ligne difficile à préciser alors que la falaise du Tademaït correspond à une ligne de pente brusque de la nappe phréatique, les eaux du Cénomaniens-Turonien étant plus élevées.

Au Nord-Ouest, dans la région des massifs primaires de la Zousfana, aucune reconnaissance n'a été menée. Les ressources se situeraient essentiellement dans le Paléozoïque et le Quaternaire (M. A. Roche, 1973).

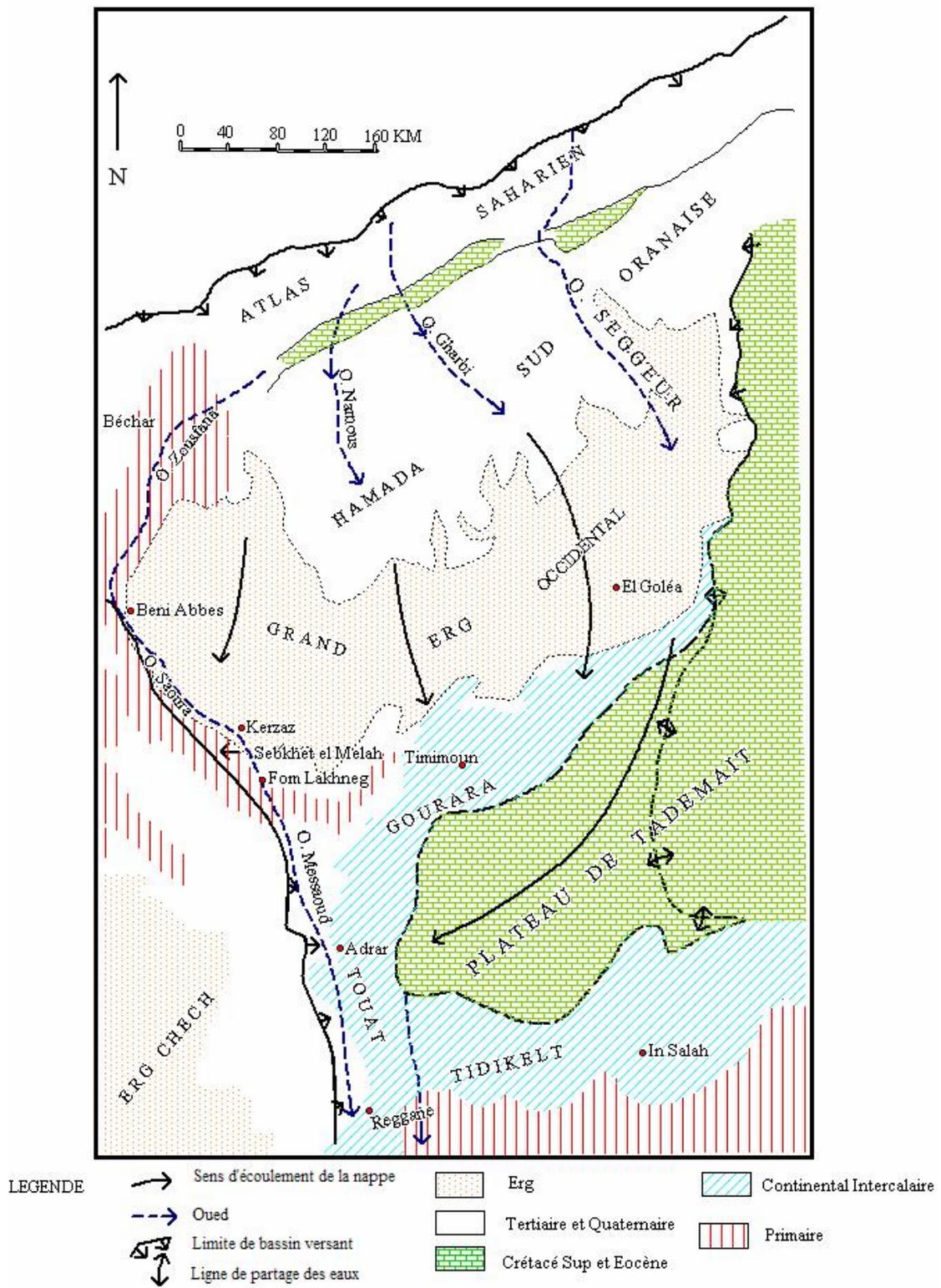


Fig. 3. 4: Carte hydrogéologique du Sahara Nord Occidental (d'après R. Gonfiantini, G. Conrad, Ch. Fontes, G. Sauzay et B. R. Payne, 1974, modifiée)

III. 1. Piézométrie de la nappe du Grand Erg Occidental :

L'appellation de « nappe du Grand Erg Occidental » revient à H. Schoeller, qui, en étudiant l'hydrogéologie de Béni-Abbès en 1941, employa pour la première fois ce terme. Il établit ainsi une carte piézométrique, avec une équidistance de 10m, en relevant quelques côtes approximatives (fig. 3. 5)

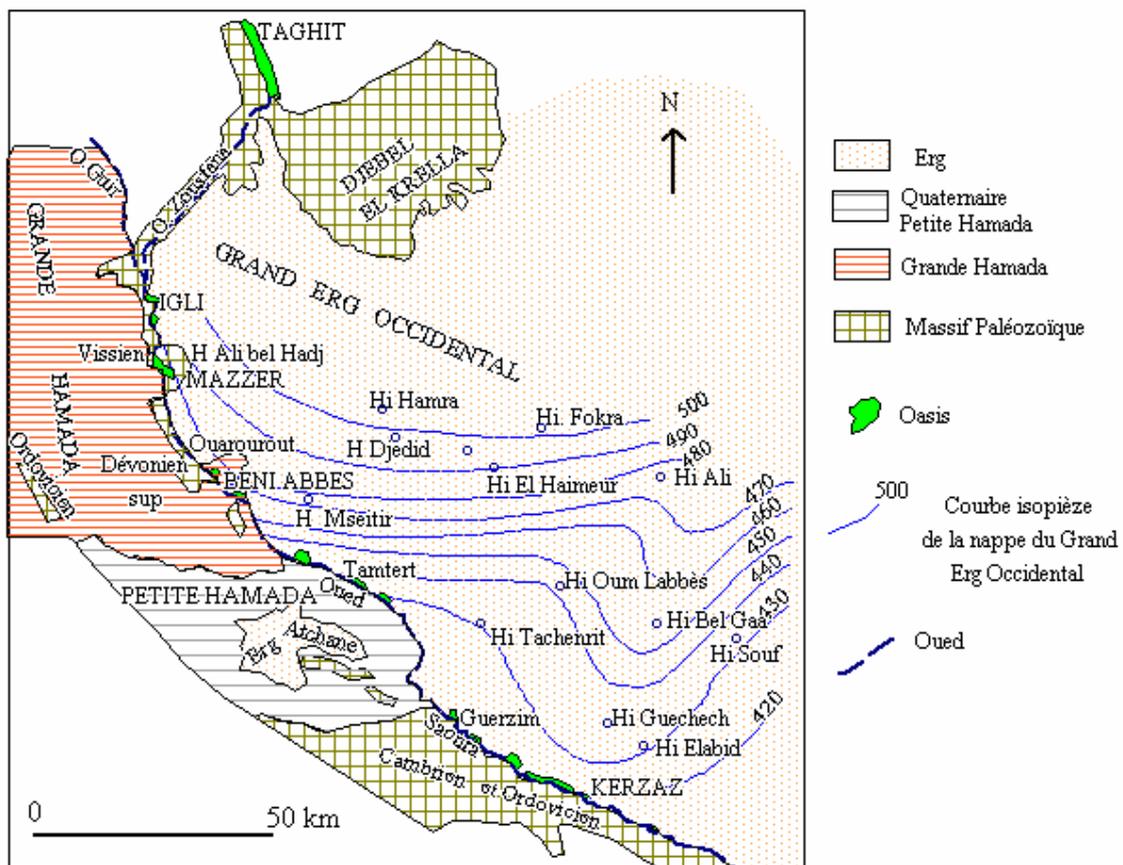


Fig. 3. 5 : Esquisse hydrogéologique de la bordure du Grand Erg Occidental (H. Schoeller, 1945)

Pour H. Schoeller, l'alimentation de la nappe se fait à partir du massif dinantien d'El Khella depuis le Nord Est vers l'oued Saoura, et non à partir des oueds descendant de l'atlas, comme le pense F. Gautier. Il donne comme arguments le fait que les eaux soient trop peu minéralisées d'une part. D'autre part, en procédant à l'inventaire des sources et foggaras établies entre Mazzer et Béni-Abbès, il constate une grande ressemblance entre les eaux des sources et celles de la nappe de l'Erg.

A. Cornet, en 1964, établit une nouvelle carte (fig.3.6). Elle montre que la nappe s'écoule généralement en direction du Sud, dans le sens de la pente des roches réservoirs. Son gradient hydraulique, calculé sur toute son étendue est de 2.5 pour 1000 (M. A. Roche, 1963). Il admet une communication directe du Tertiaire Continental avec les calcaires du Turonien au pied de l'Atlas. Toutefois, les formations marneuses du Cénomanién séparent l'aquifère supérieur de celui du Continental intercalaire. Plus au Sud, à une centaine de kilomètres de l'Atlas, le Crétacé ayant disparu sous l'effet de l'érosion, les deux aquifères se trouvent en contact. Toujours selon le même auteur, la différence de niveau piézométrique permettrait de préciser celui des aquifères qui alimente l'autre, en admettant qu'au Nord, ce serait le Continental Intercalaire qui réalimenterait le Tertiaire Continental tandis que partout ailleurs, ce serait l'inverse. Plus au Sud, les deux nappes se raccorderaient de part et d'autre de la sebkha de Timimoun

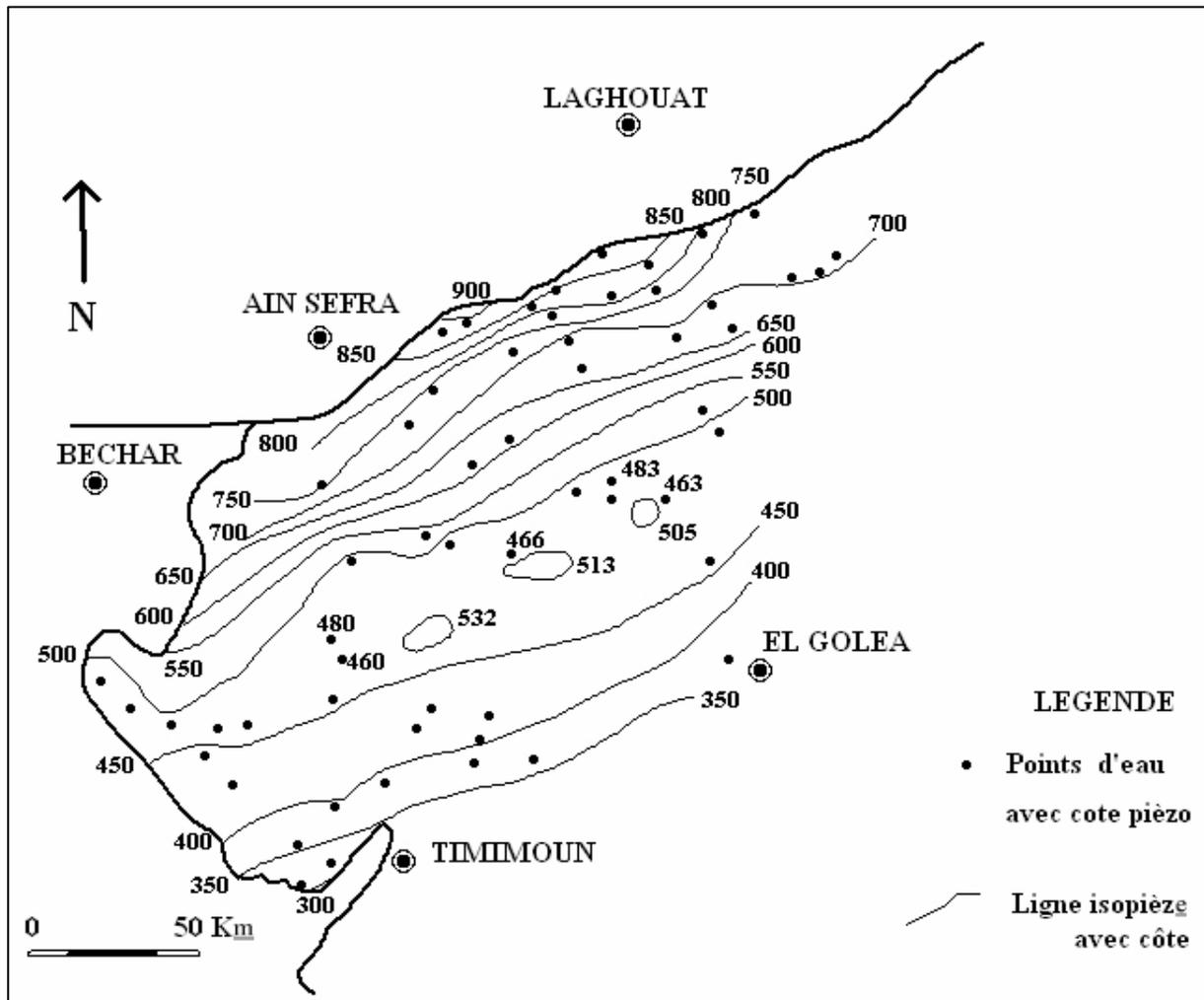


Fig. 3.6 : Carte piézométrique de la nappe du Grand Erg Occidental (A. Cornet, 1964)

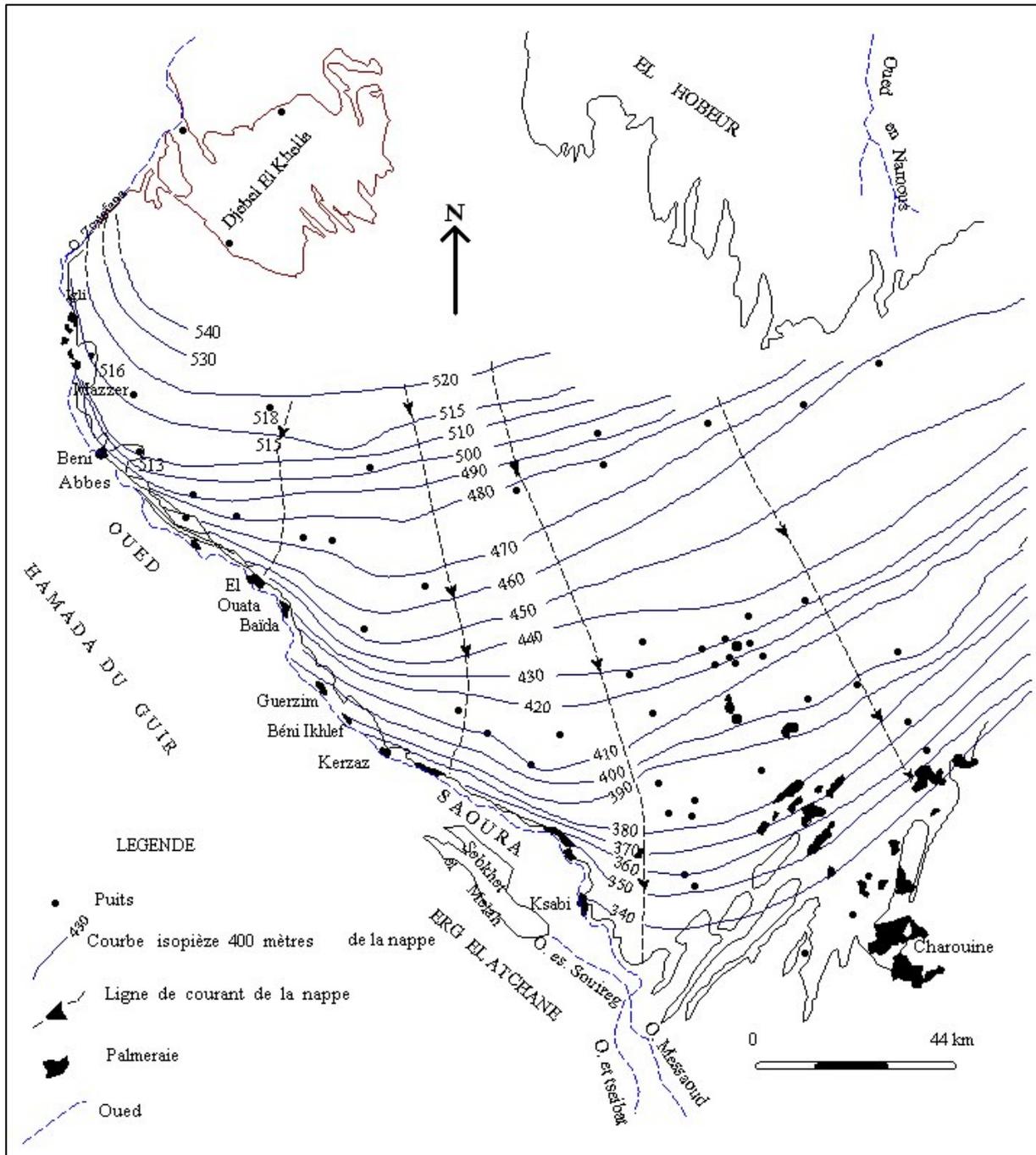


Fig. 3.7 : Carte piézométrique de la nappe du Grand Erg Occidental dans sa partie Ouest (M. A. Roche, 1973)

M. A. Roche, trace en 1973, une nouvelle carte piézométrique, de la moitié Ouest de la nappe de l'Erg (Fig. 3. 7). Il considère que sa carte est plus précise que les précédentes étant donnée l'équidistance de 10 m des courbes isopièzes. Le sens général de l'écoulement reste inchangé par rapport aux cartes précédentes, soit du Nord vers le Sud. Toutefois, les courbes isopièzes sont décalées d'une trentaine de mètres vers le Sud et leur inflexion parallèlement à la Saoura est beaucoup plus marquée, accentuant ainsi le rôle de drain exercée par la vallée.

Nous pensons, pour notre part, qu'une telle précision ne peut être vérifiée, sans une campagne de nivellement précise sur le terrain de tous les points de la nappe du grand Erg. Pour l'établissement de sa carte, M. A. Roche, n'a effectué de nivellement qu'au niveau des palmeraies, les côtes relevées de l'Erg l'ont été par référence à la carte topographique au 1/200.000. A cette échelle de la carte, l'imprécision pourrait être très importante.

III. 2. Caractéristiques générales de la nappe :

- Profondeur de la Surface piézométrique :

En se basant sur les données recueillies par M. A. Roche, dans la zone de la nappe drainée par la Saoura, la profondeur de la surface piézométrique varie globalement entre 10 et 20m. La profondeur maximale est mesurée à Hassi Fokra, avec 28 m. De façon générale, la profondeur de la surface piézométrique décroît du Nord au Sud et de l'Est vers la vallée de la Saoura. En bordure de la Saoura, elle peut se situer localement à 2 ou 3 m.

- Alimentation de la nappe :

La nappe du Grand Erg semble être alimentée essentiellement par sa propre surface. L'apport d'eau des inféro-flux des grands oueds atlasiques reste encore inconnu. L'état actuel de la nappe, semble résulter du tarissement des réserves héritées de phases humides quaternaires, en particulier de la dernière phase néolithique (Holocène) (M. A. Roche, 1973).

L'alimentation actuelle par les pluies, moins importante que par le passé expliquerait néanmoins le ralentissement du tarissement de la nappe. Les sables de l'Erg ont un rôle essentiel dans l'alimentation. Ils favorisent l'infiltration et protègent la nappe de l'évaporation.

En effet, en milieu semi-aride à aride, les systèmes dunaires représentent des zones privilégiées de recharge des aquifères superficiels en raison de la perméabilité élevée des sables qui favorise la percolation rapide des précipitations, limite la reprise par évaporation et le développement d'une végétation (Dincer, 1974 ; Mazor, 1982 ; De Vries *et al.*, 2000).

- Exutoires :

Comme nous l'avons déjà mentionné précédemment, des pertes ont probablement lieu au profit du Continental Intercalaire sous-jacent au Grand Erg. Vers le Sud Est, les eaux s'équilibrent avec celles du Continental Intercalaire, tandis que vers le Sud Ouest, les eaux s'écoulent en direction des terrasses tertiaires et quaternaires de la vallée de la Saoura, puis de l'Inféro-flux de l'Oued. C'est cette zone, correspondant à l'exutoire de la nappe du grand Erg que nous avons étudiée en détail par la suite.

- Comparaison débits de la nappe - hauteurs de pluie :

D'après la carte piézométrique, la superficie minimale de la nappe drainée par l'Oued Saoura, depuis Igli jusqu'au Foug Lakhneg est d'environ 13.000 km² (M. A. Roche, 1973).

En extrapolant les résultats de son étude (région d'Igli à El Baïda), M. A. Roche a estimé le débit total du front de nappe d'El Aouedj (basse zousfana) à Foug Lakhneg. En considérant un débit moyen de front de nappe de 2.8 à 5.5 l/s/km, le débit total est compris entre 0.7 et 1.4 m³/s et correspond à une lame d'eau de 1.7 à 3.4 mm répartie sur 13.000 km².

Pour une pluviométrie moyenne annuelle de 41 mm environ, le coefficient d'infiltration efficace serait de 5 à 10%. Cette valeur est probablement surestimée si l'on tient compte du fait que l'alimentation de la nappe ne doit se faire qu'au-delà d'un certain seuil d'intensité de pluie. Ces calculs théoriques donnent un ordre de grandeur des phénomènes. Selon un rapport d'étude effectué par C. Guerre en 1976, sur la basse vallée de la Saoura, pour le compte de la D.E.M.R.H (Direction des Eudes de milieu et de la Recherche Hydraulique) (A.N.R.H actuellement), ce débit doit être diminué actuellement.

- Physico-chimie des eaux :

Le Résidu Sec des eaux prélevées (en décembre 1963) dans les puits situés à l'intérieur de l'Erg et près de l'Erg, est en général compris entre 300 et 700 mg/l (tab. 3.5). Les eaux prélevées dans les puits des palmeraies, à proximité de l'Oued Saoura, ont des résidus secs plus élevés. Les eaux de la nappe de l'Erg ont généralement un faciès bicarbonaté calcique :



ou $r \text{ Cl} > r \text{ CO}_3 > r \text{ SO}_4$ pour la foggara de Ouarourout

On a aussi toujours : $r(\text{Ca}+\text{Mg}) > r(\text{Na}+\text{K})$ et $r\text{CO}_3 > r(\text{Cl}+\text{SO}_4)$

Pour Hassi Rokna : $r\text{CO}_3 > r\text{SO}_4 > r\text{Cl}$ et $r\text{Na} > r\text{Ca} > r\text{Mg}$

RS mg/l	dh	rCl	rSO ₄	rCO ₃	rCl-rNa	$\frac{r\text{SO}_4}{r\text{Cl}}$	$\frac{r\text{CO}_3}{r\text{SO}_4}$	$\frac{r\text{Mg}}{r\text{Ca}}$	$\frac{r\text{Na}}{r\text{Mg}}$
340	15.6	1.26	0.78	1.73	>0	0.55	2.25	0.17	3.56
450	22.6	2.24	1.80	2.49	>0	0.82	1.34	0.38	1.39
605	36.0	3.73	3.43	3.50	<0	1.27	1.02	0.58	3.56

Tableau 3. 5 : Intervalles de variation et médiane de différentes caractéristiques chimiques des eaux de la bordure ouest du Grand Erg Occidental (M. A. Roche, 1964)

Les rapports isotopiques ont été mesurés sur des eaux prélevées d'Igli à Aguedal, sur le front de la nappe (G. Conrad, J. Ch. Fontes, R. Letolle et M.A. Roche, 1965). Les valeurs de l'Oxygène 18 des eaux de la nappe de l'Erg sont très homogènes et varient généralement de -3.6 à -4.7‰.

IV. Hydrogéologie de la Hamada du Guir :

La Hamada du Guir s'étend à l'Ouest de la vallée de la Saoura, sur une longueur de 200 km et une largeur de 110 km. C'est un vaste plateau, orienté Nord Ouest- Sud Est. La carapace calcaire qui parsème sa surface lui donne l'aspect morphologique d'un ensemble homogène, en fait, les formations lithostratigraphiques qui la constituent se présentent sous forme de lentilles discontinues. Ces formations ont été décrites en détail dans la partie géologique (cf. fig.2.3 et 2.4 du chapitre géologie). Ce sont essentiellement des intercalations entre dalles calcaires et torba.

H. Schoeller (1945) n'a pas admis l'existence d'une nappe d'eau souterraine généralisée dans la Hamada du Guir, mais plutôt de faibles circulations individualisées marquées par la présence de niveaux de travertins qui témoignent de circulations plus importantes au cours des phases humides du Quaternaire.

G. Conrad et M.A. Roche (1965) pensent le contraire, du moins au nord de Ouarourout, grâce à l'existence de 4 points d'eau en rive droite de l'Oued Saoura (Hassi Zguilma es Sghir et el Kbir ainsi que Hassi et Ain Boulmane). Plus de 40 ans plus tard, nous avons-nous même échantillonné ces mêmes points d'eau.

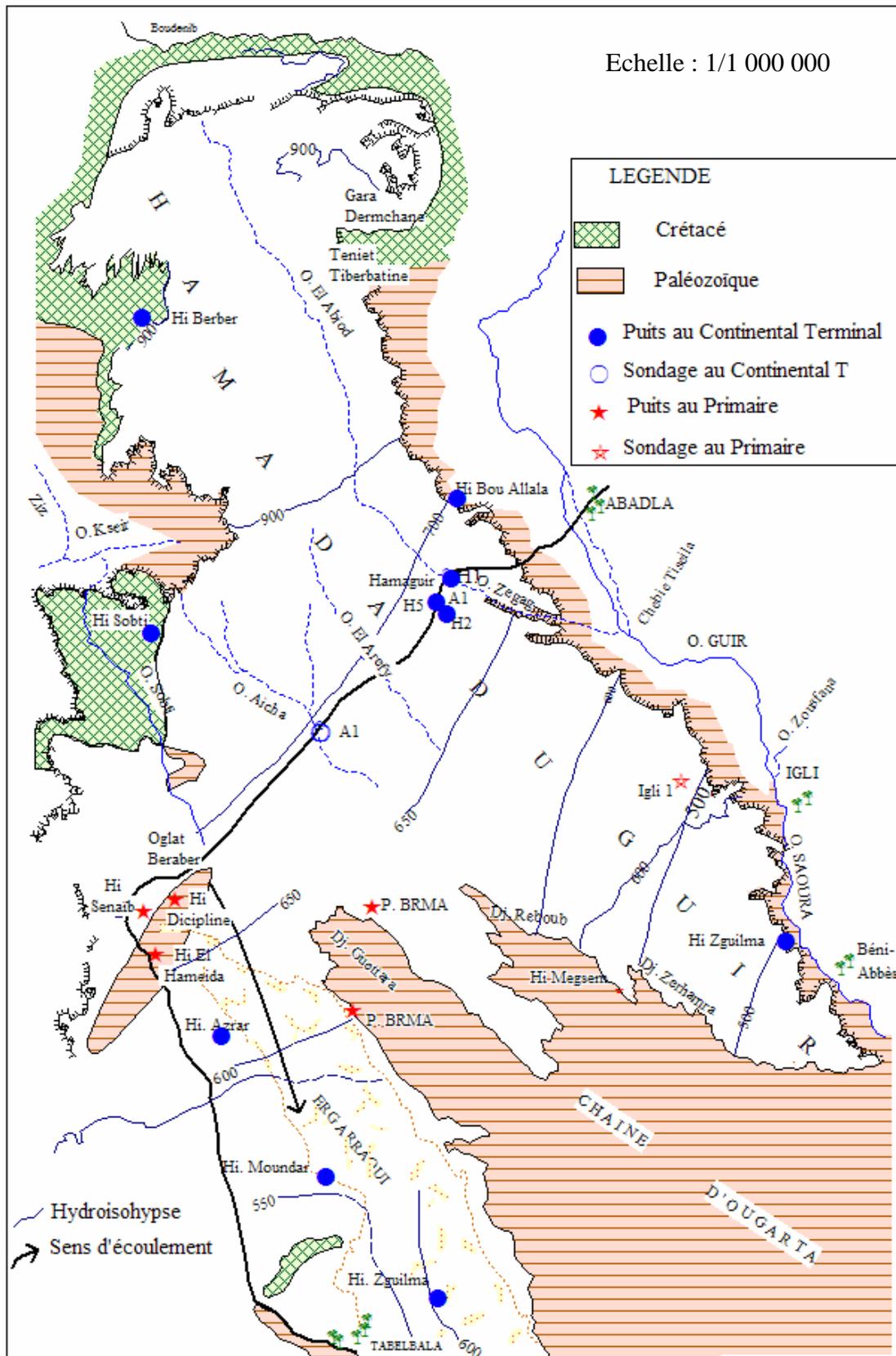


Fig. 3. 8: Esquisse des hydroisohypses de la nappe de la Hamada du Guir (M. Combe, 1966)

Dans son "Etude hydrogéologique de la Hamada du Guir" à la demande du SES (Service des Etudes Scientifiques à Alger), M. Combes, (1966), affirme que "l'alimentation de la nappe du Continental Terminal de la Hamada du Guir se fait uniquement par infiltration des pluies sur l'impluvium qu'elle représente". Il s'est basé sur des constatations de terrain, en survolant la Hamada en Novembre 1965, après les fortes pluies tombées en Octobre (98.3mm à Béchar dont 70.7mm les 28 et 29). Une partie des eaux remplit les daïas et s'infiltrerait vers l'aquifère tandis que l'autre partie est drainée par les petits oueds.

M. Combes établit une carte en courbes hydroisohypses de la nappe (fig.3.8). L'écoulement est conforme à l'allongement de la Hamada, soit du NW au SE. La présence des Monts d'Ougarta entraîne une partition des formations hamadiennes comme des écoulements qui empruntent ces niveaux.

Selon l'étude de M. A. Roche (1973), les exutoires naturels de la nappe au Sud-Est seraient les "puits sources" de Zguilma ; le sondage d'Igli n°1 (cf. fig. 3.8) montre qu'il ya également des apports depuis des calcaires gris bleus à entroques. Sur l'ensemble du secteur, les eaux qui émergent à la base de la hamada doivent s'évaporer ou être drainées par la Saoura, lorsque la perméabilité des formations de couverture le permet.

Au Sud, l'écoulement des eaux de la hamada se trouverait bloqué par les formations paléozoïques. Pour M. Combes (1966), les eaux s'accumuleraient alors dans les structures synclinales et s'évaporent par la suite. Il mesura ainsi un Résidu sec de 9.68g/l au Hassi Megsem. Nous avons-nous même mesuré, en 2002 et 2004, des conductivités de 6.7 et 12.84 mS/cm dans deux nouveaux puits près de Hassi Zguilma Lakbir.

Les eaux qui ruissellent sur les formations primaires participent également à l'alimentation de l'aquifère de la Hamada (M. Combes, 1966), l'eau du puits BRMA sur les piémonts de Djebel Guettara (cf. fig. 3.8) aurait un résidu sec de 0.77g/l.

Au Sud Ouest, l'ensemble des formations est recouvert par les sables de l'Erg Erraoui. Comme pour la Hamada sud Oranaise, ces sables jouent un rôle important dans l'infiltration des pluies et la protection des nappes profondes.

La valeur de la transmissivité, mesurée à partir de deux essais de pompage réalisés sur les forages d'Hammaguir dans le Continental Terminal est de 0,1 à 0,15. $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$.

La profondeur de la surface piézométrique, mesurée par Roche, en 1963/1964, constante sur une année, varie entre 1 et 2 m pour les puits de Zguilma et Boulmane.

Entre 2002 et 2004, nous avons échantillonné ces mêmes puits ainsi que d'autres nouveaux puits à proximité, les valeurs de la profondeur sont rassemblées dans le tableau ci-dessous:

Puits	Localisation	CI (Oct/Nov 2002)	CII (Avril 2003)	CIII (Fev. 2004)	CIV (Mai 2004)	Fluctuations (m)
Z3	Zguilma Srir	1.7	2.2	2.5	1.83	0.8
Z4	Zguilma Srir	2.1	2.46	2.2	2.3	0.36
Z5	Zguilma Lakbir	1.79	2.1	/	2.2	0.41
Z'6	Zguilma Lakbir	/	/	4.1	3.9	0.2
Z6	Zguilma Lakbir	/	4.2	/	/	/
Z61	Zguilma Lakbir	/	/	0.7	/	/
Z62	Zguilma Lakbir	6.81	/	/	/	/
BM1	Boulmane	8.07	/	/	/	/
BM2	Hassi Boulmane	2.55	/	/	/	/
BM2'	Boulmane (eau puits)	/	/	/	/	/
BM2''	Boulmane (eau source)	/	/	/	/	/
BM1'	Boulmane	/	/	/	5.9	/

Tableau 3.6. Profondeurs de l'eau de la Hamada du Guir, exprimées en mètres

L'examen du tableau montre que la profondeur varie entre 0.7 et 8m, tandis que les fluctuations interannuelles et saisonnières entre 2002 et 2004 oscillent entre 0.2 et 0.8 m.

Entre 1963 et 1964, M.A. Roche n'avait relevé aucune variation notable de la profondeur de l'eau dans cette région. Ceci nous confirme l'abaissement du niveau de cette nappe et sa ressource limitée. De même, des variations relativement faibles de la conductivité peuvent être remarquées (tab. 3.7). Ceci est principalement dû aux conditions climatiques, notamment les phénomènes d'évaporation particulièrement intenses sur le plateau hamadien.

N°	Localisation	CI (2002)	CII (2003)	CIII (2004)	CIV (2004)
Z3	Zguilma Srir	2140	2050	1900	2060
Z4	Zguilma Srir	2090	2020	1800	1970
Z5	Zguilma Lakbir	2360	2320		2140
Z'6	Zguilma Lakbir	/	/	6700	6150
Z6	Zguilma Lakbir	/	4110		/
Z61	Zguilma Lakbir	/	/	3700	/
Z62	Zguilma Lakbir	1284	/	/	/
BM1	Boulmane	2630	/	/	/
BM2	Hassi Boulmane	3410	/	/	/
BM2'	Boulmane (eau puits)	3820	/	/	/
BM2''	Boulmane (eau source)	2460	/	/	/
BM1'	Boulmane	/	/	/	2880

Tableau 3. 7 : Variations de la Conductivité dans les eaux de la Hamada du Guir, exprimée en $\mu\text{S}/\text{cm}$

Les échantillons BM2' et BM2'' ont été prélevés à l'intérieur du même puits BM2 de grand diamètre, à Oued Boulmane. On pouvait y voir 2 sources provenant de directions opposées alimentant ce puits. Les conductivités respectives sont différentes. L'eau la moins chargée en sels (BM''2) proviendrait en fait de l'assise des calcaires viséens alors que l'eau qui alimente le puits serait issue des limons noirs, probablement d'âge holocène, qui surmontent ces calcaires. Ce phénomène a déjà été remarqué par M. A. Roche concernant la source Ain Boulmane, que nous n'avons plus retrouvé sur le terrain, et le puits Boulmane se trouvant à l'amont de la source.

Les résultats des analyses chimiques et isotopiques des eaux seront interprétés ultérieurement avec l'ensemble des points d'eau prélevés.

V. Etude de la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses quaternaires :

Lors de nos différentes campagnes de collecte de données sur le terrain, en longeant l'Oued Saoura, depuis sa naissance à Igli jusqu'à son extinction au Fom Lakhneg, nous avons traversé les palmeraies et localités suivantes (Fig.3.9) :

- Igli
- Touzdit
- Mazzer
- Régions de Zguilma et Oued Boulmane
- Sedra et Ouarourout
- Béni-Abbès et ses régions environnantes (Hemama, Juiffa et Hassi Rokna)
- Hedeb Baba Haida
- Daïet Loussekh et Khneg Tlaïa (Gorges de Tamaris)
- La région d'El Ouata avec toutes ses palmeraies :
 - + Bechir
 - + Idirh
 - + Tamtert
 - + El Ouata Commune
 - + El Majja
 - + Anefid
 - + Aguedal
- Guerzim
- Béni-Ikhlef
- Zaouïa Lakbira et Tezzouggar
- Kerzaz
- Timoudi
- Bou Terfaya
- Ouled Khodeir
- Ouled Rafea
- El Ksar
- Timgharine
- Ksabi
- Hassi Abdellah

Vu l'immensité de la surface du terrain étudié et les difficultés d'accès à certaines zones, il ne nous a pas été possible de recenser tous les points d'eaux de la région. Seuls, des points représentatifs ont été considérés au niveau de chaque palmeraie. La palmeraie de Béni-Abbès, étant la plus importante, nous y avons effectué un maximum de mesures et de prélèvements (Fig. 3. 10).

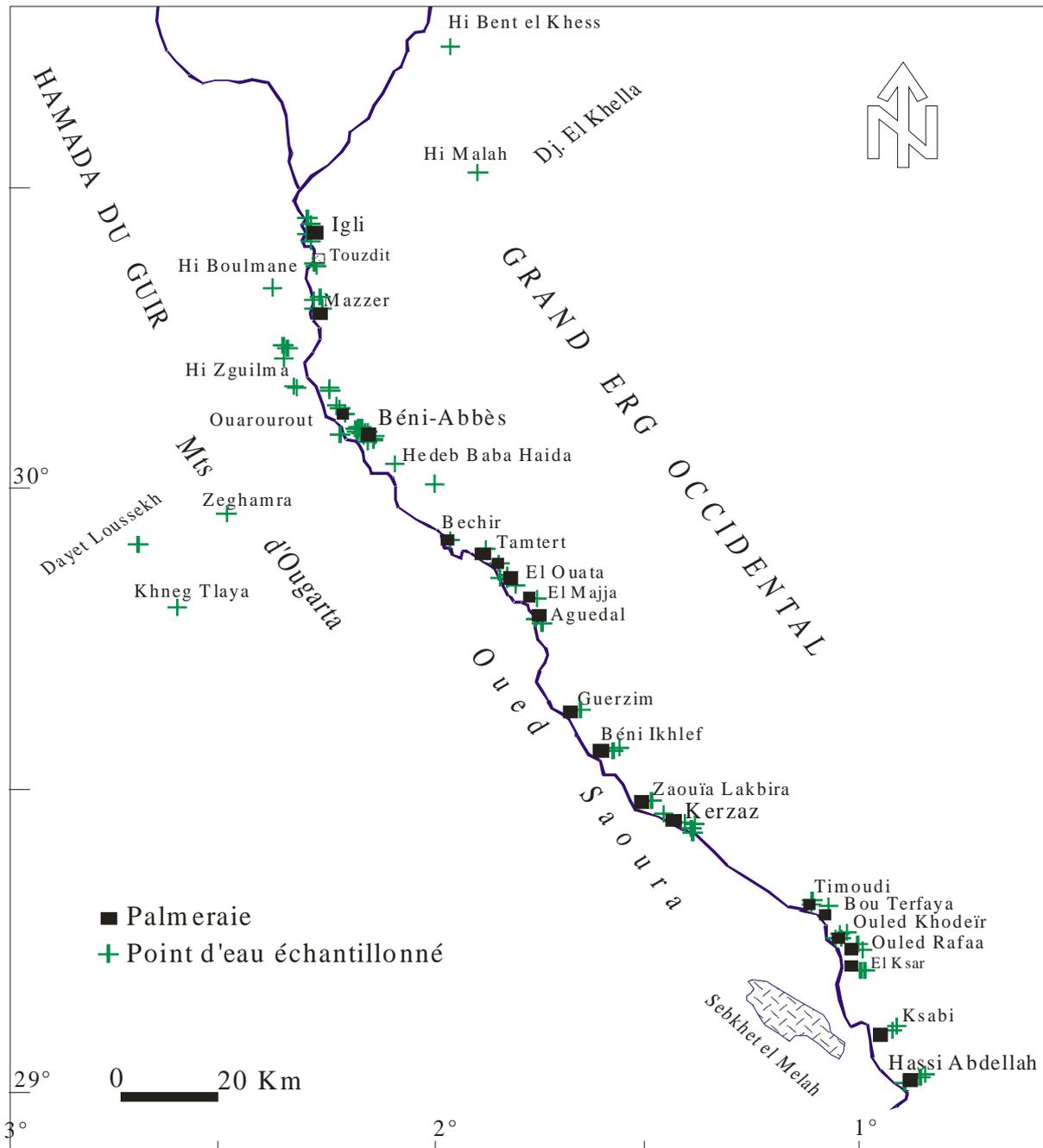


Fig. 3. 9 : Carte d'inventaire des points d'eau échantillonnés à chaque palmeraie

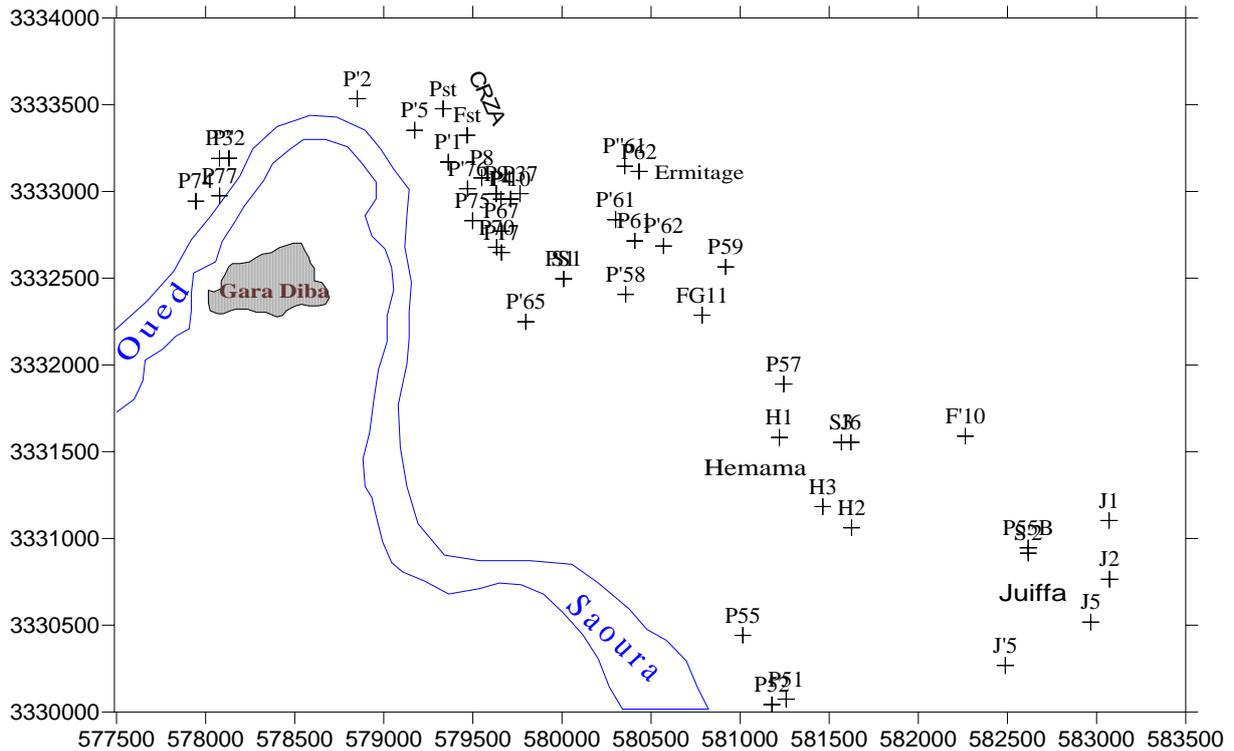


Fig. 3. 10: Inventaire des points d'eau échantillonnés à Béni-Abbès

V. 1. Variations de la Profondeur de l'eau dans la vallée de la Saoura :

Nous avons représenté sur les figures 3. 11 (a) et (b) les variations de la profondeur de l'eau de la nappe durant les campagnes effectuées, soit entre 2002 et 2004. La figure 3. 10 (a) regroupe les puits où les niveaux de l'eau sont disponibles pour les 4 campagnes, et ne sont donc pas influencés par les pompages, souvent utilisés pour l'irrigation des jardins, dans le cas des puits traditionnels des palmeraies, ou pour l'alimentation en eau potable (AEP) dans le cas des puits communaux. Ce sont généralement les puits localisés au niveau des palmeraies, donc les plus proches de l'oued, qui présentent les variations les plus importantes de la profondeur (P'2, P'74, KH1) ainsi que les puits destinés à l'A.E.P (KH12) qui seraient encore influencés par le pompage au moment des mesures.

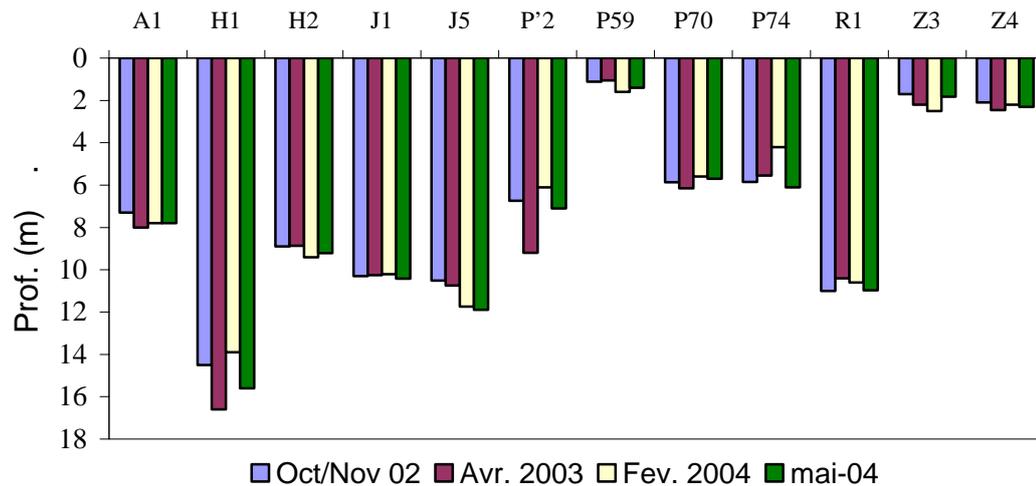


Fig. 3. 11 (a) : Variations interannuelles et saisonnières des profondeurs de l’eau de la Saoura

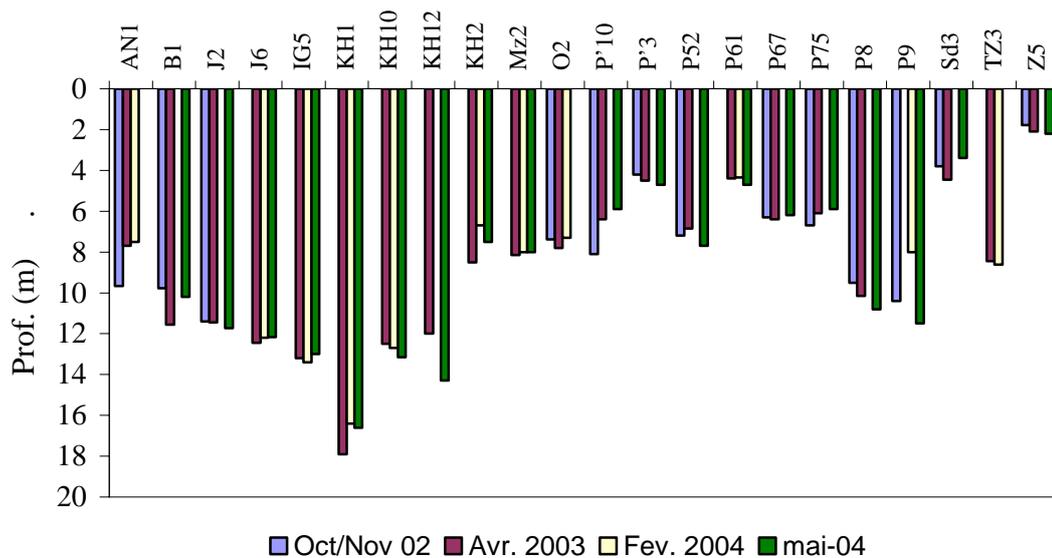


Fig. 3. 11 (b) : Variations interannuelles et saisonnières des profondeurs de l’eau de la Saoura

Sur l’ensemble des points mesurés, la profondeur varie entre 0.7 et 24.5m (tab. 3. 8).

	CI (Oct/Nov. 2002)	CII (Avril 2003)	CIII (Fev. 2003)	CIV (Mai 2004)
Prof. Min. (m)	1.11 (P59)	1.05 (P59)	0.70 (Z6)	1.4 (P59)
Prof. Max. (m)	14.5 (H1)	24.5 (KH7)	22.0 (KH32)	24.83 (AN1)

Tableau 3. 8 : Valeurs minimales et maximales des profondeurs de l’eau de la Saoura

Par ailleurs, nous avons représenté les variations de la profondeur des eaux typiques de l'Erg le long de vallée de la Saoura, de l'amont (Igli) vers l'aval (Hassi Abdellah) (Fig. 3. 12). On remarque que la profondeur diminue de l'amont vers la moyenne Saoura et augmente à nouveau vers l'aval, à la basse Saoura.

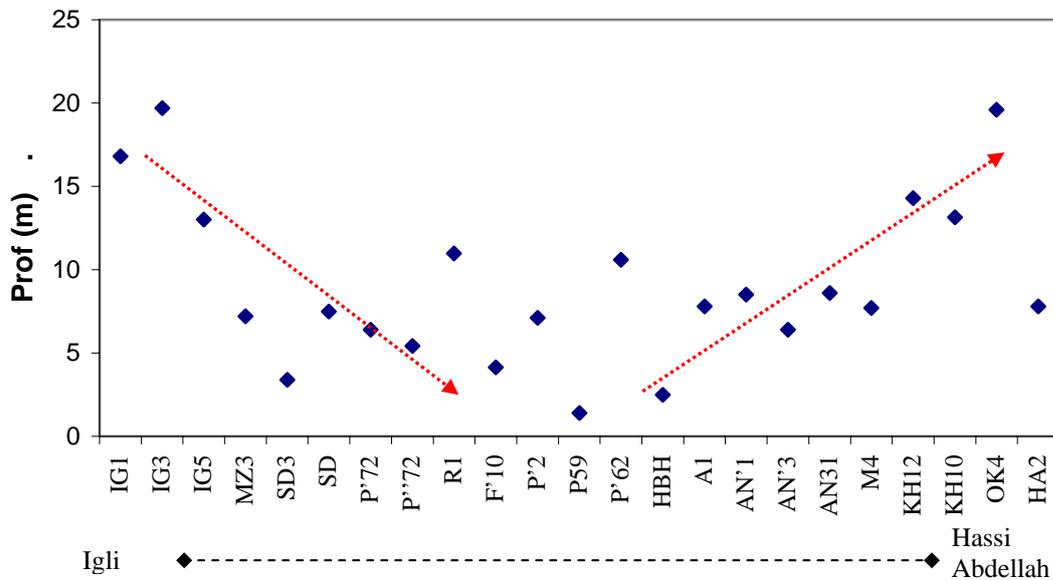


Fig. 3. 12 : Variations de la profondeur des eaux typiques de l'Erg le long de la Saoura

V. 2. Les sources et les foggaras :

V. 2. 1. Les sources :

Nous avons représenté sur le tableau 3. 9 les sources échantillonnées au cours de notre dernière campagne de terrain. Elles sont toutes situées en rive gauche de la Saoura et sont presque toutes captées. Elles se présentent sous forme de boyaux de dissolution, parfois agrandis par les villageois. La plus importante étant celle de Béni-Abbès, elle alimente la piscine et la population.

Région et nom de la Source	Q (l/s)				
	1941	1963	1964	1996	2004
S3 : Hemama	/	/	/	/	0.2
S'2 : Juiffa	/	/	/	/	0.12
S1: La Grande Source, Béni-Abbès	/	/	28	25	/
Sg4: Seguia Djdidia, Ouarourout	/	/	/	/	0.6
MZS4: Ain el Hemmam, Mazzer	1 à 1.5	0.67	0.64	/	1.0
MZS5: Ain er-Rmel, Mazzer	/	0.6	0.54	/	0.429

Tableau 3. 9 : Variation des débits de sources de la Saoura

Les mesures ont été effectuées, grâce au chronomètre, par remplissage d'un sceau. On observe une diminution des débits de la grande source et celle de Ain er Rmel. Toutefois, ces mesures étant effectuées à des saisons différentes de l'année, cette conclusion reste à vérifier par de plus nombreuses mesures dans le temps. Le débit de la source de Ain el Hemmam a, lui, augmenté en 2004.

V. 2. 1. 1. La Grande Source de Béni-Abbès :

Comme l'ensemble des palmeraies de la Saoura, Béni-Abbès s'étend en rive gauche sur le Saourien et le Guirien, en contrebas de la falaise Mio-Pliocène. A l'origine, le village doit probablement son importance à l'existence de la Grande Source, qui irrigue à elle seule, la palmeraie principale et alimente en partie la population en eau potable.

Elle est située à environ 2 km au Sud, Sud Est de la Daira de Béni-Abbès, à une altitude de 487 m. Le captage, situé au fond d'un puits, est fermé; le puits d'accès étant comblé par des dépôts de pente. L'eau arrive par une galerie naturelle ouverte au niveau des silixites (fig.3.13). Cette galerie n'est pénétrable que sur quelques mètres. Au pied du puits d'entrée et sur la rive gauche de la rivière souterraine, on peut observer deux petites arrivées d'eau. La première partie de la galerie orientée N140° E se termine en cul de sac. Il semblerait qu'il y ait une arrivée d'eau à ce niveau. Au passage, on peut observer un conglomérat très silicifié et de nombreuses racines, ce qui laisse croire à un risque de contamination de la source par les eaux superficielles à cet endroit. La galerie se poursuit N50°E sur 4 à 5 mètres et vient butter contre un redent qui forme une cascade. Le plafond s'abaissant ne permet pas de progresser au-delà. La galerie semble se poursuivre dans la même direction et on perçoit le bruit d'une nouvelle cascade. C'est à ce niveau que se produit l'arrivée d'eau la plus importante. A

l'intérieur de la cavité, l'eau peut atteindre une profondeur de 1 mètre. Le débit moyen de la source mesuré à différentes périodes est de 28 ± 1 l/s.

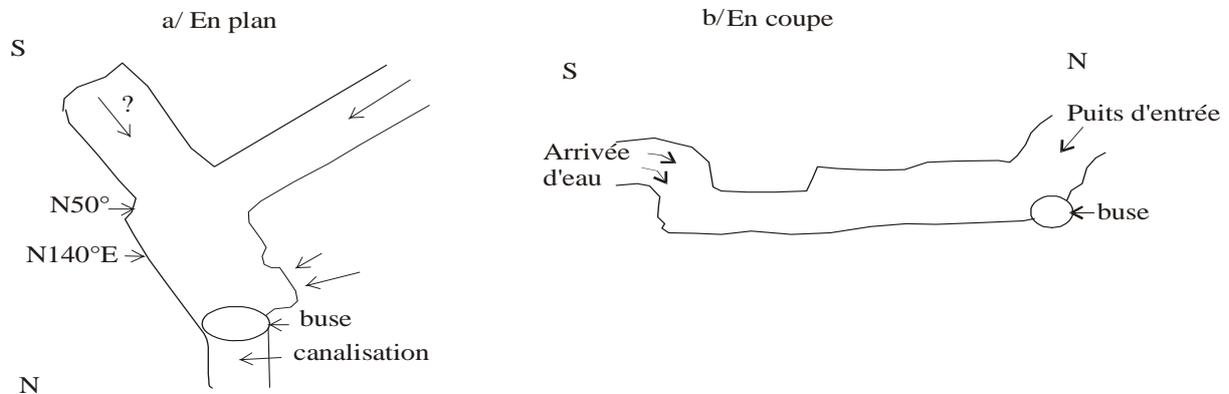


Fig. 3. 13. Schéma de la Grande Source

V. 2. 2. Les foggaras :

Le terme de foggaras désigne une canalisation d'eau souterraine, simple ou à aqueduc dans certains pays ; elle représente au Sahara algérien tout un système de drainage des nappes d'eau souterraines.

La foggara des oasis algériennes est constituée par une galerie souterraine qui amène l'eau d'une nappe aquifère sur le terrain à irriguer grâce à une pente appropriée. L'eau est donc drainée et assure l'arrosage par simple gravité (Fig. 3. 14).

Le système de foggara est intéressant dans la mesure où il constitue depuis longtemps le fondement de l'organisation socio-économique et continue à modeler l'espace et la vie dans le Sahara algérien et dans les régions arides de façon générale.

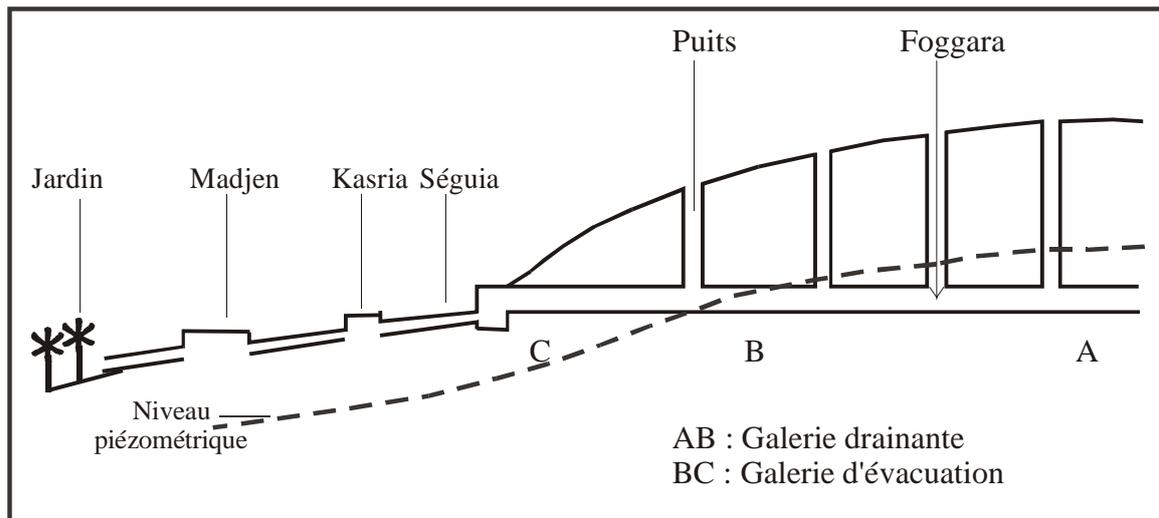


Fig. 3. 14 : Schéma de fonctionnement d'une foggara (A. Cornet, 1962)

La galerie AB passe sous la surface piézométrique et draine la partie haute de la nappe, c'est la section active de la foggara. La partie d'évacuation BC présente une légère pente de l'amont vers l'aval permettant l'écoulement de l'eau vers l'extérieur en direction des séguias.

La majorité des foggaras sont malheureusement mortes en raison du manque d'entretien et de leur curage. Nous n'avons pas mesuré leur débit, sauf celle de l'ermitage où il nous a été possible d'accéder au fond de la galerie (tableau 3. 10). Leur débit est généralement faible mais régulier dans le temps. Dans son travail, M. A. Roche avait donné les directions et débits de quelques foggaras recensés en 1963 à Béni-Abbès, Il est intéressant de noter que l'on retrouve dans ces galeries artificielles la direction N 50° E déjà observée dans les sillexites de la Grande Source.

N° de Foggaras	Localisation et/ou propriétaire	Latitude X	Longitude Y	Q (l/s) Mai 2004	Profondeur du niveau de l'eau (m) (Mai 2004)
P°61	Ermitage (Sœurs)	30° 07' 37 N	02° 09' 57 W	0.09 l/s	
Fg°10	Foggara Juiffa	30° 06' 46 N	02° 08' 46 W	/	4.14
Fst	Centre de Recherche sur les Zones Arides	30° 07' 43 N	02° 10' 30 W	/	8.50
Fg11	Touhami Bachir	30° 07' 09 N	02° 09' 41 W	/	5.80
SD4	Ouarourout (Sedra) Zghamri A.	30°10'07 N	02°13'32 W	/	
SD3	Ouarourout (Sedra) Kaddouri	30°11'44 N	02°14'28 W	/	3.4
SD	Ouarourout (Sedra) Djelloul H.	30°11'57 N	02°14'37 W	/	7.5
P°72	Ouarourout Foggara Martouma	30°09'56 N	02°13'25 W	/	6.4

Tableau 3. 10. Profondeurs et débit de quelques foggaras

V. 3. Hydrogéologie de la région de Béni-Abbès :

Dans la région de Béni-Abbès, le Dévonien Moyen et Supérieur constituent le soubassement de la Hamada. En rive gauche de l'Oued Saoura, les schistes rouges du Dévonien Supérieur constituent le mur imperméable de la nappe. On les observe au fond de plusieurs puits sous le Quaternaire.

Dans ces terrains et dans le Mio-Pliocène s'encaisse la vallée de Saoura, où le Saourien et le Guirien sont très bien représentés. La nappe se situe en rive gauche dans les terrains hamadiens et quaternaires (M. A. Roche, 1973). Nous n'avons pas étudié les eaux de la nappe de l'inféro-flux de l'oued, la majorité des puits l'exploitant étant soit abandonnés ou inutilisables en raison de leur grande salinité.

- Le Mio-Pliocène est représenté, à la base, par des sédiments variés suivant les lieux (G. Conrad et M.A. Roche, 1965). A Hemama (Fig. 3. 15), des calcaires néogènes à gros éléments de Primaire (1) surmontent les schistes, alors qu'à la base de la Gara Diba, ce sont des sables éolisés, clairs, avec un horizon encroûté de type alios, et des grès rougeâtres limités par des cloisons gypseuses. Au dessus, 20 mètres de *torba* (2) (grès argilo-calcaire) constituent l'essentiel du talus hamadien très escarpé. La dalle hamadienne inférieure est constituée à la base de calcaires gréseux (3) avec une intercalation d'un niveau peu épais (0.2 à 0.3 m) de sables très riches en CaCO₃. Par la suite, on a des grès tendres puis des calcaires silicifiés, en bancs discontinus, recouvrant un grès à ciment calcaire. L'épaisseur totale dépasse une dizaine de mètres. La dalle hamadienne érodée forme un palier morphologique plus ou moins large en bordure de la Saoura, mais en s'éloignant de la vallée, des grès à ciment calcaire néogènes se développent au dessus de cette dalle (M. A. Roche, 1973).

- Le Saourien est présent en contrebas de la falaise hamadienne, à l'Est de la palmeraie et au-delà de la piscine vers Hemama (Fig. 3. 15). Ce sont des sables gris, jaunes ou bruns (4 et 6), avec une intercalation marno-sableuse vers la base (5). A Hemama, ces sables se terminent en biseau vers l'Est sur les calcaires gréseux de la base du Mio-Pliocène. C'est ainsi que le puits 279 traverse 1 mètre de sable brun pâle (7), puis le Mio-Pliocène (1) sur 8 à 10 m, atteignant l'eau 2 à 3 mètres avant le mur imperméable formé de schistes probablement famenniens. Vers l'ouest, l'eau passe des terrains hamadiens dans la base du Saourien.

- Le Guirien est formé de cailloutis à sa base (8) (0.5 à 1 m) surmontant les schistes du Dévonien supérieur (I). Au dessus, on a 4 à 5 mètres de sables fins bistres (9) avec des passées de cailloutis à leur base. La série se termine par 1 à 2 m de marnes grises et noires. Ces sédiments sont intercalés de passées argileuses brunes.

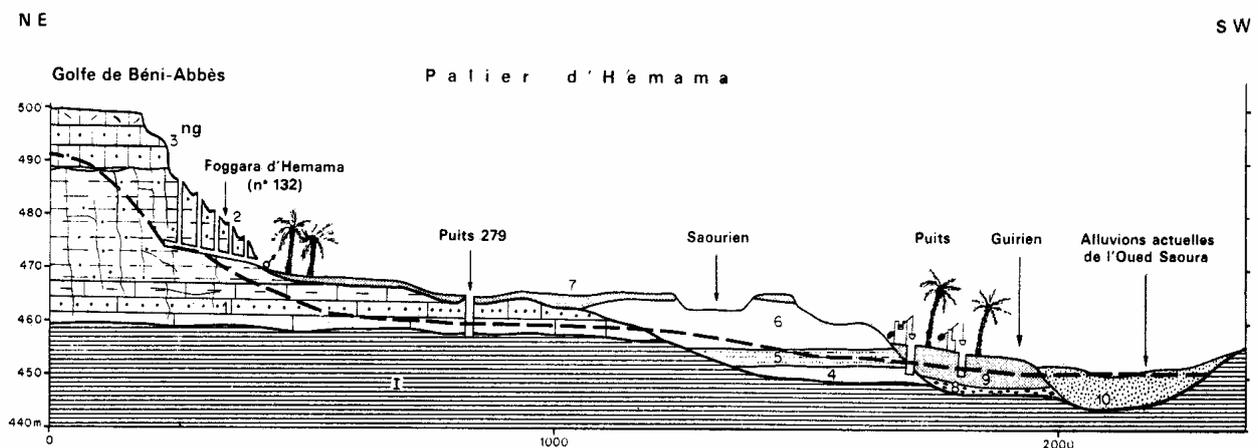


Fig. 3. 15 : Coupe hydrogéologique à travers le palier d'Hemama près de Béni-Abbès

I: Schistes rouges (Dévonien supérieur). 1 : Calcaires à éléments de Primaire (Néogène). 2 : Torba : grès argilo-calcaire (Néogène). 3 : Dalle calcaire hamadienne inférieure (Néogène). 4-6 : Sables et marnes sableuses (Saourien). 8 : Cailloutis (Guirien). 9 : Sables fins (Guirien). 10 : Sables à débris de Primaire (actuel)

V. 3. 1. Profondeur de la nappe :

Nous avons tracé sur la carte de la figure 3. 16, les courbes d'égaux profondeurs de la nappe dans la région de Béni-Abbès. Nous remarquerons que la profondeur diminue vers le centre et le Sud Est de la palmeraie où elle varie entre 2 et 4 m. Par ailleurs, elle augmente en se dirigeant vers le Sud Est, vers Hemama où l'on note la profondeur la plus importante mesurée (15 m), ainsi que vers Juiffa.

L'ordre de grandeur de variation de la profondeur au niveau de la région de Béni-Abbès, sur la carte tracée par Roche en 1973, est presque le même qu'en 2004 (Fig. 3. 17). Toutefois, la comparaison entre les deux périodes s'avère difficile vu l'augmentation excessive du nombre de puits creusés dans la palmeraie et leur proximité. Nous pouvons cependant observer des variations de la profondeur de l'eau dépassant 1 m, limite donnée par Roche, entre 1963 et 1964.

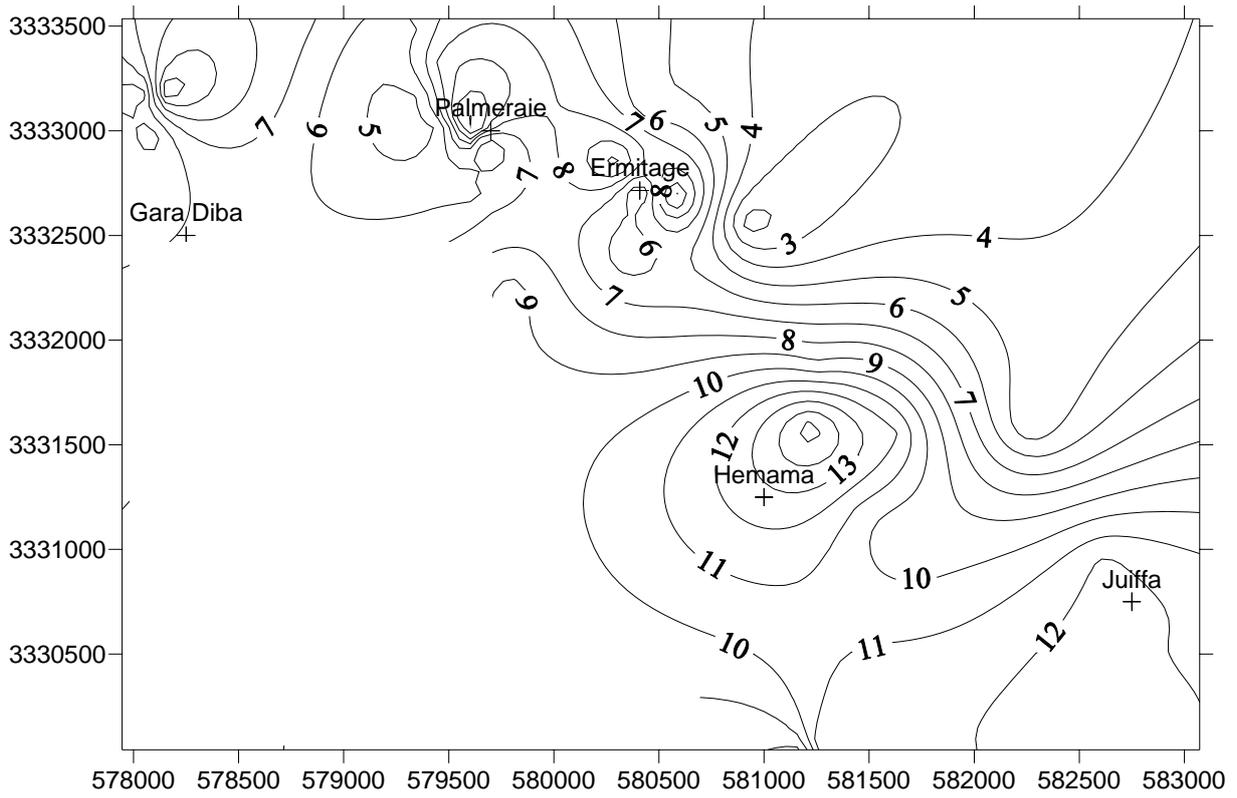
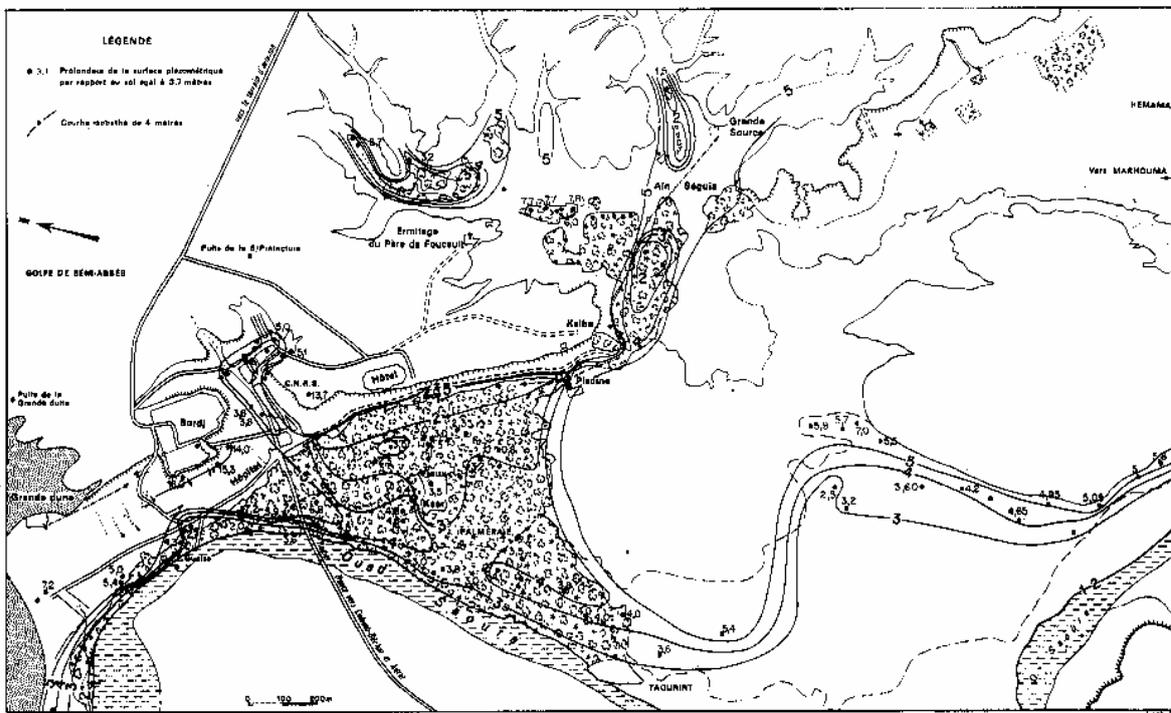


Fig. 3. 16 : Carte d'égaux profondeurs de l'eau à Béni-Abbès (Mai 2004)



Béni-Abbès, Courbes d'égale profondeur de la surface piézométrique de la nappe (en mètres), selon M.A. Roche, 1973

Fig. 3. 17 : Courbes d'égaux profondeur de la surface piézométrique de la nappe (M. A. Roche, 1973)

V. 3. 2 Carte piézométrique :

Un très grand nombre de puits a été inventorié au niveau de la palmeraie de Béni-Abbès au cours de notre campagne de terrain, réalisée en Mai 2004. Ayant des doutes sur les altitudes d'un grand nombre d'entre eux, nous avons tracé la carte piézométrique avec un nombre réduit de points d'eaux limités à la palmeraie proprement dite (Fig. 3. 18). Le sens général d'écoulement se fait en direction de l'oued Saoura. Bien que très localisée, cette carte piézométrique a permis de mettre en évidence un axe de drainage localisé au Nord-Est du Ksar, qui tend à regagner le sens général de l'écoulement. Un dôme piézométrique est localisé au Sud-Est du Vieux Ksar, autour du puits P37. On note également une ligne de partage des eaux orientée Est-Ouest. La carte montre des courbes isopièzes plus rapprochées au Sud-Est du Vieux Ksar, mais s'écartent au Nord-Nord-Est. Nous pourrions déduire que le gradient hydraulique augmente vers le Sud-Est du Ksar, et diminue vers le Nord-Nord-Est et vers l'Ouest.

Les forts gradients représentent les zones d'alimentation de la nappe des terrasses à partir du Grand Erg occidental.

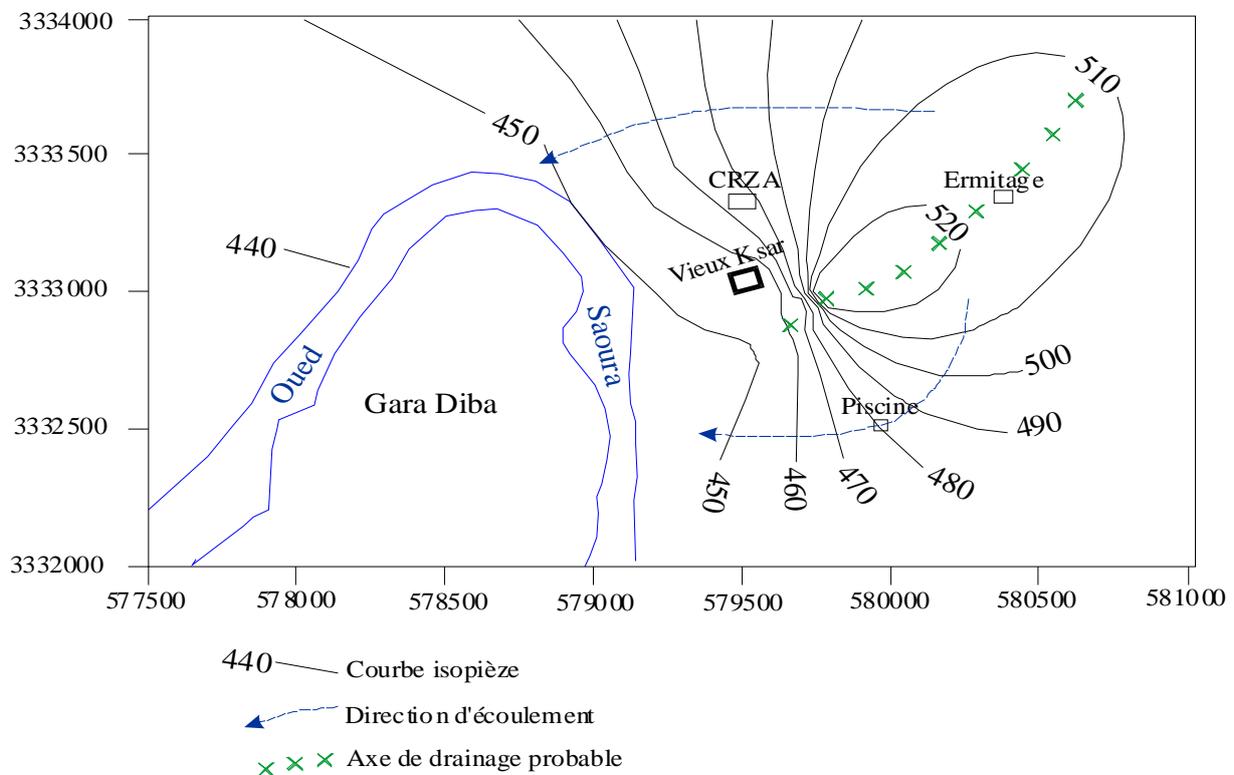


Fig. 3. 18 : Carte piézométrique de la palmeraie de Béni-Abbès (Mai 2004)

La carte piézométrique de la région de Kerzaz (Fig. 3. 19), où l'on a un plus grand nombre de points nivelés, et dont les affleurements se situent aussi bien rive droite que rive gauche de la Saoura met également en évidence le sens d'écoulement de la nappe depuis l'erg vers l'oued. Il apparaît clairement que Oued Saoura draine la nappe en tous points. En rive droite de l'Oued, une alimentation de la nappe a lieu à partir de l'Ordovicien, surtout en face du Ksar, où les courbes isopièzes sont presque parallèles aux affleurements des quartzites fissurés de l'Ordovicien. Par ailleurs, les courbes ont une allure plutôt oblique aux affleurements primaires et traduiraient donc une alimentation moins importante.

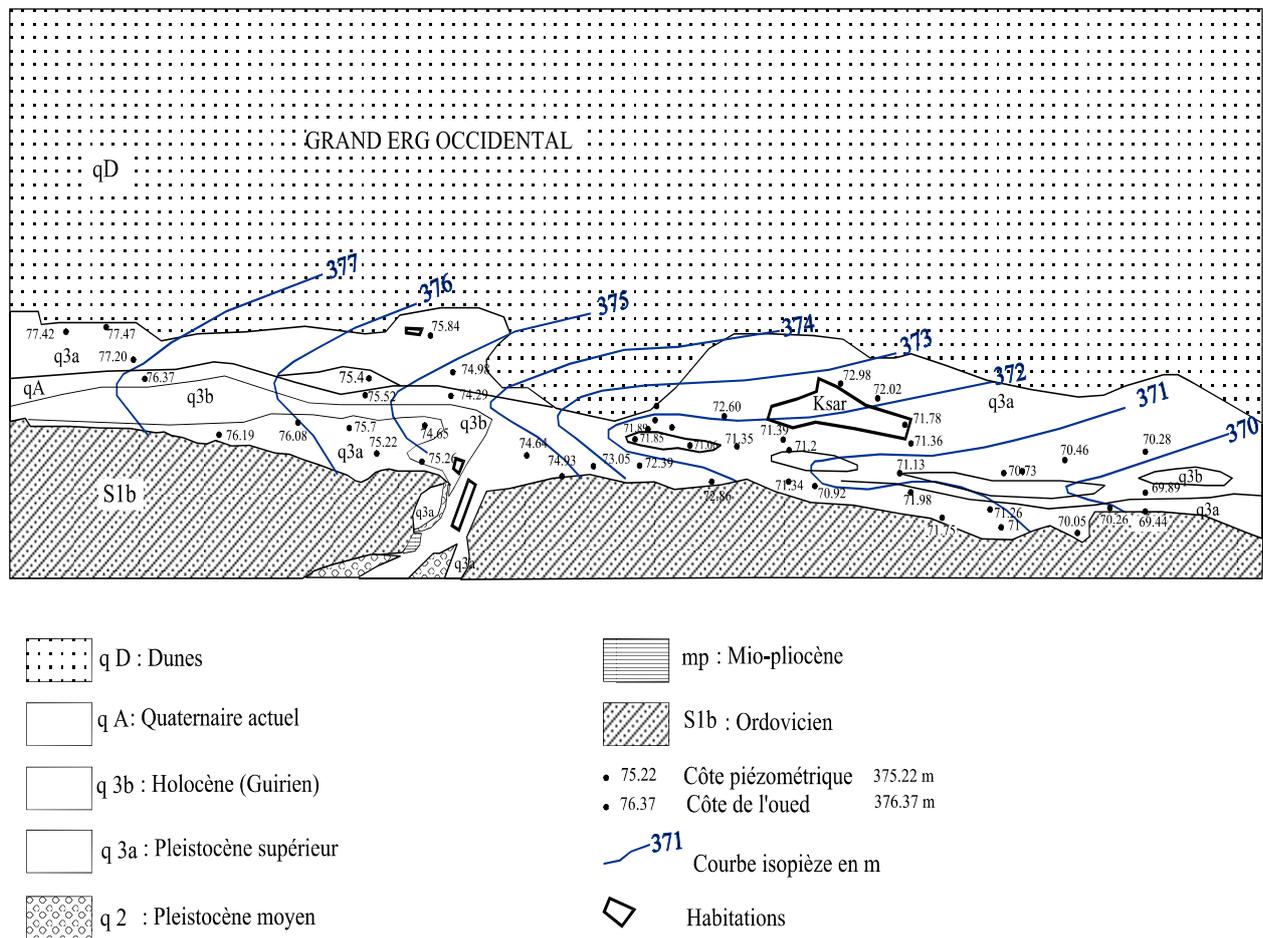


Fig. 3. 19. Carte piézométrique de la palmeraie de Kerzaz (Guerre, 1976)

VI. Conclusion

Au terme de cette étude hydrogéologique synthétique et globale, les principaux aquifères de la région ont été mis en évidence. A l'Est de l'Oued Saoura, la nappe phréatique du Grand Erg Occidental représente les ressources souterraines les plus importantes et semble indissociée de celle de la nappe des terrasses qui longent la Saoura.

La carte piézométrique tracée au niveau de la palmeraie de Béni-Abbès confirme les connaissances déjà acquises sur la région. Les eaux s'écoulent généralement de l'est vers l'ouest, ce qui montre que la nappe du Grand Erg Occidental alimente les terrasses alluviales de la rive gauche de la vallée où sont implantées les palmeraies ; la vallée de la Saoura constituerait de ce fait, l'exutoire ouest de la nappe du Grand Erg Occidental.

Par ailleurs, la carte piézométrique de la nappe des alluvions quaternaires de Kerzaz, plus précise et plus complète a montré une alimentation à partir des quartzites fissurés de l'Ordovicien supérieur, rive droite de la Saoura. Ce phénomène pourrait probablement exister en d'autres endroits le long de la basse vallée de la Saoura.

Partout dans la Saoura, aussi bien rive droite que rive gauche, l'oued draine la nappe.

Mis à part l'existence de réserves héritées des phases pluvieuses quaternaires, l'alimentation actuelle de la nappe doit être très limitée compte tenu de la superficie des affleurements et de la faible pluviométrie de la région.

CHAPITRE 4. HYDROCHIMIE

Introduction

Quatre campagnes d'échantillonnage et de mesures sur le terrain ont été réalisées tout au long de la vallée de la Saoura entre 2002 et 2004. Des points représentatifs ont été prélevés au niveau de chaque palmeraie. Ce sont généralement les puits communaux, destinés à l'A.E.P (Alimentation en Eau Potable) de toutes les palmeraies et des points dans la palmeraie au sens strict, c'est-à-dire proches de l'oued. Le nombre de points d'eaux concernés varie d'une campagne à une autre, avec un plus grand nombre de points au niveau de la palmeraie de Béni-Abbès. Nos prélèvements concernent principalement la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses quaternaires, également celle de la Hamada du Guir, des Monts d'Ougarta et 2 points près des massifs paléozoïques du Dinantien (1 et 2).

- Campagne I (C1) : d'Octobre à Novembre 2002, depuis Igli jusqu'à la commune d'El Ouata, (Haute et Moyenne Saoura), 81 échantillons ont été prélevés avec plus d'une cinquantaine à Béni-Abbès
- Campagne II (C2) : au mois d'Avril 2003, depuis Igli jusqu'à Hassi Abdellah, soit toute la vallée de la Saoura (Haute, moyenne et basse Saoura). Au total, 105 échantillons ont été prélevés.
- Campagne III (C3) : au mois de Février 2004, 102 échantillons prélevés tout au long de la vallée de la Saoura.
- Campagne IV (C4) : au mois de Mai 2004, avec 119 échantillons prélevés tout au long de la Saoura, dont deux, au pied du massif paléozoïque d'El Khella, au Sud Est de Taghit.

L'échantillonnage a porté sur les forages (ou puits communaux destinés à l'A.E.P des palmeraies), puits (souvent traditionnels, du type à balanciers) sources et foggaras. Nous avons pu disposer d'un seul échantillon d'eau de pluie, tombée le 08 Avril 2004, à Ouled Khodeir.

I. Méthodologie de prélèvements et mesures :

I. 1. Mesures in situ :

Lors des campagnes de terrain, nous avons mesuré in situ :

- la conductivité, le pH, et la température : à l'aide d'un appareil Multiparamètres de type P4 WTW Multiline P4 (conçu par CCS, Cabinet de Consulting et Services). Ce Multiparamètre est muni de :

- + Electrode combinée de pH à sonde de température intégrée Sentix 97/T
- + Electrode à Oxygène Dissous Cellox325
- + Becher de Calibration Oxi cal-SL
- + Cellule de Conductivité Standard TétraCon 325

En raison d'un problème de fonctionnement de l'électrode à Oxygène Dissous, nous ne l'avons pas utilisé.

Nous avons également utilisé conjointement :

- + Conductivimètre HACH, de type Conductivity/ TDS. Meter. LABOVER Montpellier Model 44600
- + pH meter, HANNA instruments de type HI 8014

I. 2. Conditionnement des échantillons :

Des flacons doublés d'1/2 l et 1,5 l d'eau ont été prélevés à chaque campagne pour les analyses chimiques des éléments majeurs ou complètes. Les échantillons destinés à l'analyse des cations ont été acidifiés avec HNO₃ pur sur place. Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire de chimie des eaux et des sols de l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) d'Alger et d'Oran.

Pour la campagne 4, des échantillons doublés ont été prélevés conjointement sur le terrain dans des flacons en verre fumé de 125 ml chacun, pour analyses chimiques des éléments majeurs, des éléments traces et isotopes au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon, tandis qu'une quarantaine d'échantillons de la campagne 2 et

une dizaine de la campagne 4 ont été envoyés au laboratoire de l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique) à Vienne, pour analyses isotopiques.

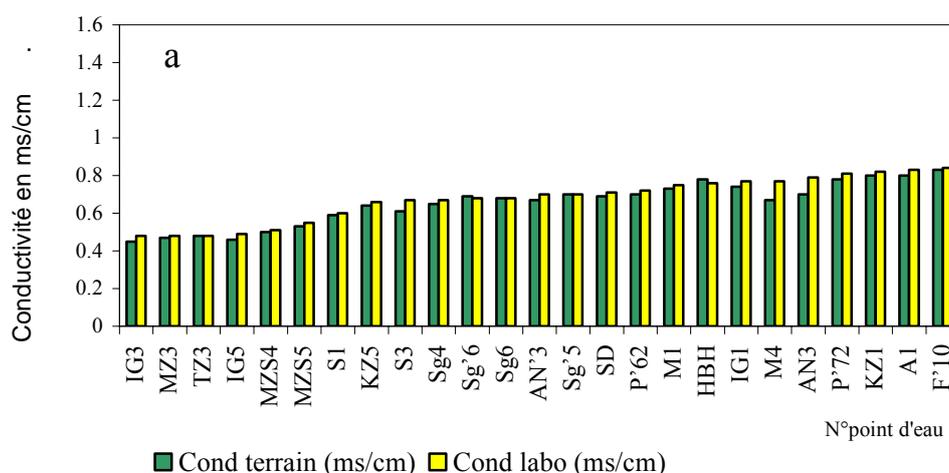
Au laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, les cations ont été déterminés par spectrométrie d'absorption atomique (IL 257), les anions par chromatographie ionique sur l'auto-analyseur « DIONEX », et la silice par colorimétrie sur un spectrophotomètre digital (CECIL CE 292).

Avant d'être analysés, les échantillons ont été conservés dans des bouteilles pleines, au réfrigérateur.

Faute de temps, nous n'avons pas pu faire le dosage de l'alcalinité et des chlorures de tous les échantillons sur le terrain. Les quelques échantillons dosés nous ont permis de comparer avec les teneurs mesurées en laboratoire. La conservativité de l'élément chlorure, élément essentiel dans la composition chimique de nos eaux, a bien été vérifiée. Afin d'avoir des valeurs homogènes, seuls les résultats des analyses chimiques réalisées en laboratoire ont été pris en compte.

I. 3. Validation des mesures :

Afin de vérifier la fiabilité de nos données, nous avons comparé, pour les 4 campagnes réalisées, les conductivités mesurées sur le terrain avec celles mesurées au laboratoire. Les histogrammes de la figure 4.1. (a, b, c et d) ci-dessous, établies à partir des données de la campagne 4, montrent que les valeurs mesurées au laboratoire sont presque identiques à celles mesurées sur le terrain.



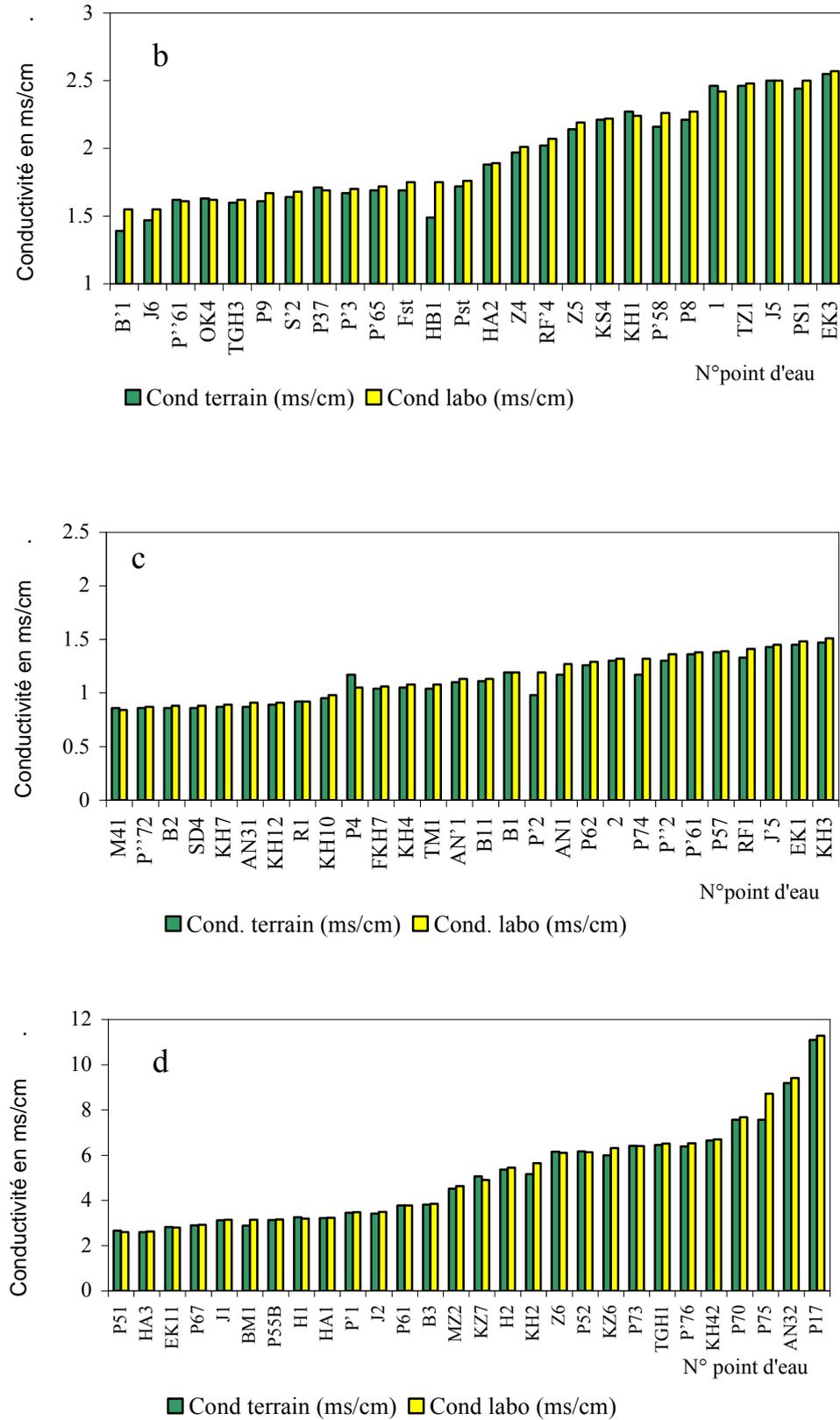


Fig. 4. 1 : Comparaison entre les conductivités mesurées sur terrain et celles mesurées au laboratoire (C4)

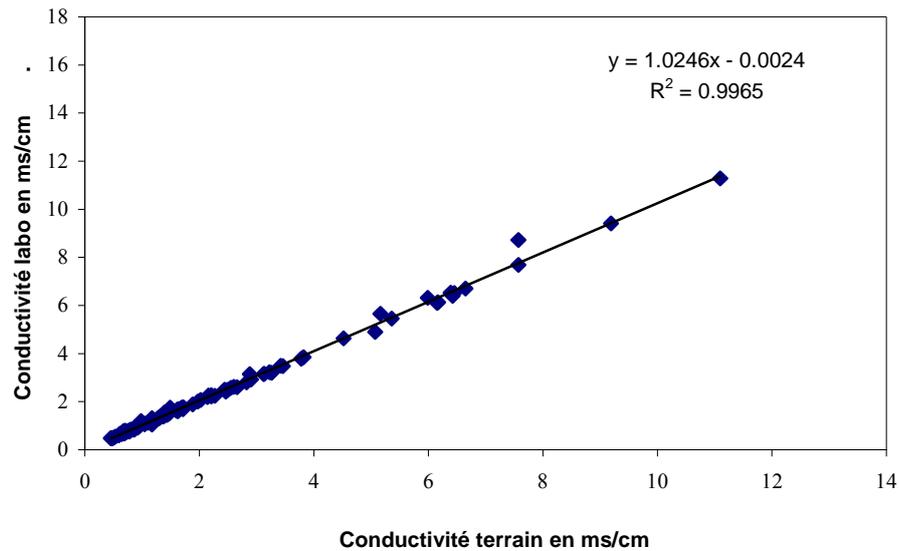


Fig. 4. 2 : Corrélation entre les conductivités mesurées sur le terrain et celles mesurées au laboratoire

La corrélation entre les deux types de mesures est très bonne (fig. 4. 2). Le coefficient de corrélation est égal à 0.998 avec une droite de pente 1.02. Pour les autres campagnes, le coefficient de corrélation est supérieur à 0.99. Nous remarquerons que les faibles variations notées caractérisent surtout les eaux à forte minéralisation. Ces variations seraient probablement dues à l'utilisation d'un appareil de mesure diff  rent au laboratoire.

Les analyses chimiques présentant un écart de la balance ionique supérieure à 5% ont été éliminées. Les résultats de nos analyses sont rassemblés dans les tableaux xxx en annexes.

II. Paramètres physiques

II.1. La température

La température moyenne des eaux de la Saoura varie entre 23.23 et 24.19°C (tableau 4. 1). Elle augmente au fur et à mesure que l'on avance vers la saison sèche. Elle est supérieure à celle de l'air, calculée sur la période étudiée (1970-1998) d'octobre à Avril, et lui est inférieure à partir du mois de Mai. L'écart est très marqué à la fin de l'hiver (Février). La moyenne de toutes les campagnes (23.53°C) est supérieure à la température moyenne annuelle de l'air, mesurée à la station de Béni-Abbès (20.69°C).

Température en °C	C1 (Oct/Nov. 2002)	C2 Avr. 2003	C3 Fev.2004	C4 Mai 2004	Moyenne C1+C2+C3+C4
T. moy. eau	23.23	23.37	23.32	24.19	23.53
T. moy air (1970-1998)	20.26	21.33	14.49	26.67	20.69

Tableau 4. 1 : Températures moyennes des eaux de la Saoura

La figure 4. 3. représente la variation de la température des eaux tout au long de la Saoura (campagne 4). Nous remarquons que la température augmente légèrement de l'amont vers l'aval de la Saoura.

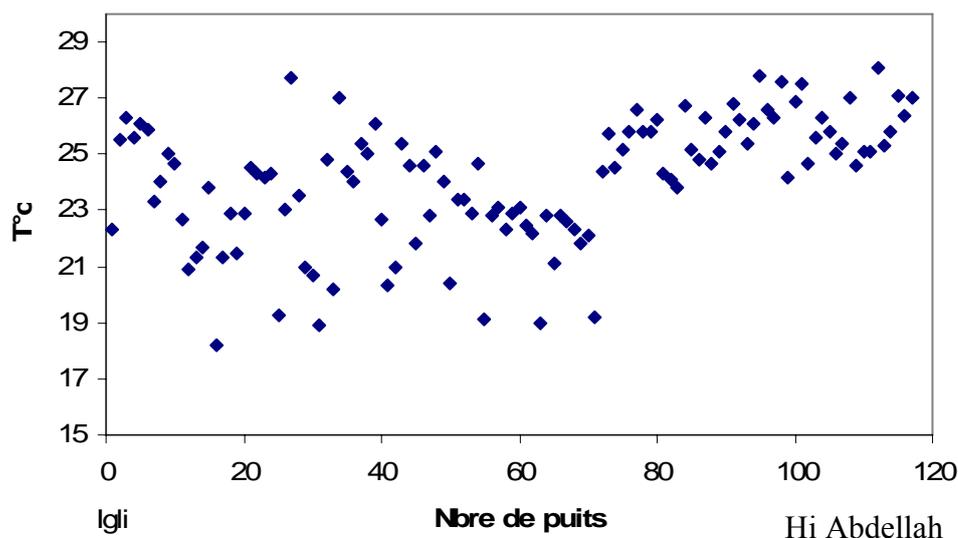


Fig. 4. 3 : Variation de la température des eaux de l'amont vers l'aval de la Saoura (C4)

Nous avons représenté par ailleurs la température en fonction des profondeurs classées des eaux de la campagne 1 réalisée en octobre-novembre 2002 (fig. 4. 4). On peut observer que la température a tendance à baisser quand la profondeur augmente. Les eaux des puits les moins profonds, notamment au niveau de la palmeraie de Béni-Abbès, ainsi que les puits ouverts, à grand diamètre, seraient les plus influencés par la température de l'air.

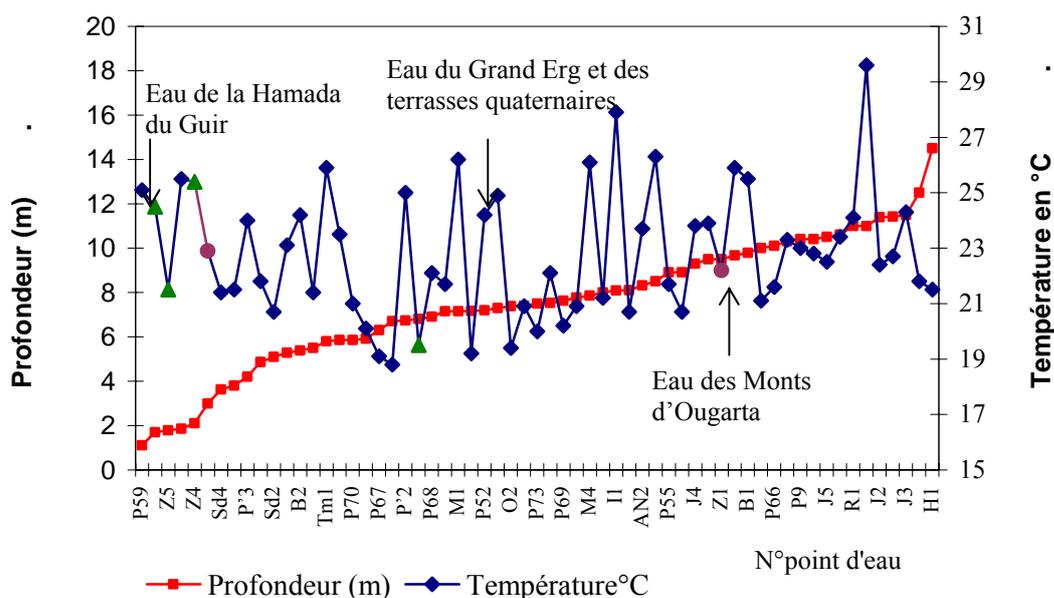


Fig. 4. 4 : Evolution des profondeurs classées et des températures des eaux de la Saoura (C1)

II. 2. Le pH

Il fluctue autour de la neutralité pour l'ensemble des eaux de la Saoura pour toutes les campagnes de mesure (tableau 4. 2).

	C1	C2	C3	C4
pH moyen	7.01	7.1	7.03	7.43

Tableau 4. 2 : pH moyen des eaux de la Saoura

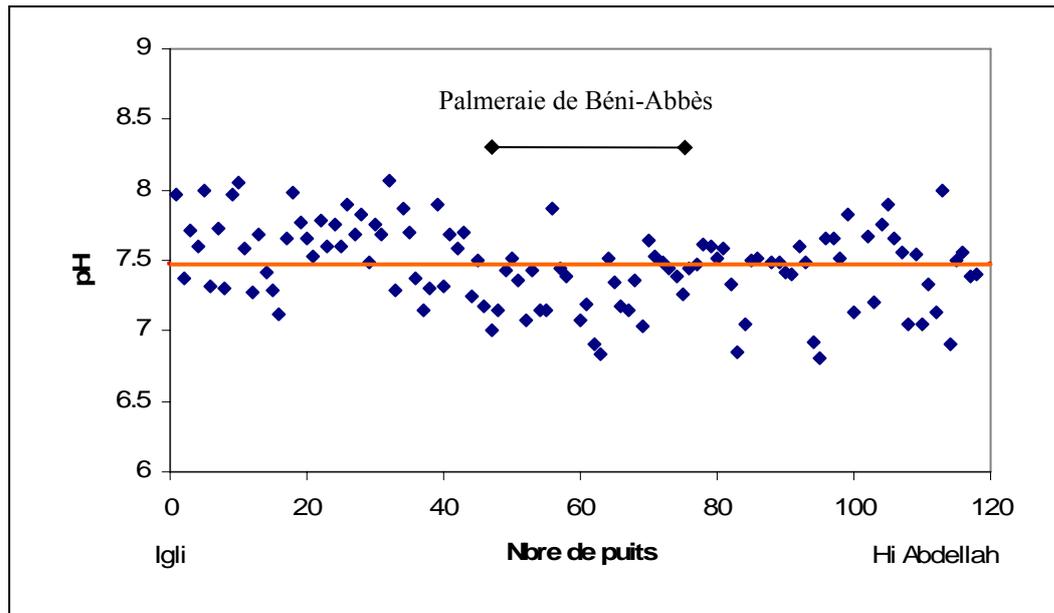


Fig. 4. 5 : Evolution du pH des eaux le long de la Saoura (C4)

La figure 4. 5. montre que ce sont les eaux des puits proches de l'oued, notamment au niveau de la palmeraie de Béni-Abbès, qui présentent les valeurs de pH les plus faibles. Cette faible diminution du pH serait probablement due à la présence des matières organiques dans les sols de la palmeraie, ce qui implique de fortes valeurs de la pCO_2 . (voir paragraphe.....XX et tableau VVV)

II. 3. La conductivité :

La conductivité électrique des eaux a été normalisée à 25°C. Elle est fonction de la charge saline d'une eau et exprime donc sa minéralisation. Dans la vallée de la Saoura, celle-ci présente une grande amplitude de variation (tableau 4. 3)

Conductivité (ms/cm)	C1	C2	C3	C4
Min	0.489	0.464	0.30	0.45
Max	19.82	16.95	17.40	11.10
Moy	3.059	2.562	2.378	2.245

Tableau 4. 3 : Conductivités des différentes campagnes de mesure

Bien que le nombre de points d'eau soit différent d'une campagne à l'autre, et que la campagne 1 ait concerné surtout les eaux de la région de Béni-Abbès, la valeur moyenne de la conductivité est autour de 2.561 ms/cm.

Les valeurs les plus faibles de la conductivité caractérisent les eaux typiques de l'Erg ; les plus élevées celles à proximité ou de l'inféro-flux de l'oued. Pour les mêmes points d'eaux considérés, on remarque qu'il ya une variation relativement faible de la conductivité dans le temps.

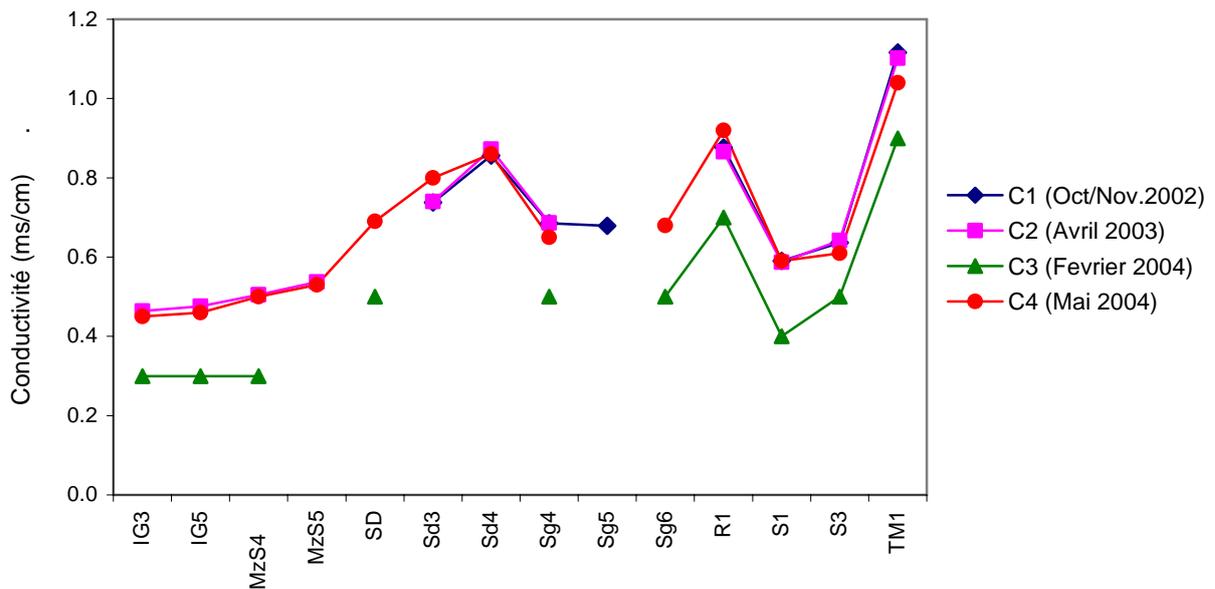


Fig. 4. 6 : Variations interannuelles et intersaisonnieres de la conductivité des eaux de l'Erg

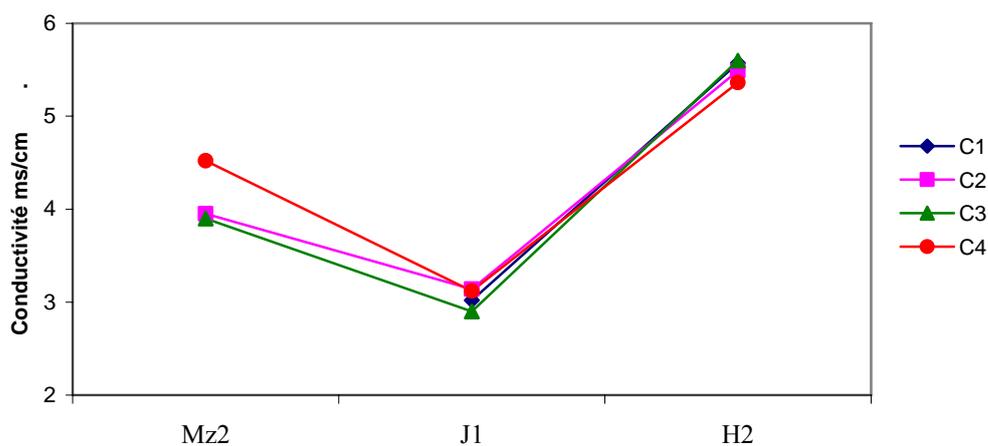


Fig. 4. 7 : Variations interannuelles et intersaisonnieres de la conductivité des eaux du Quaternaire (proches de l'Oued)

La figure 4. 6. représente les variations de la conductivité des eaux de quelques puits, sources et foggaras captant les formations néogènes de l'Erg au cours des 4 campagnes de terrain réalisées (tableau 4. 4). Les mesures de quelques échantillons de la campagne de février 2004 (C3) se distinguent nettement des autres. Plus qu'à une simple variation saisonnière de la minéralisation, nous pensons que cet écart régulier par rapport à la valeur réelle de la conductivité, serait dû au changement de l'appareil de mesure au cours de cette campagne, et dont la précision est de l'ordre du dixième de millisiemens par centimètre. Les mesures effectuées pendant les campagnes C1, C2 et C4 semblent homogènes. La minéralisation des eaux typiques de l'Erg n'a pratiquement pas varié entre 2002 et 2004.

	C1	C2	C3	C4
IG3	/	0.464	0.3	0.45
IG5	/	0.476	0.3	0.46
MzS4	/	0.505	0.3	0.5
MzS5	/	0.537	/	0.53
Sd	/	/	0.5	0.69
Sd3	0.738	0.74	/	0.8
Sd4	0.856	0.872	/	0.86
Sg4	0.685	0.686	0.5	0.65
Sg5	0.679	/	/	/
Sg6	/	/	0.5	0.68
R1	0.876	0.866	0.7	0.92
S1	0.59	0.587	0.4	0.59
S3	0.636	0.642	0.5	0.61
TM1	1.116	1.102	0.9	1.04
Mz2	/	3.95	3.9	4.52
J1	3.02	3.14	2.9	3.12
H2	5.57	5.49	5.6	5.36

Tableau 4. 4 : Conductivités de quelques points d'eau de la Saoura, en ms/cm

Les variations intersaisonnières et interannuelles durant nos différentes campagnes, de la conductivité des eaux de puits creusés dans les terrasses quaternaires, proches de l'oued (Mz2, J1 et H2) sont peu marquées sauf pour MZ2, où la minéralisation est plus importante pendant la saison sèche (Mai 2004) (figure 4. 7). Ceci est probablement dû aux phénomènes d'évaporation d'une part, et à l'appel des eaux salées de l'inféro-flux de l'oued d'autre part.

III. Evolution de la minéralisation :

La majorité des points d'eau prélevés le long de la Saoura au cours de nos campagnes de terrain sont localisés à l'intérieur ou en bordure du Grand Erg Occidental, il nous est malheureusement impossible de suivre l'évolution de la minéralisation le long d'un profil d'écoulement sur toute l'étendue de la nappe du Grand Erg, la vallée de la Saoura ne constituant que son exutoire Ouest.

Néanmoins, à l'échelle de la vallée, nous avons bien étudié cette évolution.

III. 1. Evolution de la minéralisation le long de la vallée :

Sur la figure 4.8, nous avons représenté l'évolution de la minéralisation de l'ensemble des eaux de la Saoura, d'amont (Igli) en aval (Foum Lakhneg).

La répartition des points permet de différencier trois types d'eaux en fonction de leur conductivité :

- Le groupe 1 : caractérise les eaux les moins minéralisées, ce sont les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental ($\sigma < 2\text{ms/cm}$). Dans ce groupe, les plus faibles concentrations ont été mesurées à Mazzer et Igli, à l'amont de la Saoura, (la conductivité est de l'ordre de 0.5 ms/cm). La minéralisation augmente faiblement jusqu'à Tezzougar, où la conductivité reste inférieure à 1 ms/cm . Au-delà, les eaux de l'Erg se chargent progressivement en s'approchant de la Sebket el Melah où l'on atteint une valeur de 1.88 ms/cm à Hassi Abdellah (fig. 4. 9)
- Le groupe 2 : caractérise les eaux intermédiaires ($2 < \sigma < 4\text{ms/cm}$). Les puits appartenant à ce groupe sont généralement creusés dans les terrasses du Saourien (Pleistocène) et du Guirien (Holocène). Les eaux de ce dernier étant les plus minéralisées. Un très grand nombre de puits sollicite ces formations au niveau des palmeraies.

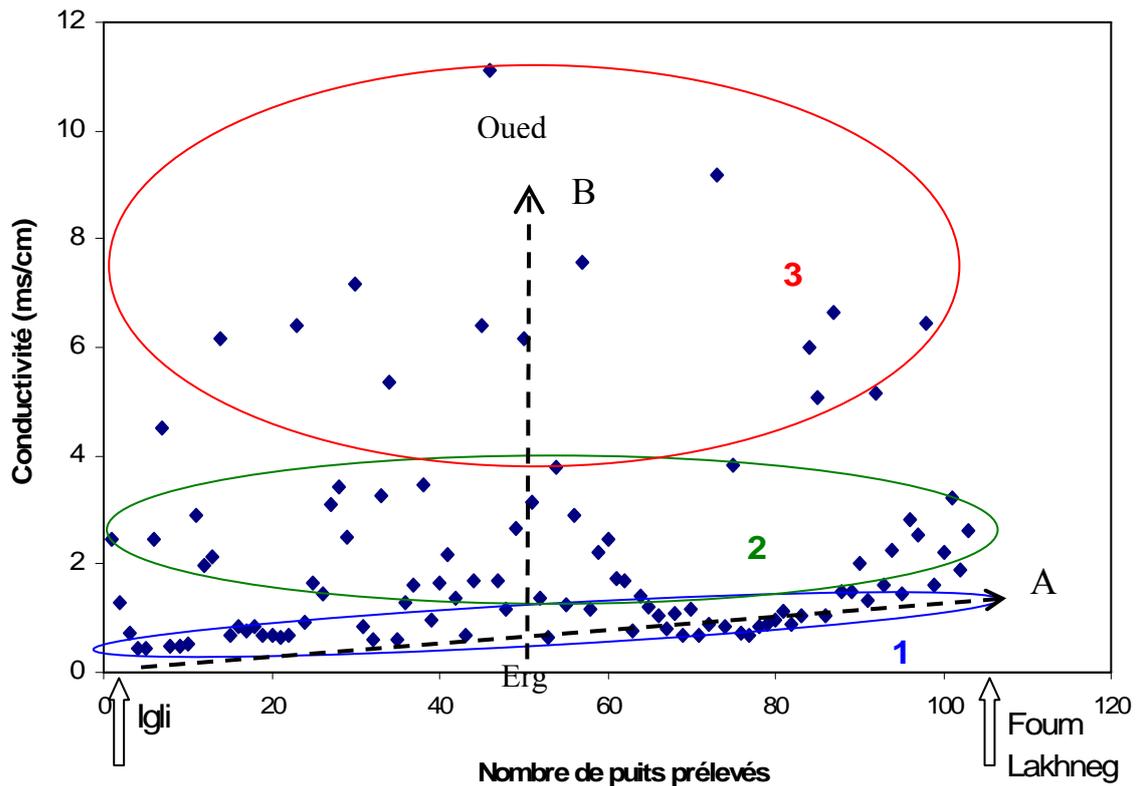


Fig. 4. 8 : Evolution de la minéralisation des eaux du Nord au Sud de la Saoura (depuis Igli jusqu'au Foum Lakhneg)

- Le groupe 3 : caractérise les eaux les plus minéralisées ($\sigma > 4$ ms/cm). Les puits appartenant à ce groupe sont généralement creusés dans les terrasses du Guirien ou dans les alluvions actuelles de l'oued Saoura.

En plus de la différenciation des trois grands types d'eau en fonction de la minéralisation, deux grands axes d'évolution peuvent être distingués (fig. 4. 8) :

- Un axe A : qui montre le sens d'évolution de la minéralisation des eaux de l'Erg, depuis l'amont vers l'aval (fig. 4. 8 et 4. 9)
- Un axe B : qui montre l'évolution de la minéralisation depuis l'Erg vers l'oued, ceci est le cas de toutes les palmeraies tout au long de la vallée de la Saoura

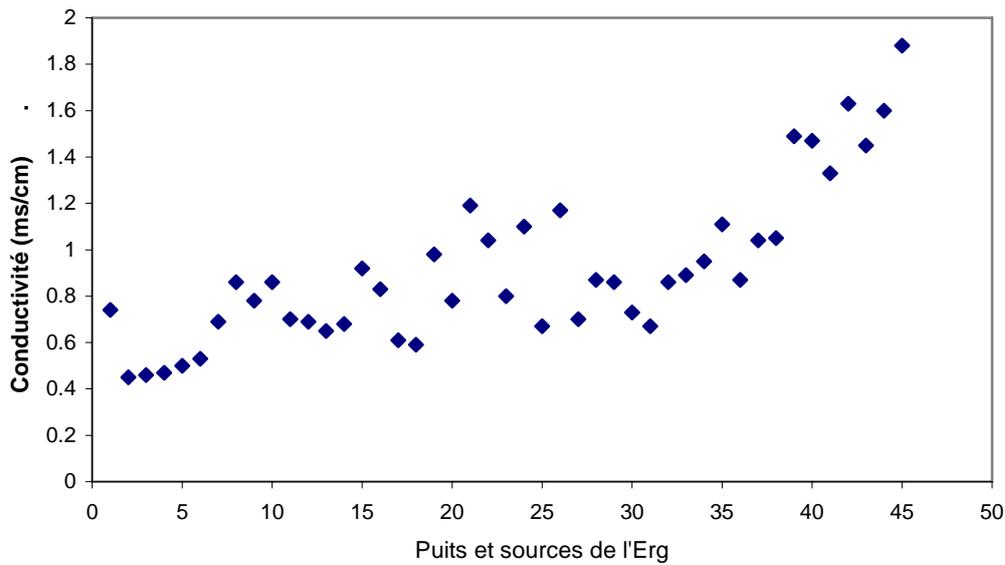


Fig. 4. 9 : Evolution de la minéralisation des eaux de la nappe de l'Erg le long de la Saoura

III. 2. Faciès chimiques des eaux:

III. 2. 1. Diagramme de Piper :

La représentation de l'ensemble des analyses sur le diagramme de Piper a permis de bien mettre en évidence l'évolution des eaux de la Saoura. Les eaux évoluent globalement du faciès bicarbonaté calcique au faciès chloruré sodique, en passant par le faciès chloruré calcique qui représente en fait, le faciès intermédiaire, et qui englobe la majorité des points d'eau de la Saoura (tableau 4. 5).

Sur la figure 4. 10, cette évolution est très nette et confirme la différenciation établie à partir de la minéralisation. En même temps que leur faciès, les points d'eau sont représentés en fonction de leur conductivité. Là aussi, nous pouvons distinguer clairement 3 groupes :

- Le groupe 1 correspond au 1^{er} stade d'évolution des eaux, ce sont des eaux à faciès bicarbonatées calciques, peu évoluées, faiblement minéralisées, correspondant aux eaux typiques de la nappe de l'Erg. Elles appartiennent à la famille d'eaux bicarbonatées à sulfatées ou chlorurées calciques :

On a : $r\text{HCO}_3 > r\text{Cl} > r\text{SO}_4$ et $r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg}$
 ou $r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4 > r\text{Cl}$ et $r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg}$

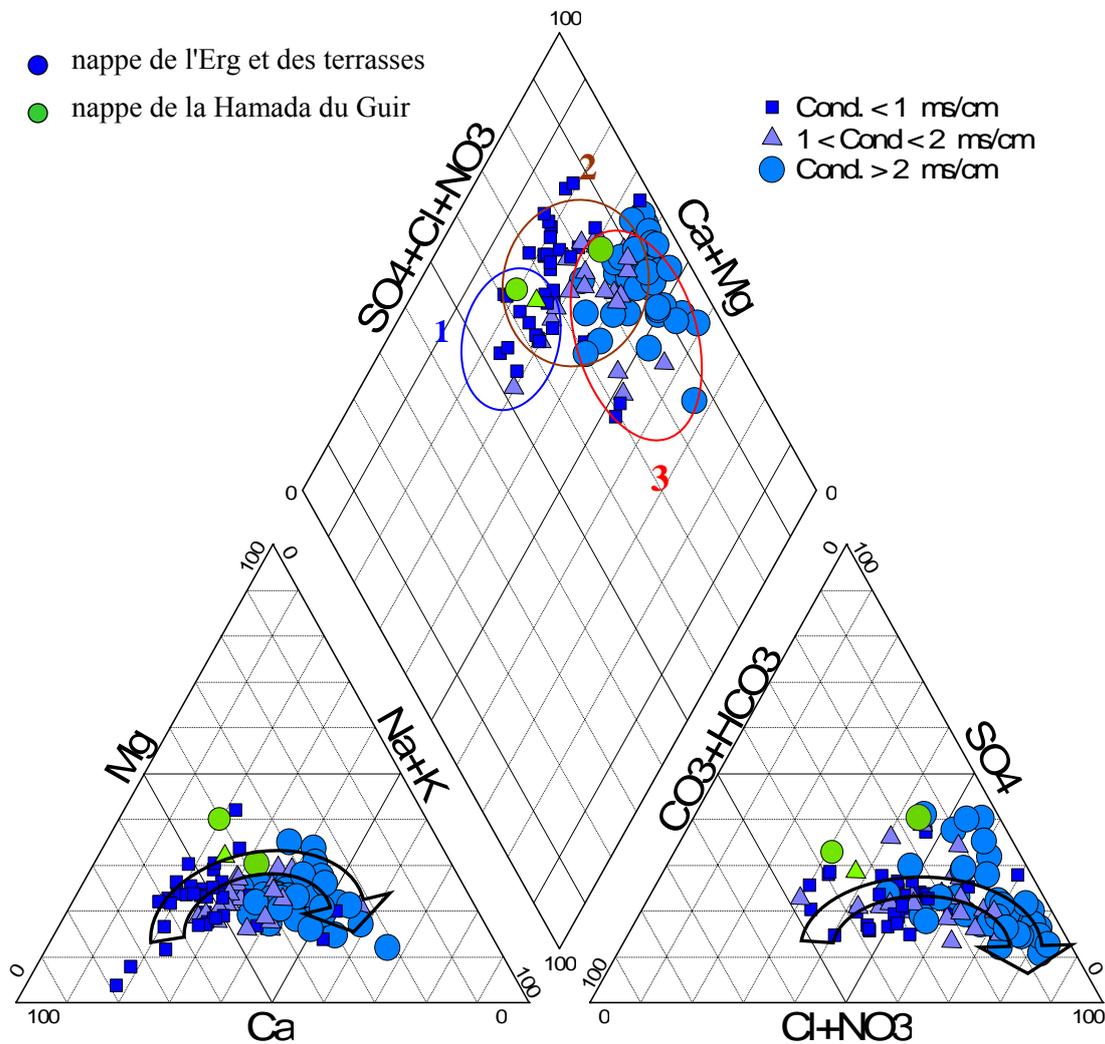


Fig. 4. 10 : Evolution du faciès chimique des eaux de la Saoura

- Le groupe 2 correspond au second stade d'évolution des eaux de la région, ce sont généralement des eaux intermédiaires entre les eaux de l'Erg et celles plus chargées des terrasses et de l'inféro-flux de l'oued. Ce sont des eaux chlorurées à sulfatées ou bicarbonatées calciques :

$$\begin{aligned} \text{On a :} & \quad r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3 \quad \text{et} \quad r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg} \\ \text{ou} & \quad r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4 \quad \text{et} \quad r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Mg} \end{aligned}$$

Dans ce groupe, nous avons regroupé également 1 échantillon à faciès chloruré magnésien (KH7) prélevé dans la palmeraie de Tezzougar

$$\text{avec} \quad r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3 \quad \text{et} \quad r\text{Mg} > r\text{Ca} > r(\text{Na}+\text{K})$$

Ce faciès serait du à la dissolution d'anciennes croûtes d'évaporites et la concentration de sels de magnésium par évaporation au niveau de la Sebkhata el Melah (Blanc et Conrad, 1968).

- Le groupe 3 correspond au dernier stade d'évolution des eaux de la région, ce sont les eaux des terrasses quaternaires et de l'inféroflux de l'oued. Ce sont des eaux chlorurées, à sulfatées ou bicarbonatées, sodiques. La majorité des points appartenant à ce groupe sont les puits implantés à proximité de Oued Saoura, ou près de zones de concentrations de sels tels les sebkhas. Ces eaux ont pour formules caractéristiques :

$$\begin{aligned} & \quad r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3 \quad \text{et} \quad r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg} \\ \text{ou} & \quad r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4 \quad \text{et} \quad r(\text{Na}+\text{K}) > r\text{Ca} > r\text{Mg} \end{aligned}$$

Famille d'eau	Type chimique	Nombre d'échantillons	Pourcentage par rapport au total
Bicarbonatée calcique	HCO ₃ -Cl, Ca	7	10 %
	HCO ₃ -SO ₄ , Ca	3	
Chlorurée calcique ou magnésienne	Cl-SO ₄ , Ca	29	52 %
	Cl-HCO ₃ , Ca	24	
	Cl-HCO ₃ , Mg	1	
Chlorurée Sodique	Cl-SO ₄ , Na+K	31	37 %
	Cl-HCO ₃ , Na+K	8	
Total		= 103 échantillons	

Tableau 4. 5 : Familles chimiques et leur représentativité en %

La représentation de ces mêmes échantillons sur le diagramme de Piper par palmeraie (fig. 4. 11) confirme nos conclusions précédentes. Les eaux les moins chargées se localisent dans la haute et moyenne Saoura, en effet, c'est à Mazzer que nous avons mesuré la valeur la plus faible de la conductivité. Par ailleurs, partout dans la Saoura, la minéralisation augmente de l'Erg vers l'oued (fig. 4. 12 a, b, c, d, e, f, g et h).

Ces augmentations de la minéralisation se manifestent essentiellement par une augmentation de la teneur en chlorures pour les anions et du sodium pour les cations. L'augmentation est aussi sensible pour les sulfates.

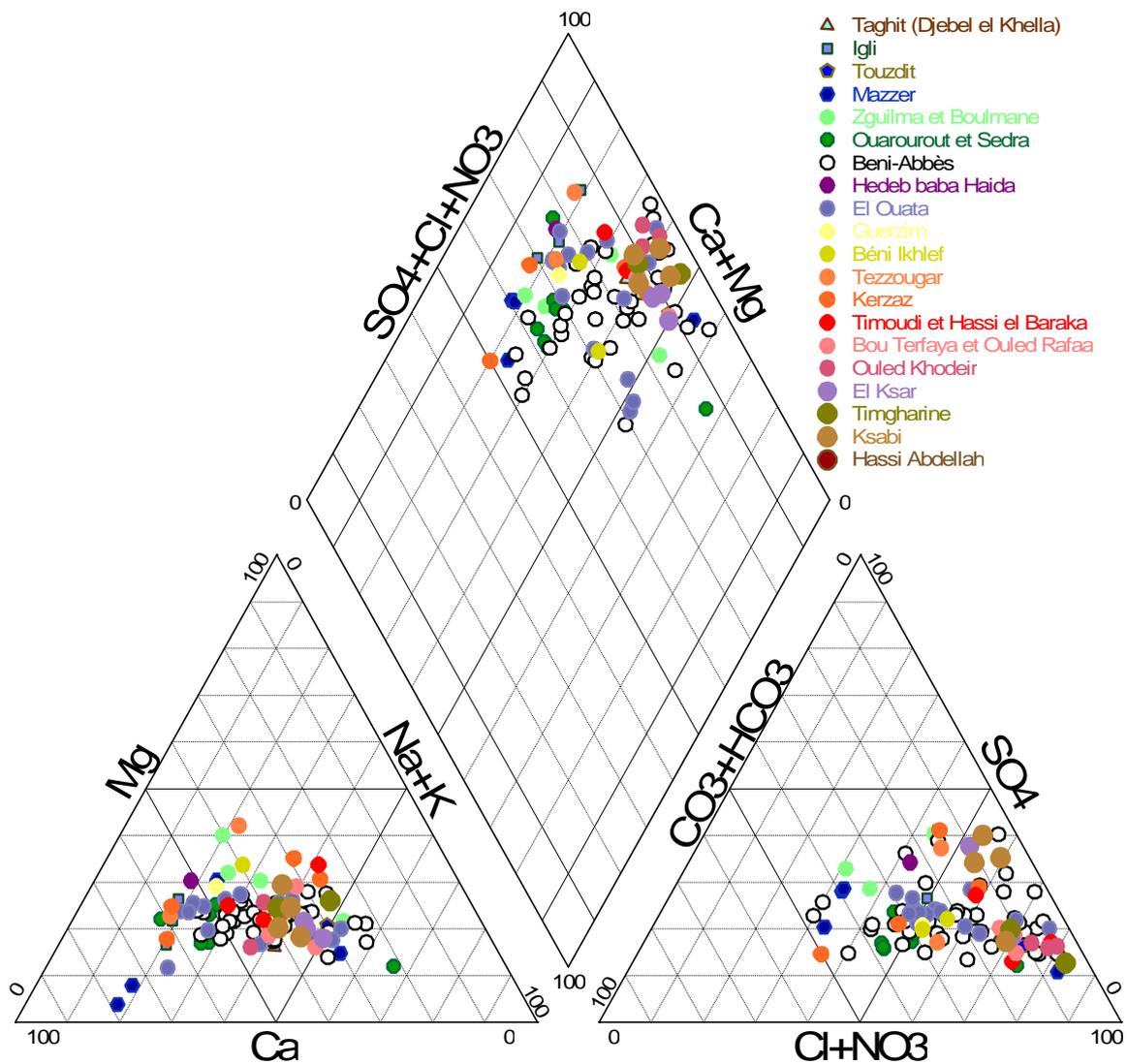


Fig. 4. 11 : Faciès chimique des eaux de la Saoura par palmeraie

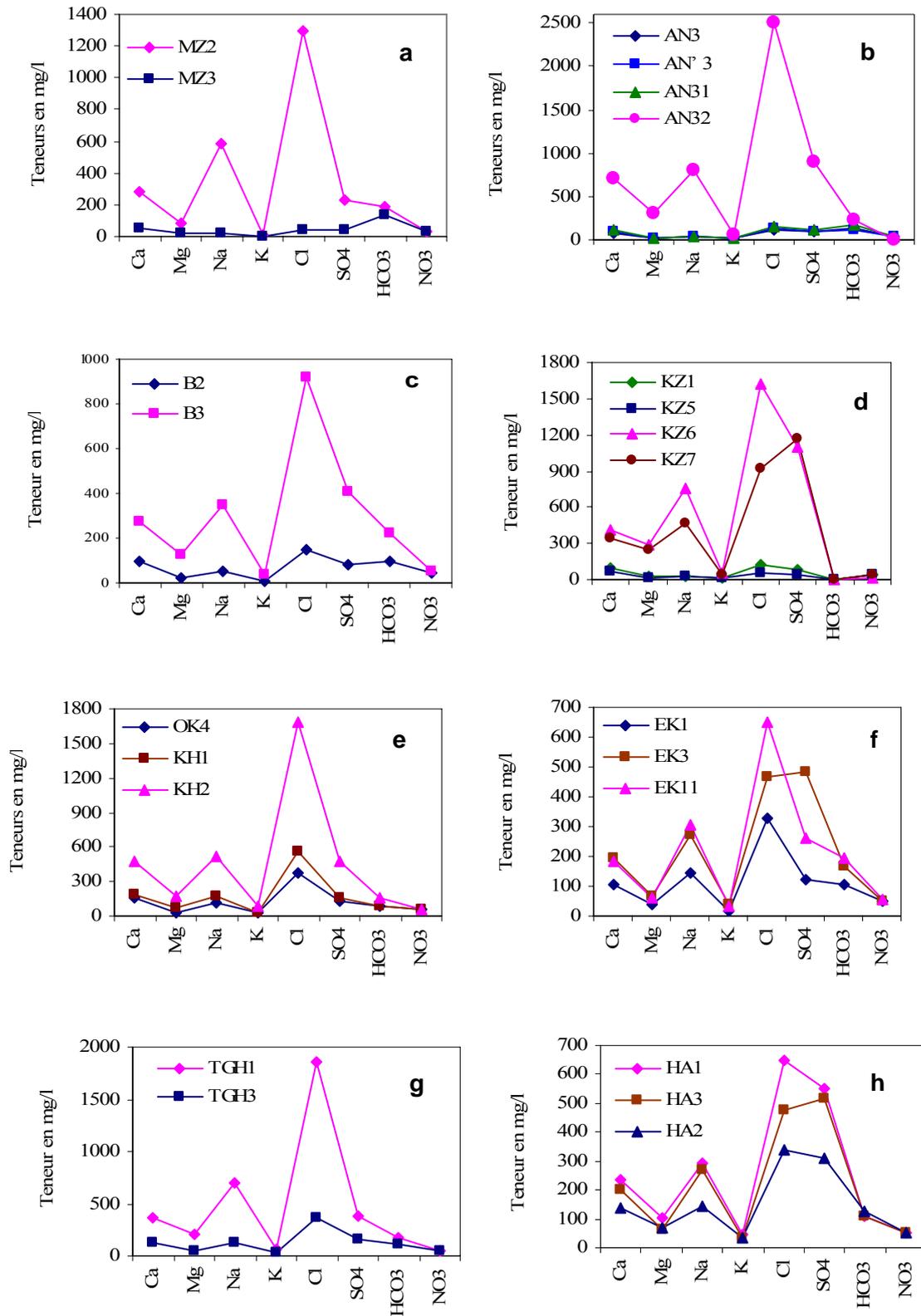


Fig. 4. 12 : Variations du chimisme de l'eau le long de la Saoura, depuis l'Erg (*en bleu*) vers l'Oued (*en rouge*) (a : à Mazzer; b : à El Ouata; c : à El Bayada; d : à Kerzaz; e : à Ouled Khodeir; f : à El Ksar; g : à Timgharine; h : à Hassi Abdellah)

III. 2. 2. Diagramme de Schoeller :

Le diagramme de Schoeller (figure 4. 12) permet de représenter les concentrations des ions sur une échelle logarithmique et de comparer les valeurs entre elles. Le nombre de points d'eau considérés dans notre étude étant trop important, il est assez difficile de les représenter tous sur ce diagramme. Aussi, nous avons représenté une eau ayant la composition moyenne, minimale (typique de l'Erg à Mazzer) et maximale (eau de la palmeraie de Béni-Abbès, proche de l'oued). Le faciès apparaît clairement sur la figure 4. 12, où l'eau typique de l'Erg est bicarbonatée calcique tandis que l'eau des terrasses alluviales est chlorurée sodique. L'eau à composition moyenne aurait un faciès chloruré calcique à sodique.

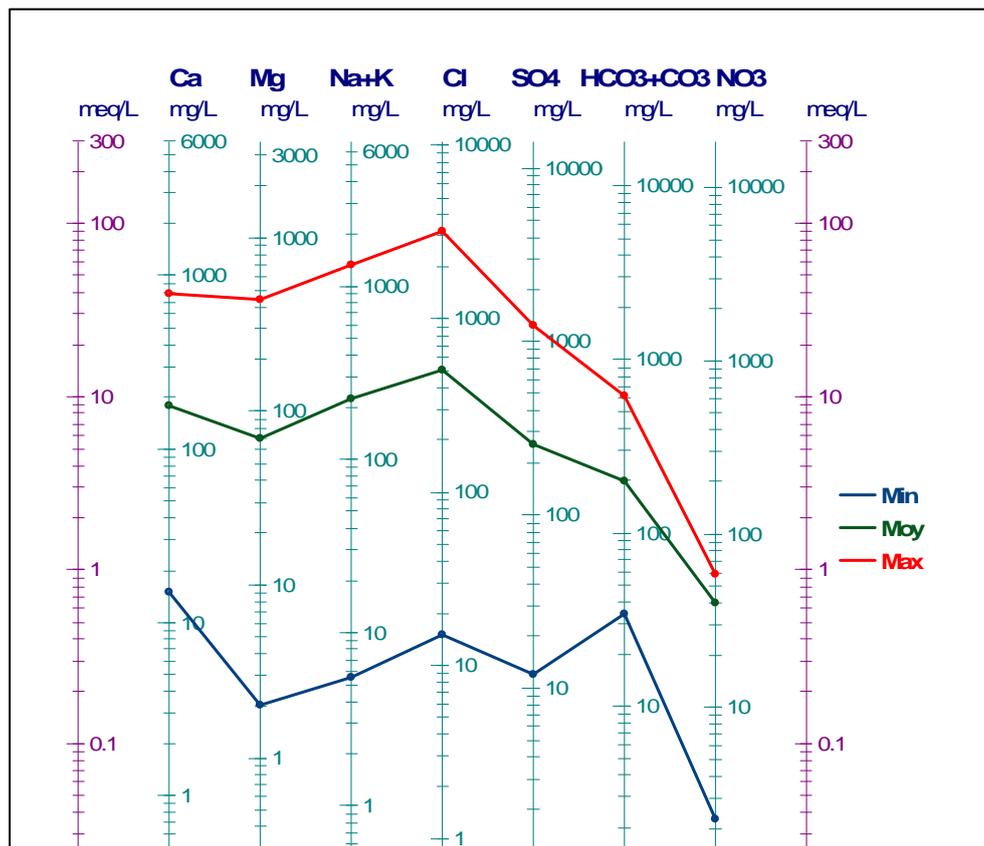


Fig. 4. 12 : Diagramme de Schoeller des eaux de la Saoura

III. 3. Comparaison de la minéralisation des eaux entre 1964 et 2004 :

La salinité des eaux de la vallée de la Saoura augmente de façon spectaculaire, notamment au niveau des palmeraies à proximité de l'Oued. Pendant la réalisation de nos campagnes de terrain, nous avons constaté plusieurs puits abandonnés à cause de la très forte salinité de leurs eaux. Plusieurs paysans sahariens nous ont également confirmé que les eaux de leurs puits, creusés souvent dans le Saourien ou le Guirien, initialement douces, voient leur salinité augmenter avec le temps. Ceci est globalement dû à la surexploitation de la nappe d'une part, l'évaporation intense en l'absence de pluie d'autre part, faisant ainsi appel aux eaux de l'inféro-flux de l'oued de plus en plus chargées. Ce phénomène se serait accentué suite à la construction du barrage de Djorf Ettorba en amont de la vallée, retenant de ce fait les eaux douces qui s'écoulaient à travers l'oued et contribuaient à la dilution des eaux de la nappe des terrasses quaternaires.

Afin de tenter de quantifier cette augmentation de la salinité des eaux, nous avons considéré quelques points d'eau communs à notre campagne et à celle réalisée par Roche en 1964. Ces points d'eau ne concernent malheureusement pas les nappes des terrasses alluviales au niveau des palmeraies, la majorité de ces derniers ayant été abandonnés ou obstrués. Ce sont les eaux de puits ou sources issues de la nappe de l'Erg, creusés dans le Néogène ou la hamada ainsi que deux points d'eau de la Hamada du Guir (Z4: Zguilma sghir et Z5: Zguilma Lakbir) (Fig. 4. 13). La teneur totale en sels dissous (TDS), exprimée en mg/l a été estimée par le calcul, pour la période 1964, à partir des résultats des analyses chimiques réalisées par Roche (1964), en utilisant le logiciel Diagramme (R. Simler, 2002). Malgré une augmentation systématique, les histogrammes de la figure ci-dessous nous permettent de constater qu'en plus de 40 ans, les eaux de la nappe de l'Erg ont une composition relativement stable. Les variations observées pourraient être dues aux variations saisonnières ou aux erreurs dues aux méthodes d'analyses, pas très précises, utilisées dans les années 60. L'écart est toutefois remarquable pour la foggara "Fst" du Centre de Recherche sur les Zones Arides de Béni-Abbès (CRZA, ex. CNRS). Ceci pourrait tout simplement être dû à l'état d'entretien de la foggara.

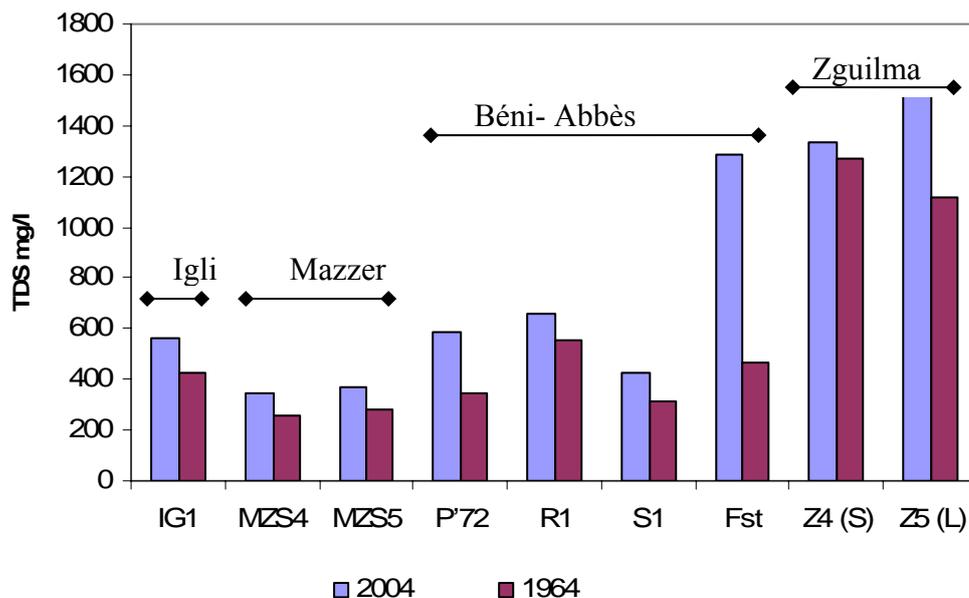


Fig. 4. 13 : Histogrammes de la TDS des eaux de la nappe du Grand Erg et de la Hamada du Guir, en 1964 et en 2004.

Nous avons reporté ces mêmes échantillons sur un diagramme de Piper afin de mieux visualiser une éventuelle évolution du faciès des eaux (fig. 4. 14). C'est le cas par exemple de Hassi Rokna (R1), puits creusé dans les sédiments néogènes au fond du Golfe de Béni-Abbès, où le faciès de l'eau est passé de bicarbonaté sodique en 1964 à chloruré sodique en 2004. Par ailleurs, les eaux de la Hamada du Guir (Z4 et Z5) présentent une dispersion assez nette entre les deux périodes. Ceci est probablement dû aux phénomènes d'évaporation très intenses sur la Hamada et, par conséquent, à la concentration de sels, notamment à partir des paléodafas parsemant la Hamada.

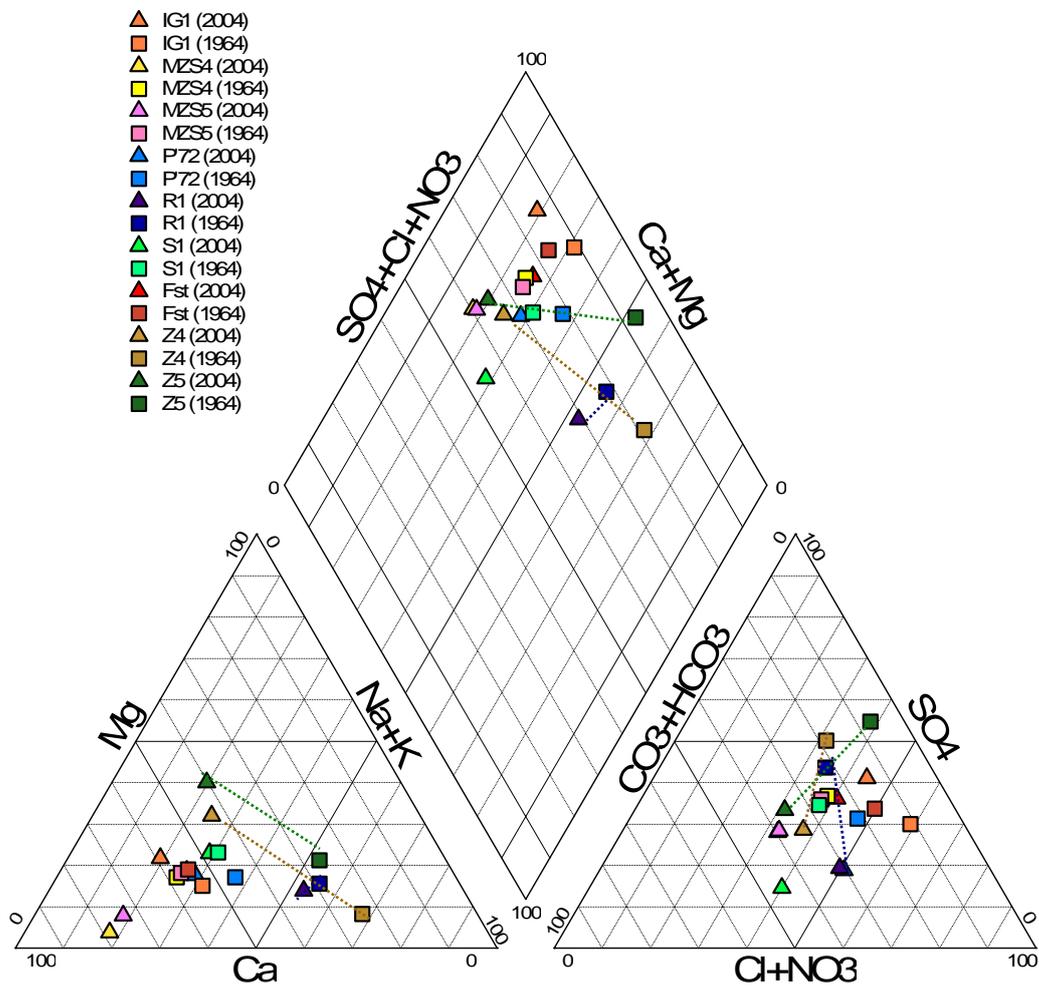


Fig. 4. 14 : Evolution des faciès des eaux entre 1964 et 2004 sur le diagramme de Piper

III. 4. Analyse en Composantes Principales :

Dans le tableau 4. 6, nous avons représenté la matrice de corrélations appliquée aux données de la dernière campagne (C4) de la nappe du Grand Erg et des terrasses.

	Ca	Mg	Na	K	HCO3	Cl	SO4	NO3	pCO2	NH4	PO4	NO2	TDS	pH
Ca	1.00													
Mg	0.91	1.00												
Na	0.87	0.89	1.00											
K	0.68	0.72	0.79	1.00										
HCO3	0.39	0.48	0.48	0.42	1.00									
Cl	0.93	0.93	0.97	0.77	0.39	1.00								
SO4	0.89	0.88	0.80	0.62	0.45	0.80	1.00							
NO3	-0.11	-0.09	-0.10	-0.01	-0.47	-0.09	-0.04	1.00						
pCO2	0.35	0.48	0.33	0.24	0.60	0.31	0.52	-0.08	1.00					
NH4	-0.04	-0.01	0.03	0.05	0.13	-0.01	-0.02	-0.01	-0.08	1.00				
PO4	0.08	0.04	0.32	0.49	0.29	0.20	0.05	-0.28	-0.09	0.15	1.00			
NO2	0.04	0.04	0.17	0.24	0.21	0.10	0.02	-0.02	0.04	0.22	0.48	1.00		
TDS	0.95	0.95	0.97	0.78	0.51	0.98	0.89	-0.11	0.41	0.01	0.22	0.12	1.00	
pH	-0.17	-0.18	-0.05	0.00	0.15	-0.12	-0.25	-0.27	-0.60	0.19	0.30	0.19	-0.12	1.00

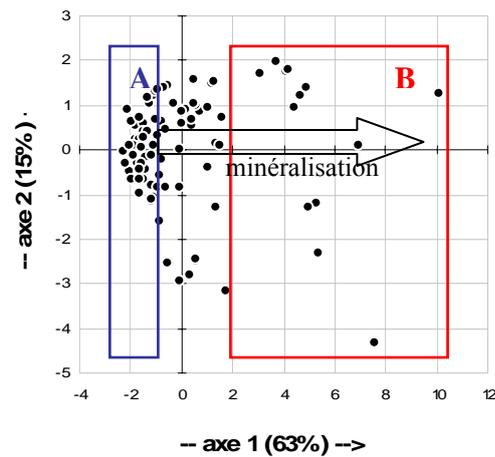
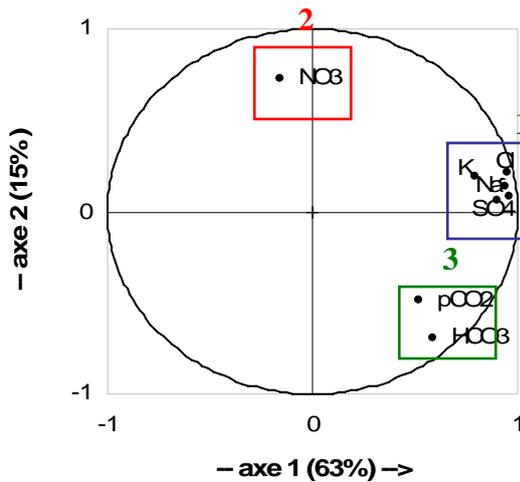
Tableau 4. 6. Matrice de corrélation des eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses (Les valeurs représentées en rouge ou en gras mettent en évidence les corrélations les plus fortes)

Nous remarquons que :

- la minéralisation des eaux, exprimée ici en terme de totalité des sels dissous (TDS), est essentiellement contrôlée par les chlorures, le sodium, le calcium et le magnésium.
- les chlorures sont fortement liés au sodium, au calcium et au magnésium
- le calcium est bien corrélé au magnésium et au sodium
- les sulfates sont également bien reliés au calcium, magnésium et sodium
- la pCO₂ (paramètre calculé) est reliée aux bicarbonates de façon directe et au pH de façon inverse (valeurs en bleu sur le tableau).

L'analyse en composantes principales, réalisée d'abord, sur les seuls principaux éléments chimiques majeurs de la dernière campagne (C4) (fig.4. 15 a et b) montre une très bonne représentativité sur le premier plan. En effet, l'axe 1 et l'axe 2, représentent à eux seuls, 78% de la variance. Il s'en dégage une très forte corrélation entre Cl, Na, Ca, Mg, SO4 et K (groupe1). L'axe 1 représente ici la minéralisation des eaux. L'espace des

individus montre l'évolution progressive de la minéralisation des eaux le long de l'axe1 (fig4. 15b), depuis le groupe A, représentant les eaux typiques de l'Erg vers le groupe B correspondant aux eaux les plus chargées des terrasses ou des alluvions, les points d'eau qui se détachent nettement du nuage sont ceux situés à même l'oued. Les nitrates se détachent nettement et forment le groupe 2, tandis que les bicarbonates et la pCO_2 , qui contrôlent l'équilibre calco-carbonique des eaux se rapprochent et forment le groupe 3.



A : eaux les moins minéralisées
B : eaux les plus minéralisées

Fig. 4. 15a : Distribution des variables

Fig. 4. 15b : Distribution des individus

Pour affiner nos résultats, nous avons effectué une seconde ACP, en incluant la minéralisation globale, exprimée en TDS, les nitrites, l'Ammonium, les phosphates et le pH (Fig. 4. 16 a et b). Cette fois, la représentativité de l'ensemble de l'information se fait sur deux plans : axe 1 et axe 2 pour le premier, axe 1 et axe 3 pour le second, avec respectivement 48%, 16% et 10% de la variance pour les axes 1, 2 et 3, soit 74% de la variance pour les deux plans. Les trois groupes différenciés précédemment sont nettement exprimés. Le groupe 2 englobe ici, en plus du pH, les nitrites, l'ammonium et les phosphates qui sont opposés par rapport à l'axe 1 aux nitrates. Cette association NO_2 , NH_4 et PO_4 est une signature nette de la pollution, d'origine organique ou biologique, notamment à partir des eaux usées souvent déversées directement au fond de la vallée au niveau des palmeraies (palmeraie de Kerzaz, Béni-Abbès...). Elle peut également être la conséquence du potentiel rédox.

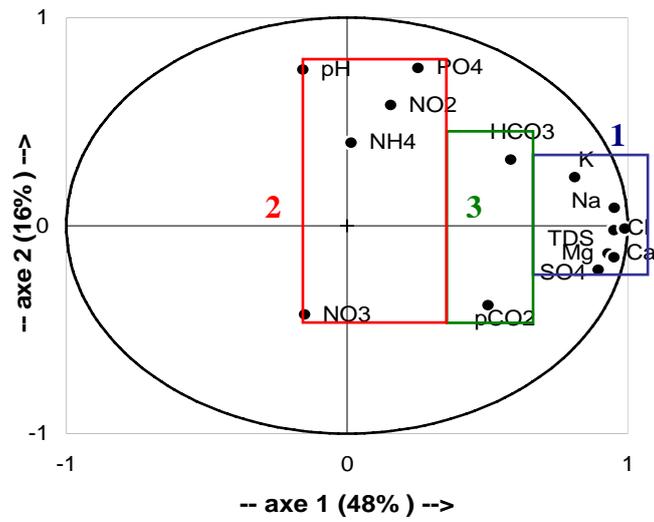


Fig. 4. 16 a : Distribution des variables sur le 1^{er} plan (axes 1 et 2)

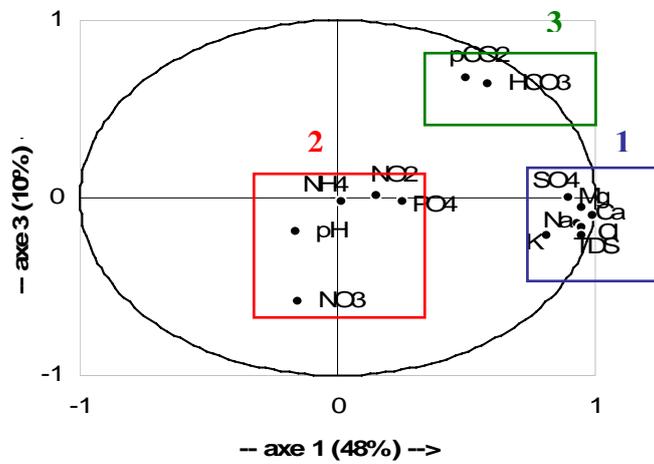


Fig. 4. 16 b : Distribution des variables sur le 2nd plan (axes 1 et 3)

IV. Approche thermodynamique:

En utilisant conjointement les programmes informatiques de modélisation géochimique des eaux "Phreeq" et "Aqua", nous avons essayé d'étudier l'évolution de l'état thermodynamique du milieu aquifère par rapport à ses minéraux acquis dans l'eau.

Ces programmes nous ont permis de calculer les produits d'activité ionique (PAI), les indices de saturation vis-à-vis de certains minéraux et la pression partielle du CO₂ (pCO₂). Ils nous ont permis également de déterminer l'état d'équilibre ou de déséquilibre de ces minéraux. Les constantes thermodynamiques utilisées sont celles compilées par Plummer et al. (1984).

IV. 1. Indices de saturation :

L'état thermodynamique de l'aquifère par rapport à ses minéraux peut-être révélé par l'étude des indices de saturation et l'équilibre vis-à-vis des minéraux considérés.

L'indice de saturation (I.S.) est défini par le logarithme du rapport des produits d'activité ionique (PAI) sur le produit de solubilité (K) lors de l'échantillonnage :

$$\text{I.S.} = \log \frac{\text{PAI}}{\text{K}}$$

Si l'on considère la présence de calcite (CaCO₃) en solution par exemple :



Le produit de l'activité ionique s'écrit : $\text{PAI} = a\text{Ca}^{2+} \cdot a\text{CO}_3^{2-}$

où $a\text{Ca}^{2+}$ correspond à l'activité de l'ion Ca^{2+}

A l'état d'équilibre thermodynamique, le produit de solubilité de la calcite (KCaCO₃) est :

$$\text{KCaCO}_3 = \frac{a\text{Ca}^{2+} \cdot a\text{CO}_3^{2-}}{a\text{CaCO}_3}$$

L'indice de saturation exprimé est : $ISc = \log \frac{PAI}{KCaCO_3}$

Si,

$IS = 0$, l'eau est saturée vis-à-vis de la calcite

$IS > 0$, l'eau est sursaturée par rapport à la calcite

$IS < 0$, l'eau est sous-saturée par rapport à la calcite

De la même manière, les indices de saturation vis-à-vis de l'aragonite, la dolomite, la fluorite, le quartz, la calcédoine, la silice amorphe, la halite, le gypse et l'anhydrite sont calculés.

Les résultats de calcul des indices de saturation sont présentés dans le tableau **XX (en annexe)**

Les figures 4. 17 A et B représentent l'évolution des indices de saturation des eaux prélevées pendant la campagne C4 en fonction de leurs teneurs en chlorures.

Les indices de saturation des eaux montrent que les eaux sont généralement sous saturées par rapport à la halite, la silice amorphe, l'anhydrite et le gypse, variablement saturées avec une tendance vers la sursaturation par rapport à la dolomite et sursaturées par rapport au quartz, à la calcédoine, à la calcite et à l'aragonite. Les eaux de la nappe du grand Erg et des terrasses sont sous saturées à proches de l'équilibre par rapport à la fluorite tandis que celles de la Hamada du Guir sont saturées. La différenciation entre ces deux nappes est ici assez bien marquée. Notons que l'indice de saturation des eaux de la Hamada du Guir par rapport à $CaCO_3$, $CaMg(CO_3)_2$ et SiO_2 de façon générale est parmi les plus élevées positivement.

L'examen de la figure représentant les indices de saturation en fonction des teneurs en chlorures montre une direction globale des eaux de l'état non saturé vers l'état saturé dans le sens de l'évolution géochimique notamment par rapport à la calcite et à la dolomite.

Les eaux évoluent d'un état fortement sous-saturé à un état sous-saturé par rapport à la halite, mais proche de la saturation par rapport au gypse et à l'anhydrite.

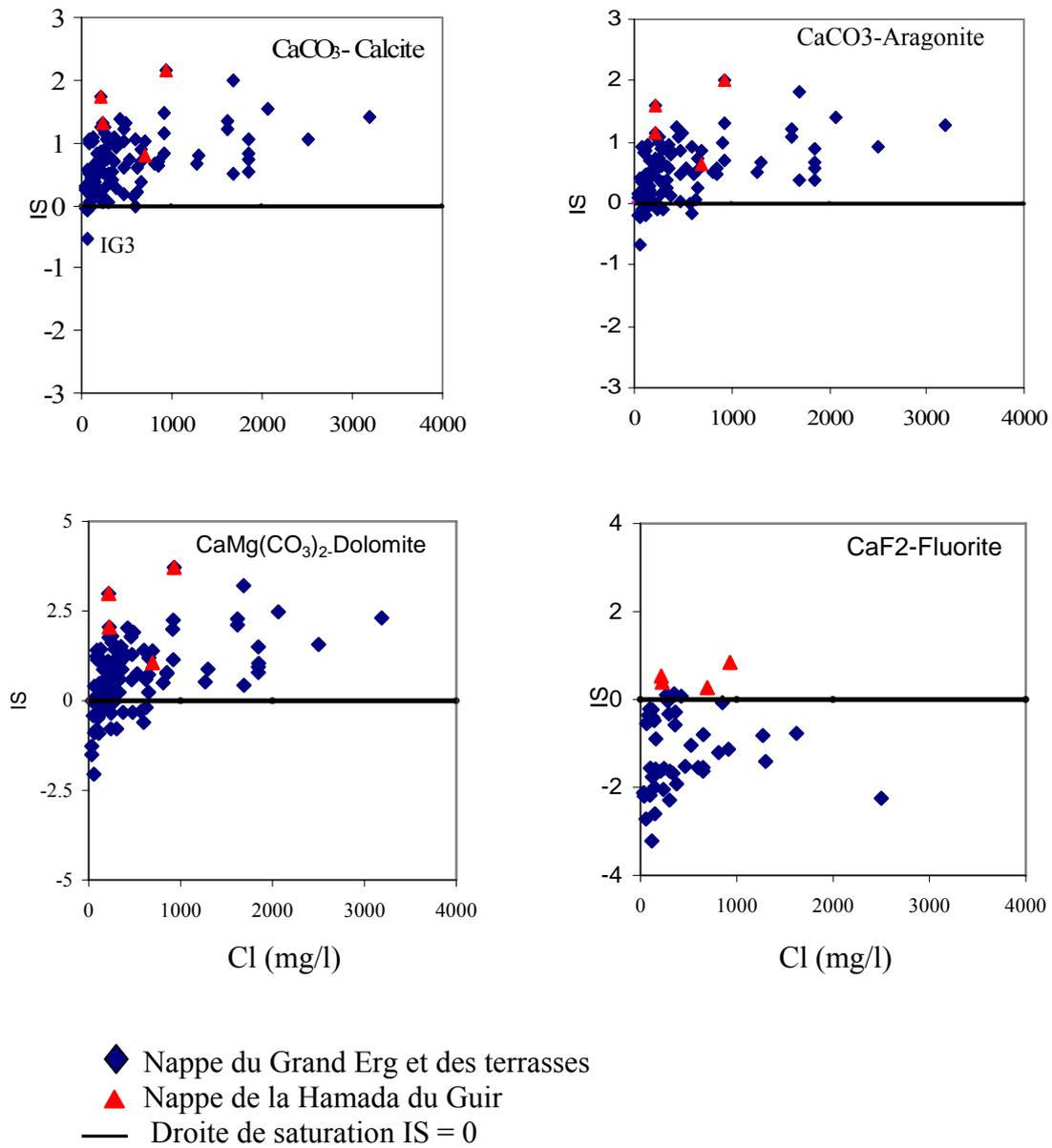
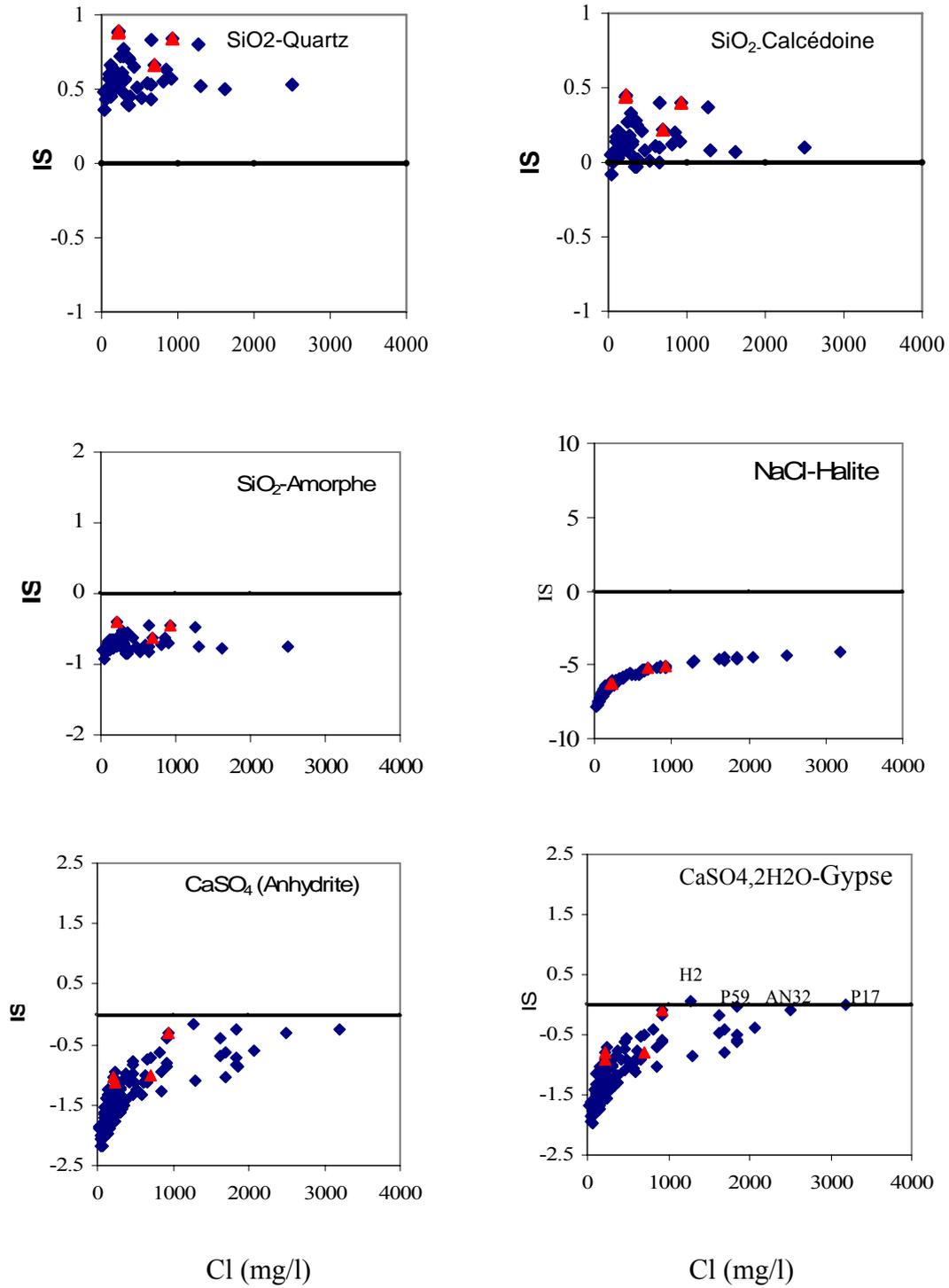


Fig. 4. 17 A. Indices de saturation en fonction des chlorures



- ◆ Eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses
- ▲ Eau de la nappe de la Hamada du Guir
- Droite de saturation IS = 0

Fig. 4. 17 B. Indices de saturation en fonction des chlorures

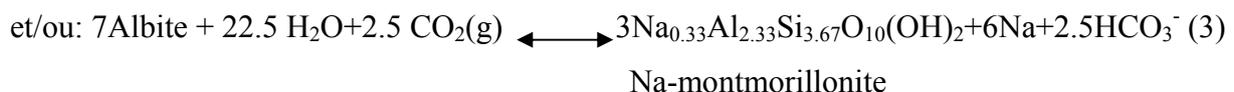
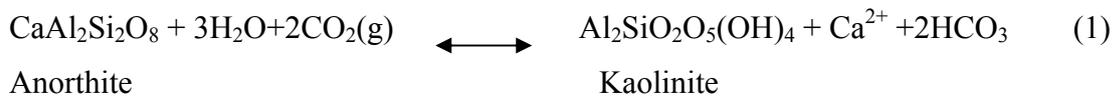
IV. 2. Diagrammes d'équilibre

Les diagrammes d'équilibre permettent de situer le domaine de stabilité des minéraux silicatés.

Sur quatre diagrammes d'équilibre, correspondant aux systèmes CaO, MgO, Na₂O, K₂O (Al₂O₃-SiO₂-H₂O), ont été reportées les eaux échantillonnées pendant la campagne C3, en utilisant les activités calculées par le programme "Aqua" (Fig. 4. 18 a, b, c et d).

Au Sahara Nord Occidental, les formations silicatées plio-quaternaires abondent au niveau des daïas des hamadas et dans les sédiments argileux des sebkhas (in Conrad G., 1969)

L'hydrolyse des silicates (feldspaths calciques, sodiques ou potassiques) est un processus majeur pouvant contrôler le chimisme des eaux de notre région. De telles réactions produisent souvent des teneurs importantes en Ca, Na, bicarbonates et silice dissoute dans les eaux, en formant des minéraux argileux (tels la kaolinite et/ou la montmorillonite), comme le décrivent les équations chimiques suivantes (Stumm and Morgan, 1981):



Toutes les réactions d'altération décrites ci-dessus sont conditionnées par la phase gazeuse du CO₂. Dans les eaux de la Saoura, on remarque une forte variabilité de la pression partielle de CO₂, globalement entre 10⁻² et 10⁻⁴ atm pour les eaux des campagnes C3 et C4. Ce qui traduit généralement une forte hétérogénéité des conditions de circulation des eaux. Cet écart traduit la différence de pCO₂ entre les eaux les moins minéralisées, typiques de l'Erg (source S3 issue des formations du néogène, où les eaux circulent dans des systèmes paléokarstiques) à celles, plus chargées, des puits creusées dans les alluvions de l'oued Saoura (puits KZ6 dans la palmeraie de Kerzaz).

Il ressort de cette analyse que la $p\text{CO}_2$ est un facteur très important dans le cas des eaux de la région. Elle pourrait être un bon indicateur du fonctionnement hydrogéologique du système (circulation des eaux).

Dans le système CaO et MgO ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) (fig. 4. 18 a et b), les eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses sont situés dans le domaine de stabilité de la kaolinite et se comportent comme un ensemble unique, tandis que les eaux de la nappe de la Hamada du Guir se distinguent nettement en atteignant l'équilibre avec la montmorillonite calcique. Ces eaux sont sous-saturés par rapport aux feldspaths calciques (anorthite) et ont une tendance globale vers le domaine de stabilité de cette dernière (équation (1)).

Pour les silicates de Magnésium, les eaux sont proches de l'équilibre entre la kaolinite et la montmorillonite magnésienne.

Dans le système Na_2O , K_2O ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$) (fig. 4. 18 c et d), les eaux sont toujours dans le domaine de la kaolinite avec une tendance vers l'équilibre avec la montmorillonite sodique des eaux de la nappe de la Hamada du Guir. En revanche, quelques échantillons de la nappe des terrasses s'approchent de l'équilibre avec les feldspaths plagioclases sodiques (albite) (équations (2) et (3)).

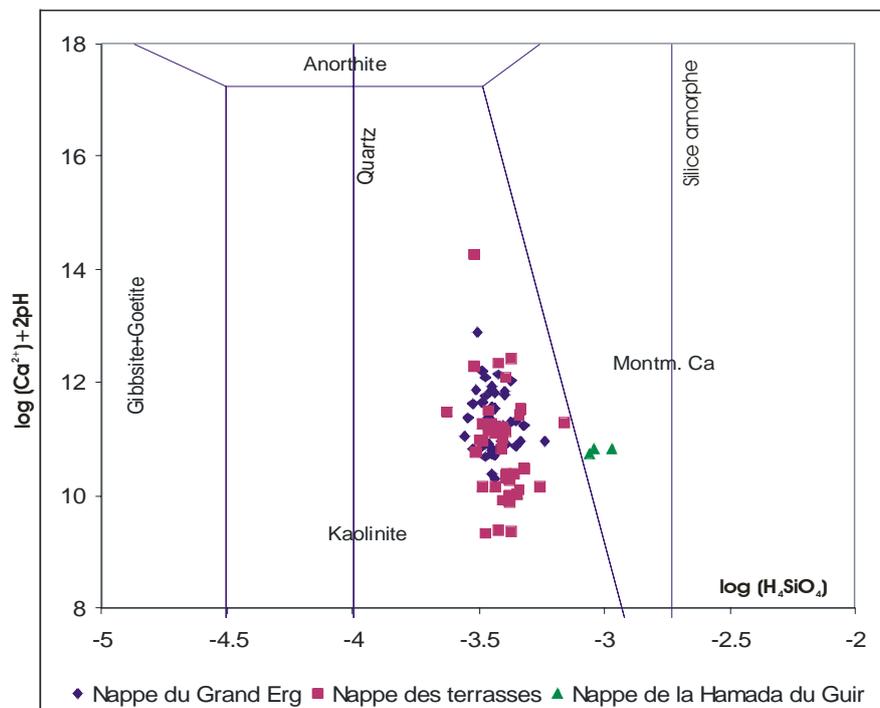


Fig. 4. 18a : Diagramme d'équilibre du système CaO ($\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$)

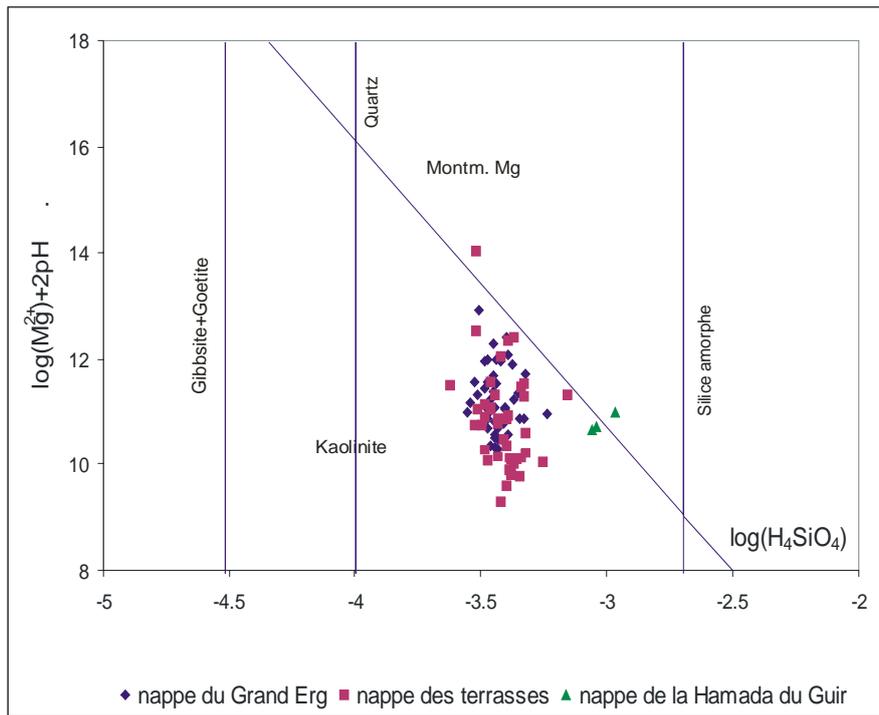


Fig. 4. 18b : Diagramme d'équilibre du système MgO (Al₂O₃-SiO₂-H₂O)

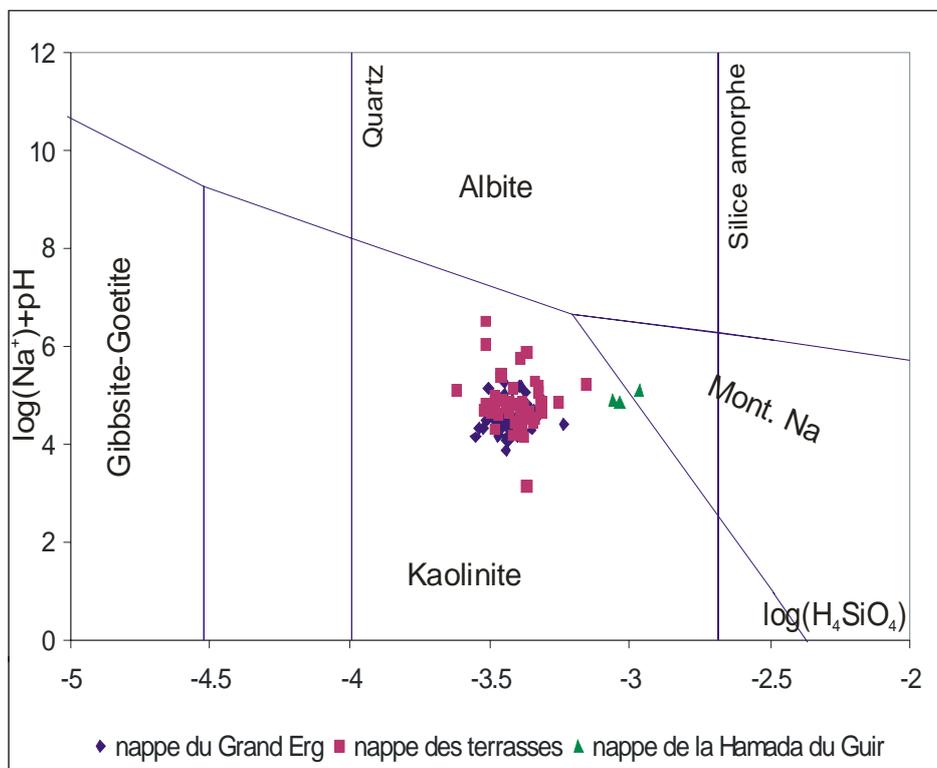


Fig. 4. 18c : Diagramme d'équilibre du système Na₂O (Al₂O₃-SiO₂-H₂O)

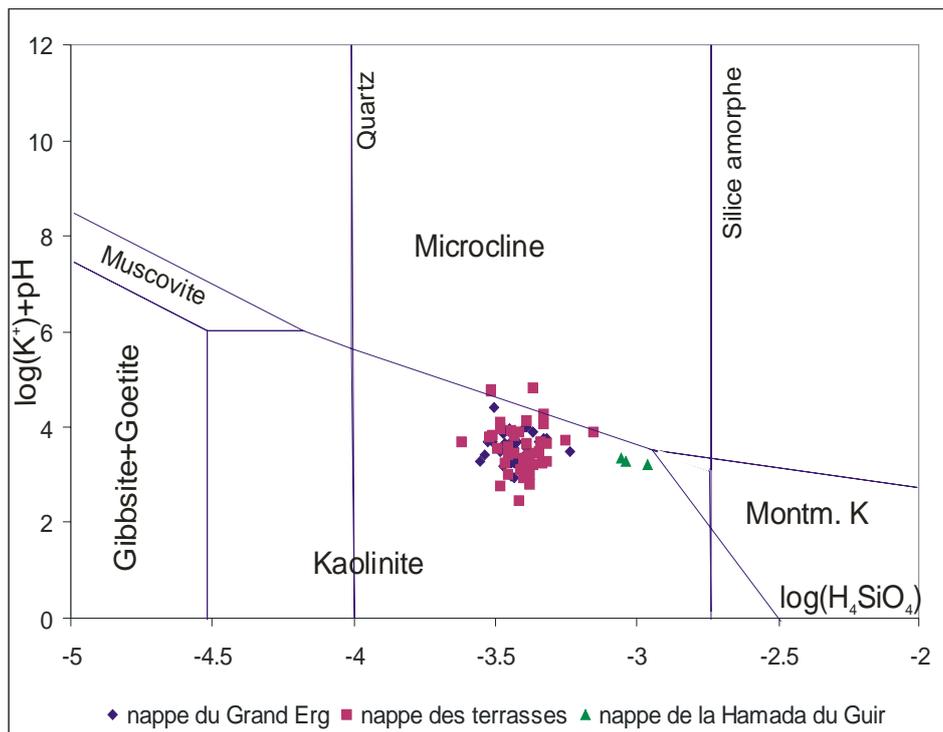


Fig. 4. 18d : Diagramme d'équilibre du système K₂O (Al₂O₃-SiO₂-H₂O)

Pour les silicates de potassium, les eaux sont en équilibre entre la kaolinite et les feldspaths potassiques. Elles sont sous-saturées par rapport à la montmorillonite (les feldspaths potassiques étant moins solubles que les feldspaths sodiques), sauf pour les eaux de la Hamada du Guir qui tendent vers l'équilibre avec cette dernière.

Les résultats relatifs aux minéraux argileux du Sahara Nord Occidental, obtenus par les travaux de G. Conrad (1969), à la suite de l'analyse de la composition minéralogique de la fraction fine d'un certain nombre d'échantillons, ont mis en évidence la néoformation de l'attapulgite (argile magnésienne), parfois associée à la montmorillonite, dans la torba néogène des daïas des hamadas du Sahara Nord Occidental. Elle serait d'origine détritique.

Les néoformations des minéraux argileux seraient bien plus importantes dans les sédiments néogènes que dans le Plio-quatenaire. Elle serait à prédominance chlorite-kaolinite, illite et attapulgite.

L'attapulgite et la montmorillonite seraient donc des minéraux néoformés récents. L'attapulgite se forme dans des horizons tufeux, à la base des encroûtements calcaires, villafranchiens, sans doute dans les encroûtements des daïas, à la même époque, et à

l'Holocène, dans le remplissage argileux de la Sebkhah el Melah, au cours de la diagenèse précoce. La montmorillonite se serait formée dans les parties profondes de certaines daïas, au sommet de la zone d'altération (G. Conrad, 1969).

IV. 3. Les équilibres calco-carboniques :

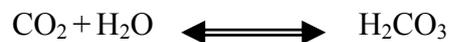
L'étude du système $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}/\text{Carbonates}$ permet de déterminer la distribution des espèces carbonées en solution. Elle nous renseigne sur l'origine de la minéralisation et la nature du système (ouvert-fermé). Comme nous l'avons vu précédemment (étude des indices de saturation), les éléments carbonatés (calcite, aragonite, dolomite, bicarbonates) sont nettement présents dans les eaux de la Saoura.

Pour rappel, en considérant les 3 phases, solide, liquide et gaz, les équations intervenant à l'équilibre sont les suivantes :

a) Dissolution du gaz carbonique en contact avec l'eau



b) Hydratation en acide carbonique



On considère qu'à l'équilibre, tout le CO_2 dissous est présent sous la forme d'acide carbonique H_2CO_3 . Les équations (a) et (b) peuvent alors se résumer ainsi :



La constante d'équilibre étant donnée par la loi d'action de masse :

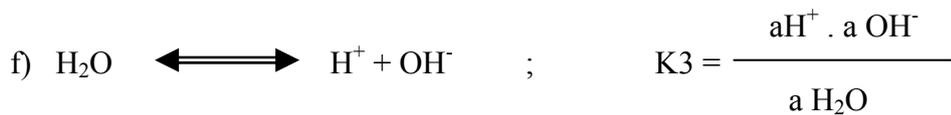
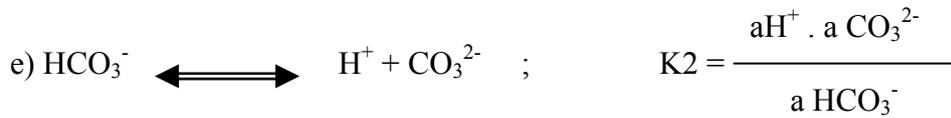
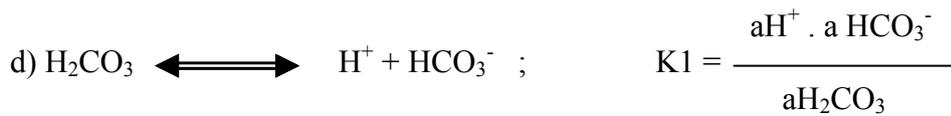
$$K_0 = \frac{a_{\text{H}_2\text{CO}_3}}{a_{\text{CO}_2} \cdot a_{\text{H}_2\text{O}}} = \frac{a_{\text{H}_2\text{CO}_3}}{p_{\text{CO}_2}} \quad \text{où} \quad a = \gamma m$$

a : représente l'activité d'un élément

m : concentration

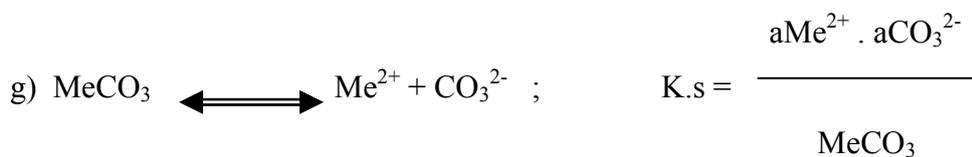
γ : coefficient d'activité

Dans la phase liquide,



Les équations (d) (e) et (f) montrent que les activités relatives en H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-} sont directement liées au pH de la solution.

Enfin, en présence d'un solide (calcite, dolomite, ou autre carbonate),



A pH bas, l'acide carbonique domine, les bicarbonates sont majoritaires entre 6.4 et 10.3 (Fig. 4. 19) et pour des pH basiques, on ne trouve plus que des carbonates dans la solution.

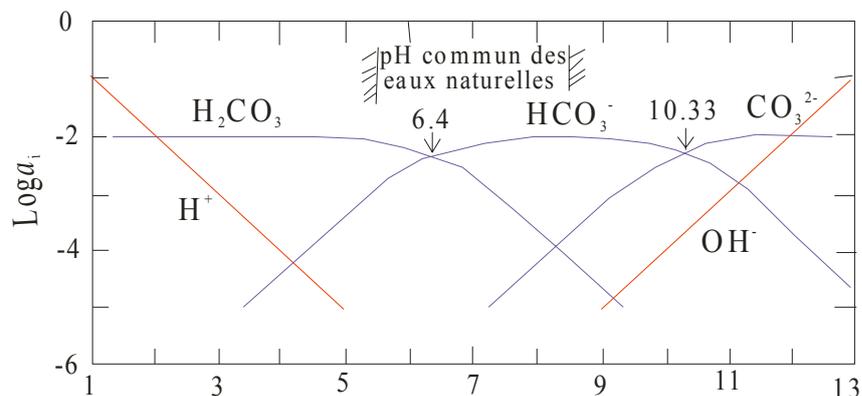
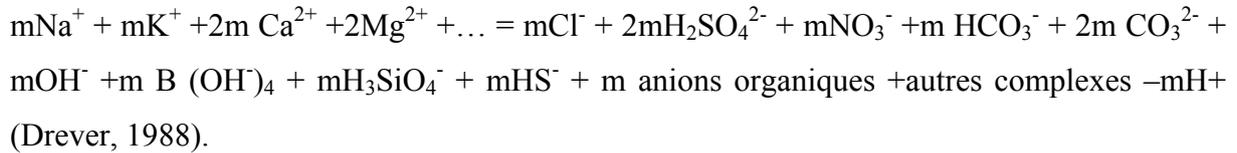


Fig. 4. 19. Répartition ($\log a_i$) des différentes espèces impliquées dans les équilibres calco-carboniques en fonction du pH, avec $\Sigma\text{CO}_2 = 10^{-2}$ et $T = 25^\circ\text{C}$ (Drever, 1997, modifié)

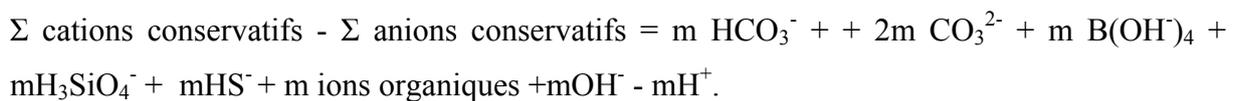
Les différentes constantes d'équilibre varient avec la température et peuvent être déterminées au moyen des formulations polynomiales (Drever, 1997), pour des températures inférieures à 50°C .

IV. 3. 1. Espèces carbonées en solution

Dans une eau naturelle à pH normal, tous les ions en solution obéissent à la loi d'électroneutralité et peuvent donc être représentés par l'équation :



Les ions majeurs tels Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , et NO_3^- sont considérés comme «conservatifs», dans la mesure où les teneurs ne sont pas affectées par les variations de pH, température ou pression, à la condition toutefois que les phénomènes de dissolution ou de précipitation n'aient pas lieu. Dans ce cas, l'équation d'électroneutralité revient à :



Le terme de droite représente l'alcalinité totale définie comme la somme des bases titrables par l'acide fort (Stumm et Morgan, 1981, in : Drever, 1988). L'alcalinité totale est elle aussi conservative mais les éléments qui la composent ne le sont pas. Ainsi par exemple, une variation de température entraînera une variation de la constante K_2 et donc de la valeur du rapport $m\text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$.

Dans la plupart des eaux naturelles, les teneurs en $\text{B}(\text{OH})_4$, H_3SiO_4^- , OH^- , H^+ et anions organiques sont négligeables devant celles en HCO_3^- et CO_3^{2-} . Dans ce cas, l'alcalinité totale est peu différente de $m\text{HCO}_3^- + 2m\text{CO}_3^{2-}$.

La concentration en Carbone Minéral Total Dissous CMTD est déduite de la relation :



Son évolution est liée au type de système (Fig. 4. 20 et 4. 21) :

En système ouvert, l'eau reste en contact avec le CO_2 gazeux et la variation de la $p\text{CO}_2$ guide les variations du pH et des concentrations en H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-} .

En système fermé, il n'existe aucun échange de CO_2 entre l'aquifère et la zone non saturée. Dans ce cas, en l'absence de dissolution ou précipitation de carbonate, le CMTD reste constant : $\text{CMTD} = m \text{H}_2\text{CO}_3 + m \text{HCO}_3^- + m \text{CO}_3^{2-} = \text{Constante}$

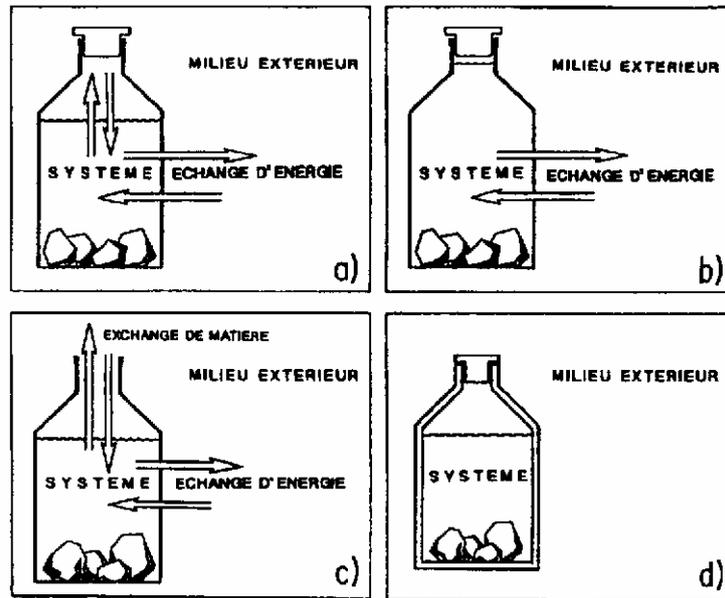


Fig. 4. 20. Définition d'un système ouvert ou fermé (SIGG et al, 1994)
 a : système fermé avec échange de matière entre les phases solide, liquide et gazeuse, le système aquatique peut lui aussi échanger de façon globale avec le milieu
 b : système fermé sans échange solide-liquide-gaz, échange du système avec le milieu
 c : système ouvert
 d : système isolé

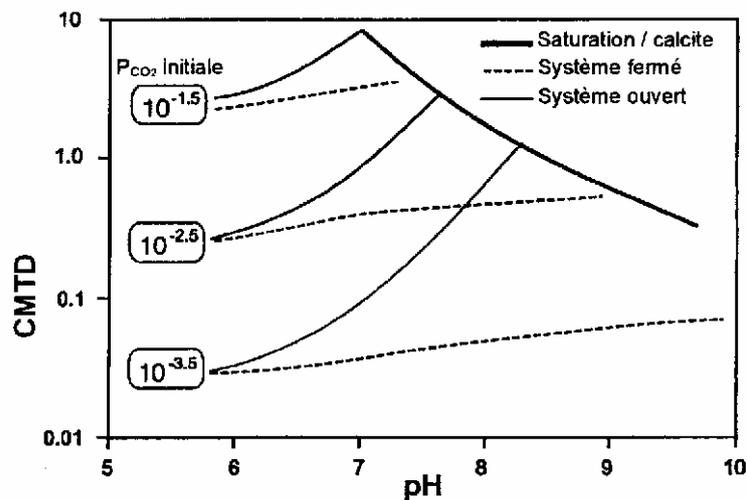


Fig. 4. 21. Evolution du pH et du CMTD en système fermé et ouvert pour différentes pressions partielles de CO_2 (Clark & Fritz, 1997, modifié).

Les systèmes fermés et ouverts sont des modèles théoriques idéaux. En réalité, les eaux souterraines évoluent dans des conditions mixtes ou en systèmes partiellement ouverts. La dissolution des carbonates débute alors en système ouvert dans la zone non saturée et se poursuit en système fermé dans la zone saturée.

La répartition des espèces carbonatées de nos différents échantillons a été déterminée à l'aide de « Diagrammes », logiciel de calcul élaboré par Roland Simler du laboratoire d'Avignon (2002)

A partir des équations de l'équilibre carbonique, nous avons tracé les courbes théoriques de la relation pH-HCO₃⁻ pour les deux systèmes. Ces courbes sont obtenues respectivement pour une température de 24.15°C, une force ionique de 34.63, et une pCO₂ de 2.9x10⁻³atm en moyenne pour les eaux de la campagne 4 (Mai 2004), de 23.4°C, 32.23 et 2.3x10⁻³atm pour les eaux de la campagne 3 (Février 2004) (*tableaux X et X des espèces carbonées en annexes*).

Pour situer les échantillons analysés par rapport aux deux systèmes, il suffit de les reporter sur ce graphique (Fig. 4. 22 et 4. 23). La position des points d'eau par rapport aux deux systèmes nous permet d'avoir des informations sur l'alimentation de la nappe.

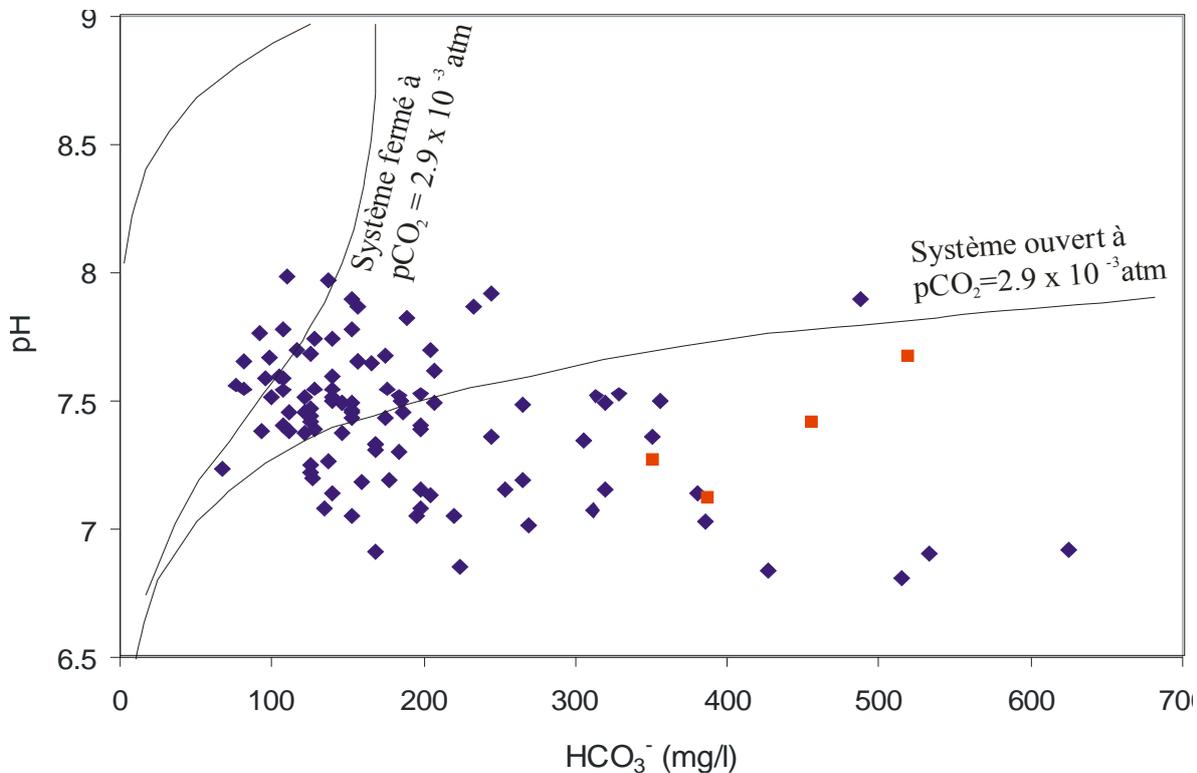


Fig. 4. 22. Relation pH - bicarbonates des eaux de la Saoura (Campagne 4)

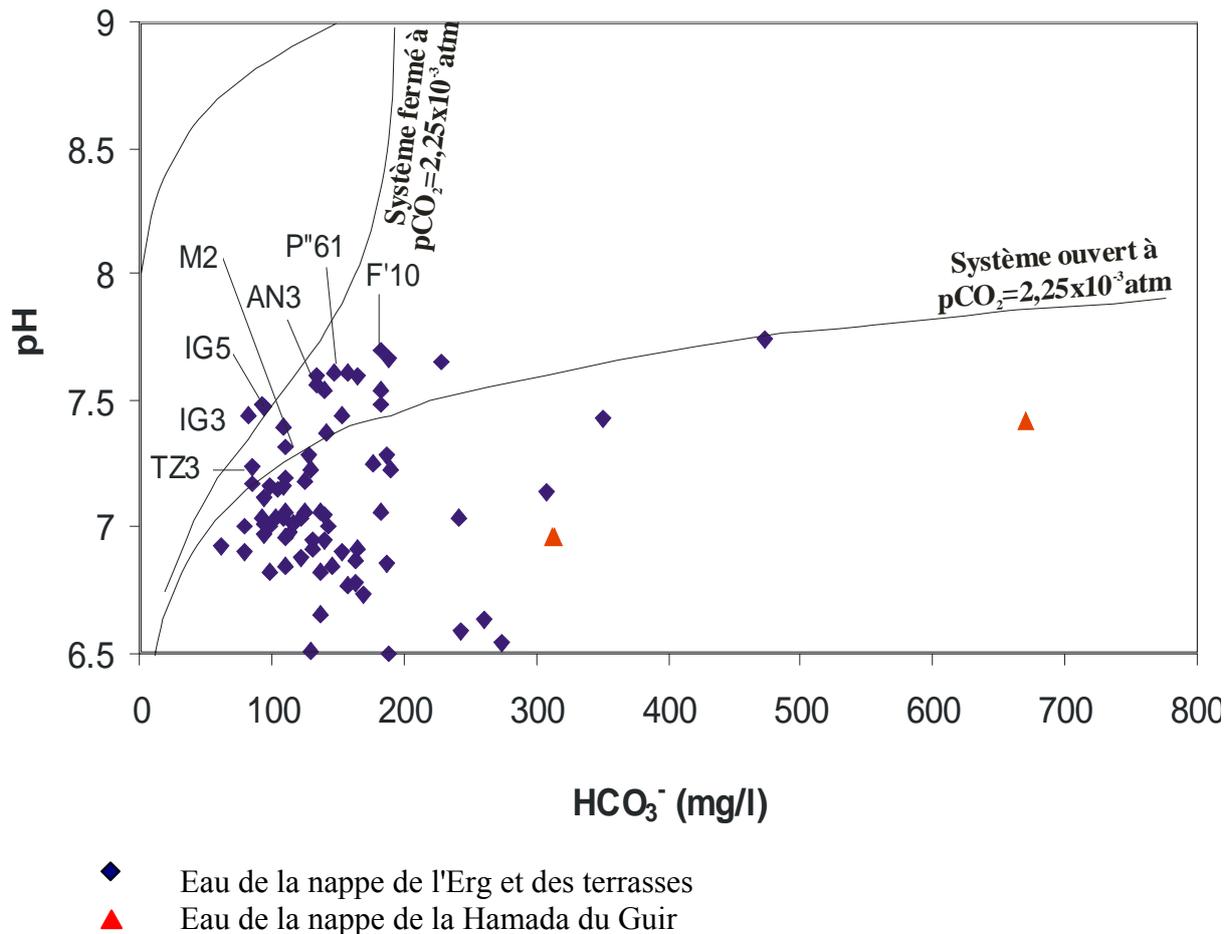


Fig. 4. 23. Relation pH - bicarbonates des eaux de la Saoura (Campagne 3)

Sachant que les campagnes 4 et 3 ne comportent pas exactement les mêmes points d'eau et qu'ils ont été prélevés en deux saisons différentes, nous pouvons toutefois remarquer que la disposition des points sur le graphique est similaire pour les deux campagnes. La majorité des points se situent en dessous et autour de la courbe représentant le système ouvert. Ce qui nous confirme que la nappe est généralement libre. Les points se rapprochant du système fermé correspondent d'une part, aux eaux typiques de la nappe de l'Erg, captant généralement les calcaires et grès du néogène, dont la perméabilité est de fissures, d'autre part, aux eaux des formations quaternaires (sables du Saourien surtout) où l'on a souvent des limons et lentilles ou intercalations d'argiles par endroits, ce qui rend la nappe localement captive ou semi-captive (cas de certains points d'eau de la palmeraie de Béni-Abbès).

V. Evolutions des cations et anions

V. 1. Cations et anions majeurs

Sur les figures 4. 24 a et b, représentant les eaux de la nappe de l'Erg et des terrasses de la campagne C4, on observe une augmentation significative des teneurs en cations et anions le long de la vallée de la Saoura, à l'exception des nitrates et des bicarbonates. Globalement, cette augmentation est conforme à celle de la minéralisation totale. Elle se fait selon deux axes principaux, l'un d'amont en aval de la Saoura (A), l'autre de l'Erg vers l'oued (B).

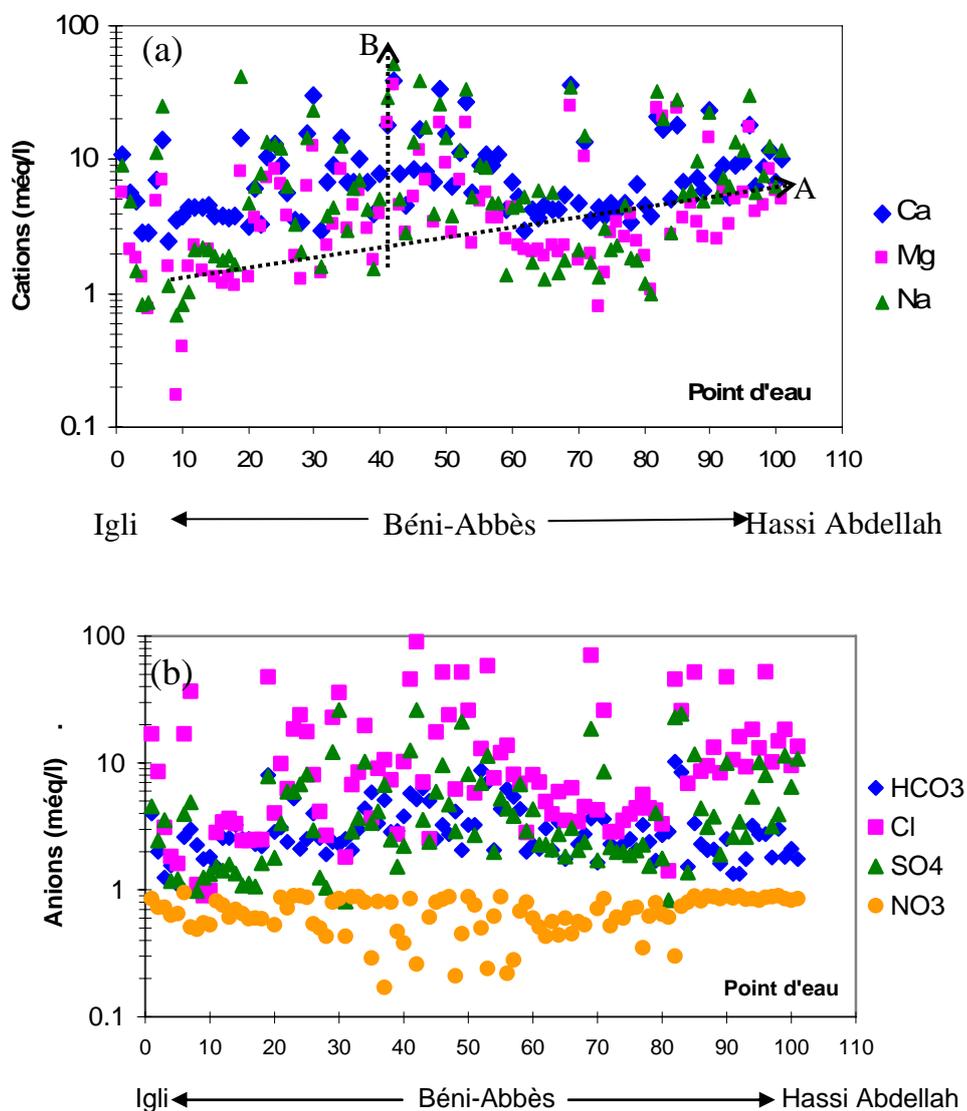


Fig. 4. 24. Evolution des cations (a) et anions (b) des eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses le long de la vallée de la Saoura

La grande dispersion des points au niveau de la palmeraie de Béni-Abbès est due au plus grand nombre de puits considérés à ce niveau.

Sur les figures 4. 25 (a) et (b), nous avons représenté les puits et source de la nappe de l'Erg. L'évolution de tous les cations et anions, à l'exception des bicarbonates et des nitrates, est ici très marquée. Cette évolution caractérise l'aridité du climat, de plus en plus en plus accentuée avec une prédominance du faciès évaporitique au fur et à mesure que l'on se dirige vers l'aval de la Saoura.

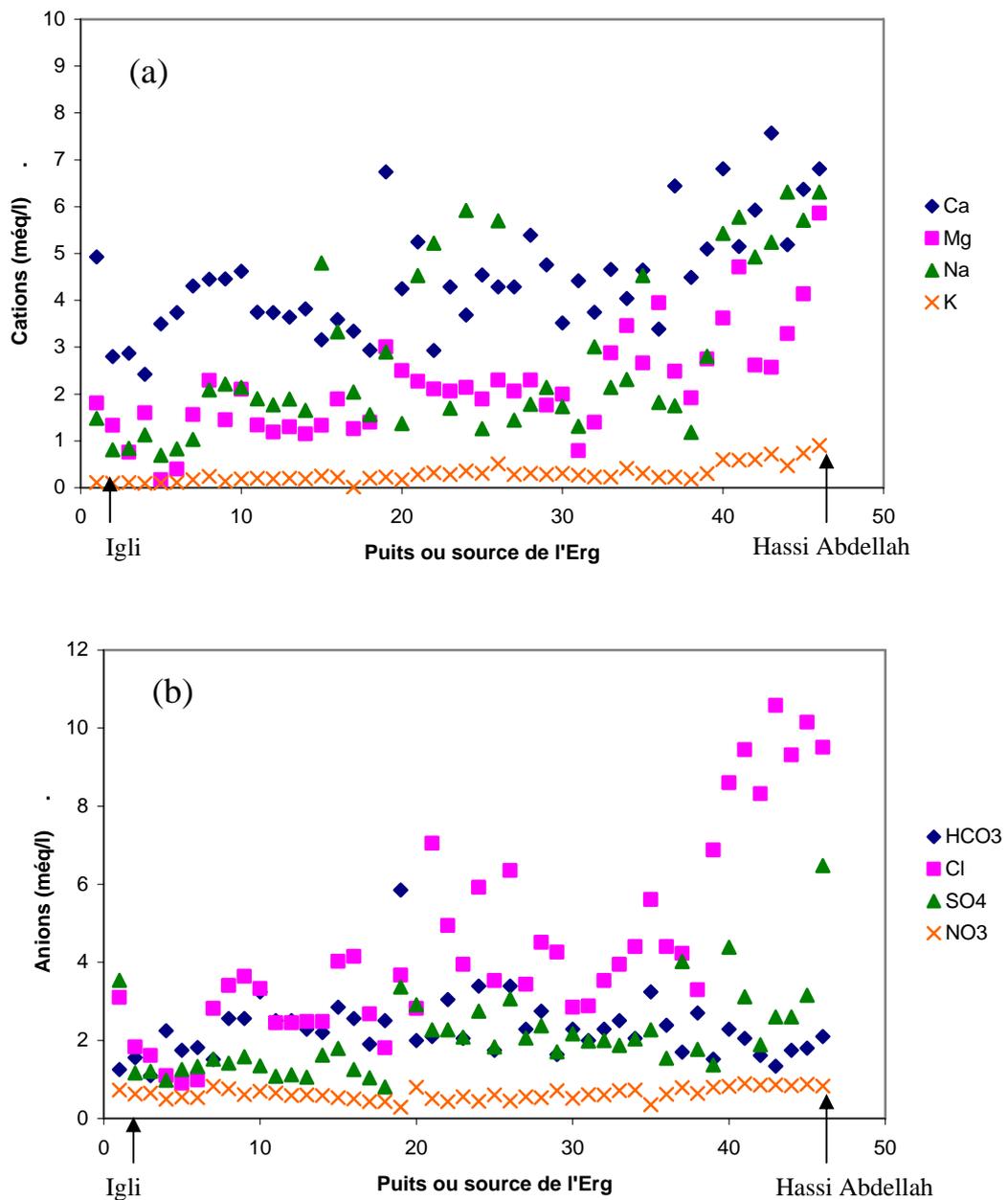


Fig. 4. 25. Evolution des cations (a) et anions (b) des eaux de la nappe de l'Erg

L'analyse en composantes principales a bien mis en évidence l'étroite relation existant entre les différents éléments chimiques, sauf pour les nitrates et les bicarbonates.

D'un point de vue chimique, les concentrations des ions majeurs doivent augmenter dans les mêmes proportions que les chlorures lors de l'évaporation, sauf s'il y a précipitation causée par une sursaturation. Ceci est le cas pour les eaux de la Saoura (Fig. 4. 26 a et b). La corrélation entre Cl et les cations est très bonne, elle est la plus élevée pour Na. Ce qui confirme la contribution des phénomènes de dissolution de la halite dans l'acquisition de la minéralisation des eaux.

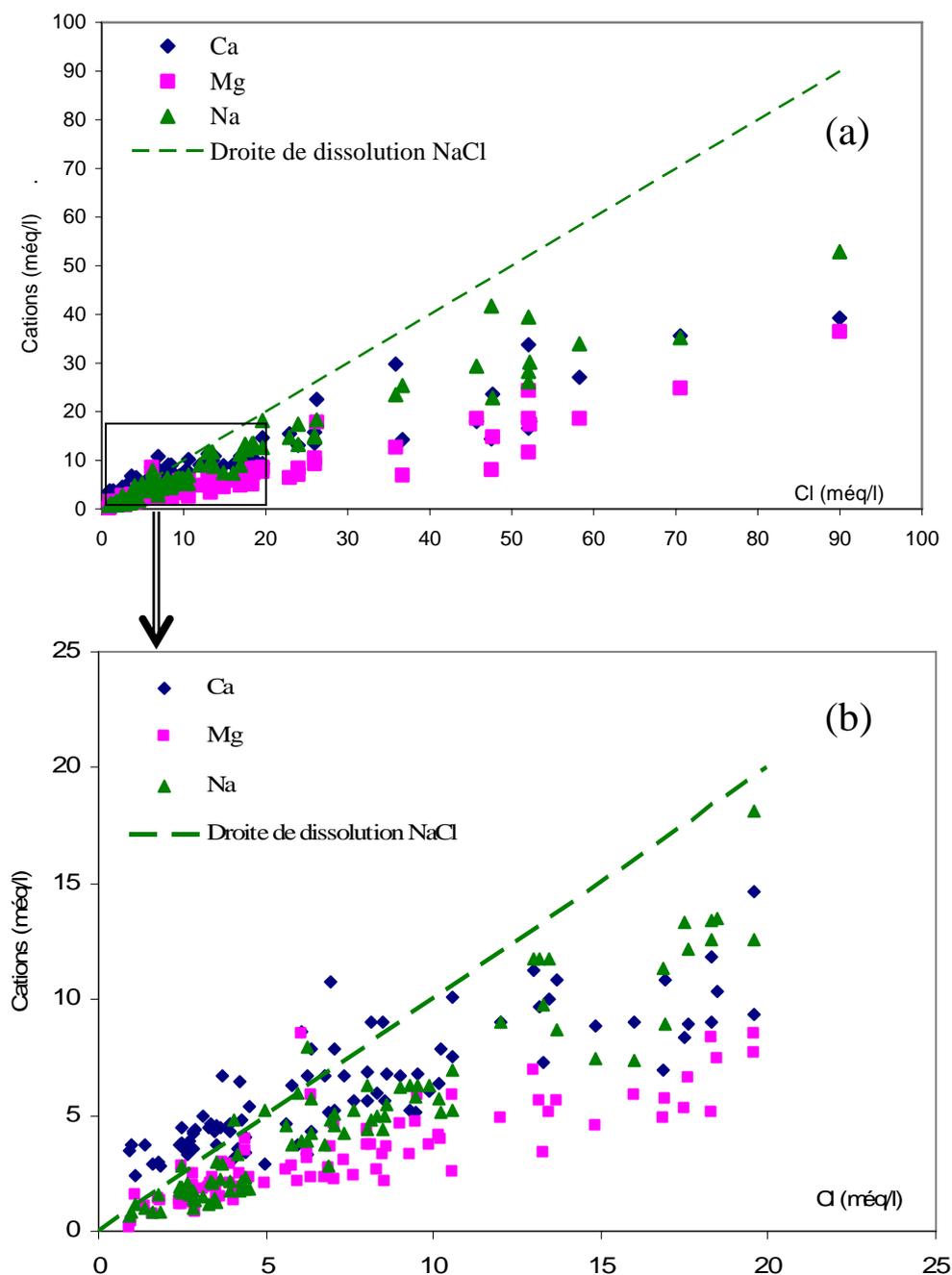


Fig. 4. 26 (a) et (b): Corrélation entre les cations et les chlorures des eaux

La corrélation entre Cl et les sulfates est assez bonne, ce qui n'est pas le cas avec les nitrates et les bicarbonates qui ont une origine et un comportement différents (fig. 4.27 a et b). Les sulfates proviendraient de la dissolution des formations gypseuses évaporitiques, bien répandues dans la région et dont la concentration est accentuée par les phénomènes d'évaporation.

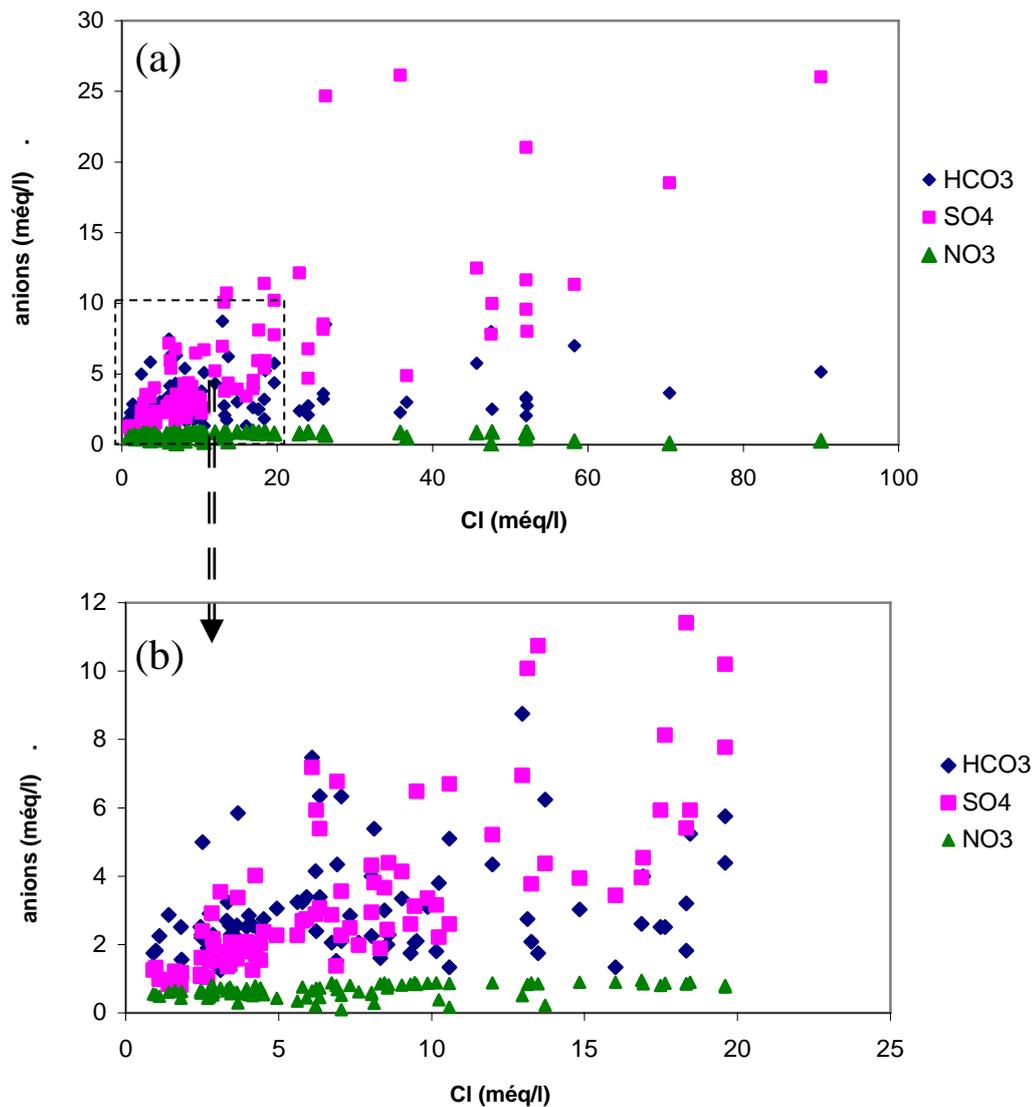


Fig. 4. 27. Corrélation entre les anions et les chlorures des eaux

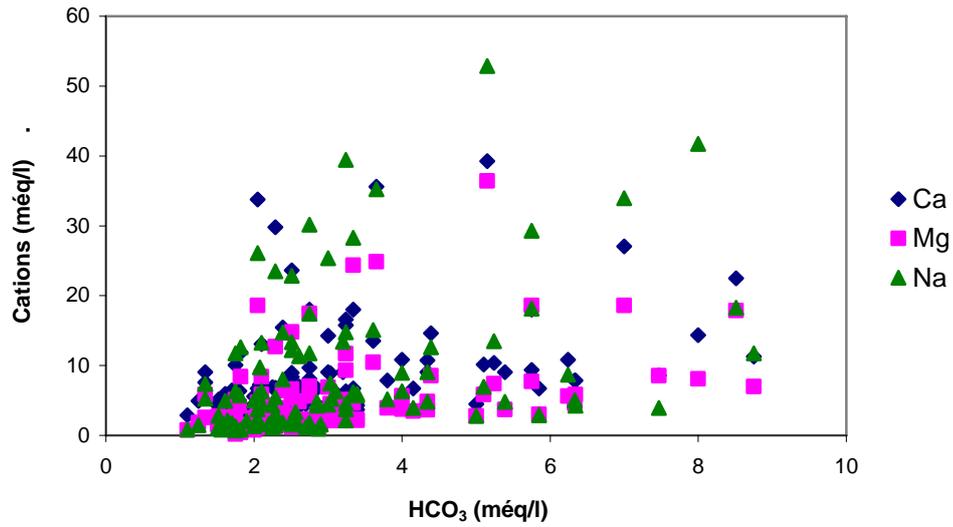


Fig. 4. 28. Corrélation HCO₃ - Ca, Mg et Na

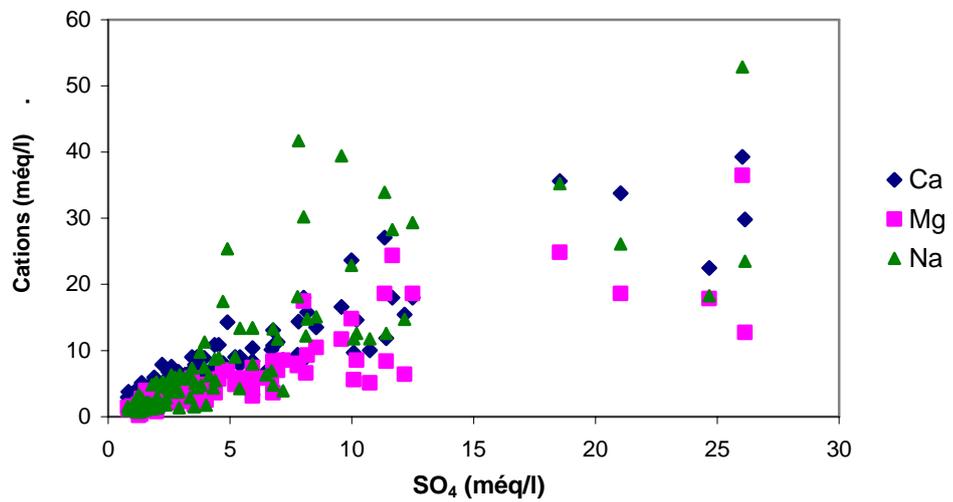


Fig. 4. 29. Corrélation SO₄ - Ca, Mg et Na

Contrairement aux bicarbonates (fig. 4. 28), les sulfates sont également bien corrélés aux autres cations (Na et Ca) (Fig. 4. 29). La dissolution des sulfates de Na et Mg, en plus du gypse contribuerait également à la minéralisation des eaux de la nappe.

V. 2. Rapports caractéristiques :

Les eaux étant sursaturées en calcite, le rapport Ca/Mg, exprimé en meq/l, est pratiquement supérieur à 1 pour l'ensemble des échantillons de la Saoura (fig. 4. 30a). Les deux points présentant un rapport très élevé sont les sources de Mazzer (MZS4 et MZS5) avec respectivement une valeur de 21 et 9. Ce rapport diminue légèrement dans la région de Kerzaz, Tezzougar et Timoudi où le rapport Mg/Ca dépasse légèrement 1. Si la valeur de ce dernier était autour de 0.8, l'équilibre serait contrôlé à la fois par la calcite et la dolomite (Appelo and Postma, 1996). Ceci est le cas des eaux de la nappe de la Hamada du Guir. En effet, en plus du quartz et de l'attapulgite, les carbonates constituant la torba des formations néogènes seraient des carbonates de magnésium, et donc de la dolomite (échantillon de Gara Diba à Béni-Abbès, analysé aux rayons X par G. Conrad, 1969), tandis que la torba analysée à Mazzer serait essentiellement constituée de quartz et de calcite.

Pour les eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses, le rapport Ca/ Mg moyen est de 2.24 variant entre 0.74 et 20.59.

Le calcium ne proviendrait pas seulement de la dissolution des formations carbonatées (calcite, dolomite, gypse) mais aussi de l'altération des minéraux argileux ainsi que des phénomènes d'échanges de base, comme cela a été démontré par les diagrammes d'équilibre.

Le rapport Ca/Na (fig. 4. 30b) varie entre 0.4 et 5 tout au long de la vallée, avec une moyenne de 1.6. Les valeurs les plus élevées du rapport se localisent en amont, au niveau des sources de Mazzer. Cette variation du rapport serait due à la fois aux phénomènes de précipitation du calcium après sursaturation (voir indices de saturation), la mise en solution de NaCl et éventuellement les phénomènes d'échange de bases, avec substitution du Ca par Na (voir diagramme d'équilibre des carbonates, fig. 4. 18).

Le rapport Na/Cl ainsi que SO₄/Cl confirment la prédominance des chlorures (fig. 4. 31 a et b). Les eaux sont sous-saturées tendant vers l'équilibre par rapport au gypse et l'anhydrite, et sous saturée par rapport à la halite. Les deux rapports évoluent grossièrement de la même manière tout au long de la Saoura, mettant en évidence les phénomènes de dissolution de ces sels à partir des formations évaporitiques et leur concentration par évaporation.

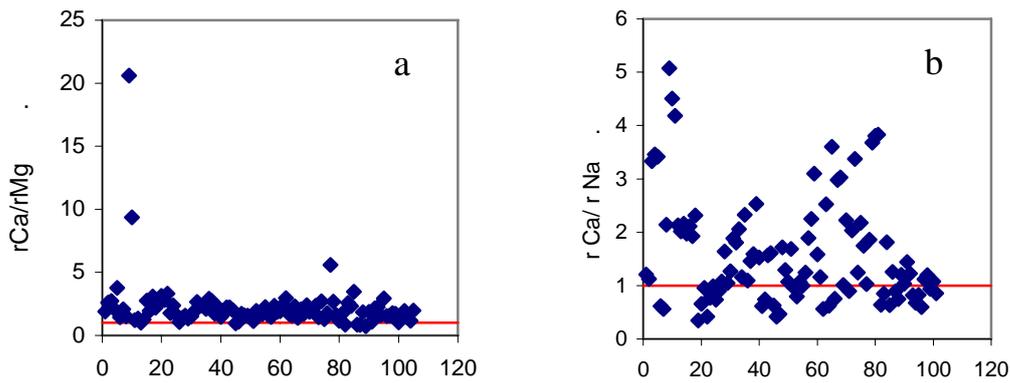


Fig. 4. 30 : Evolution des rapports (a) rCa/rMg et (b) rCa/rNa le long de la Saoura

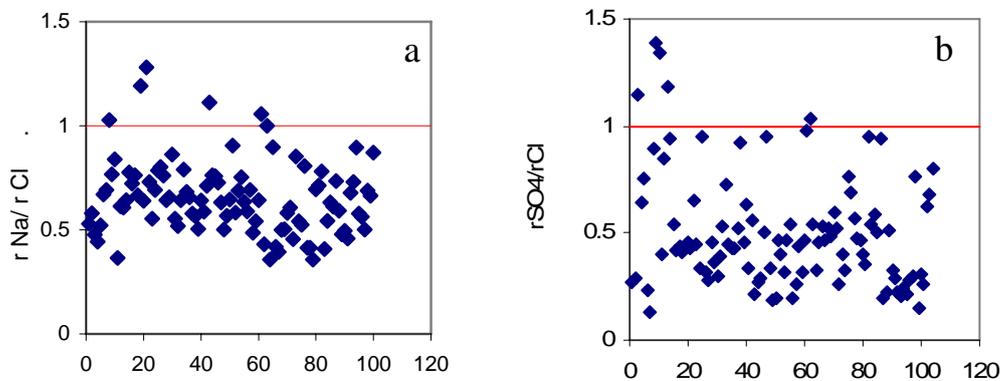


Fig. 4. 31. Evolution des rapports (a) rNa/rCl et (b) $rSO4/rCl$ le long de la Saoura

V. 3. Evolution selon deux transects à Kerzaz et El Ouata :

Dans la vallée de la Saoura, deux directions d'écoulement ont été mises en évidence : du Nord vers le Sud pour la nappe du Grand Erg Occidental, et depuis l'Erg via les terrasses vers l'Oued au niveau de toutes les palmeraies de la vallée.

Deux transects hydrochimiques ont été considérés dans les palmeraies de Kerzaz et d'El Ouata (Fig. 4. 32 a et b). Nous remarquons que tous les ions évoluent dans le sens de l'écoulement aussi bien à Kerzaz qu'à El Ouata, sauf les nitrates qui sont réduits au niveau de l'oued, certainement affectés par les phénomènes de dénitrification et de consommation par les palmiers.

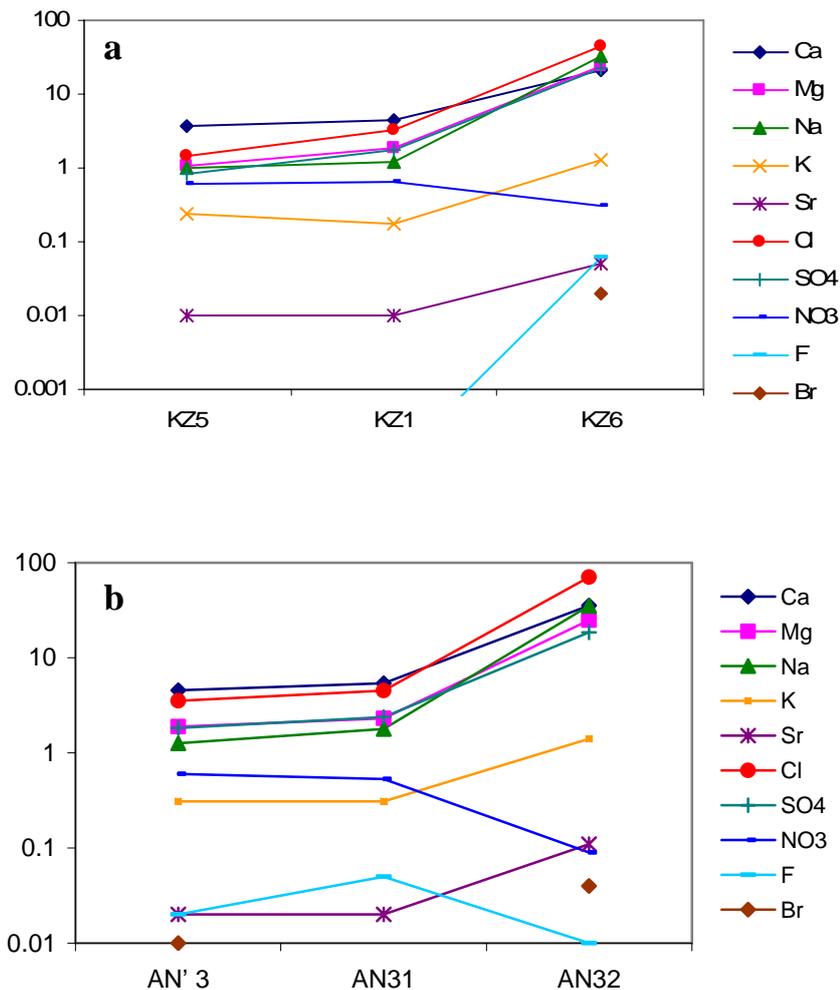


Fig. 4. 32. Evolution des ions selon un axe d'écoulement (a) à Kerzaz (b) à El Ouata

Nous avons représenté sur les figures 4. 33 (a) et (b) l'évolution des rapports caractéristiques selon deux profils dans le sens d'écoulement de la nappe, depuis l'Erg vers l'Oued, à Kerzaz (a) et El Ouata (b) :

Le rapport Ca/Mg diminue vers l'oued pour les deux profils, les phénomènes de dissolution et de précipitation des carbonates étant plus importants dans les calcaires de la nappe du Grand Erg que dans les alluvions de l'oued. Par contre, l'évolution du rapport Cl/Na ne se fait pas de la même manière à Kerzaz qu'à El Ouata, ceci est probablement dû aux différences lithologiques locales.

Le rapport SO4/Cl ne varie pas de façon significative le long du profil à Kerzaz et baisse légèrement au niveau de l'Oued à El Ouata.

Le rapport Sr/Ca diminue de l'Erg vers l'oued à El Ouata tandis qu'il augmente légèrement à Kerzaz.

Le rapport Br/Cl varie dans le même sens que Cl/Na, suggérant des origines communes entre les bromures et les chlorures. L'interprétation de ce rapport sera détaillée ultérieurement.

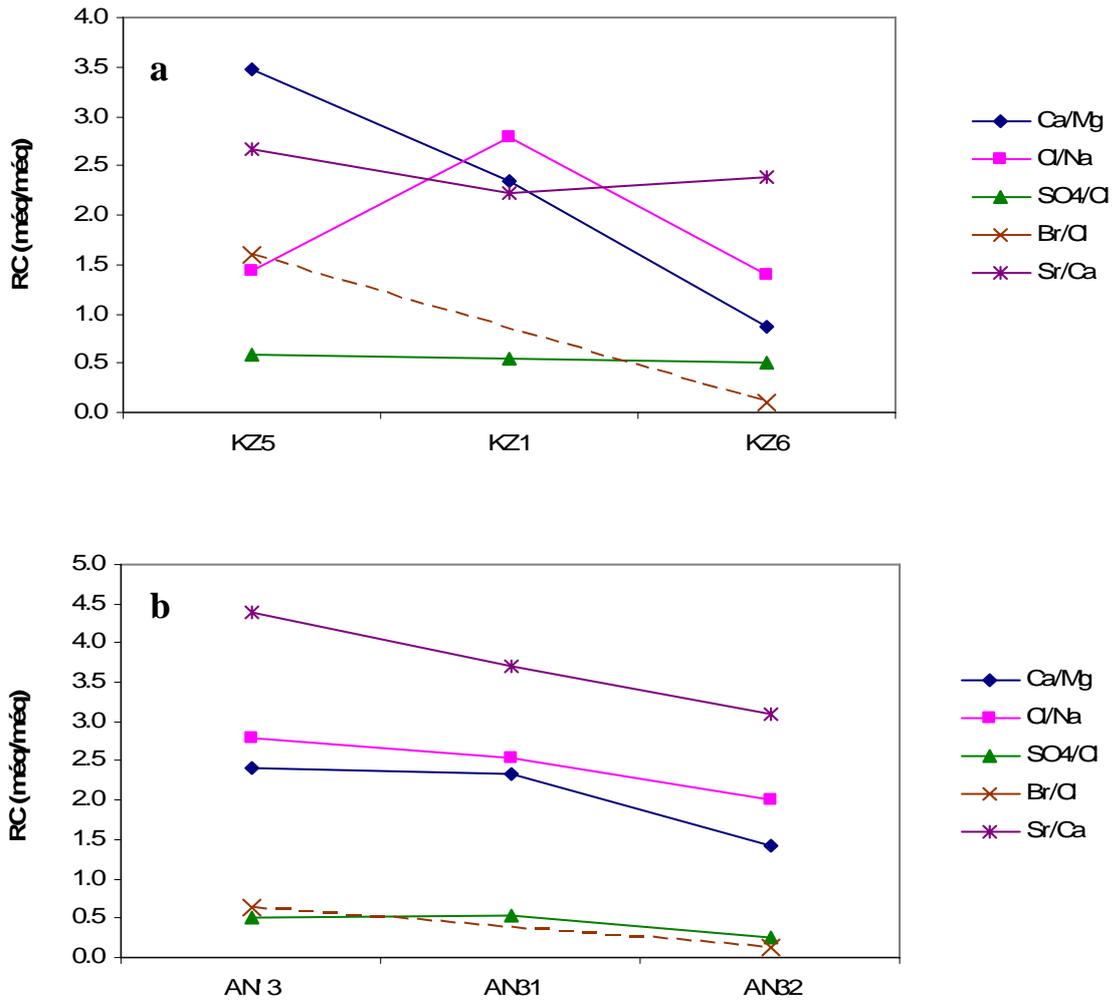


Fig. 4. 33. Evolution des ions selon un axe d'écoulement (a) à Kerzaz (b) à El Ouata

V. 3.1. Evolution du Fluor

La teneur en Fluor varie entre 0.19 et 3.61 mg/l avec une moyenne de 1.18 mg/l pour les eaux de la nappe des terrasses et du Grand Erg Occidental, tandis qu'elle oscille entre 3.86 et 6.03 mg/l avec une moyenne de 4.77 mg/l pour les eaux de la nappe de la Hamada du Guir.

La réaction de dissolution de la Fluorite s'écrit, comme toute réaction de dissociation ionique :



avec une constante de solubilité $K = [\text{Ca}^{2+}] [\text{F}^-]^2 = 10^{-10.57}$ à 25°C

Généralement, les eaux à fortes concentrations en Fluor sont moins concentrées en Calcium. Les eaux de la Hamada du Guir sont plus chargées en F que celles de la nappe du grand Erg et des terrasses. Une eau potable ne doit pas contenir plus de 3 ppm.

Dans les zones arides, l'évaporation peut contribuer à l'augmentation de la concentration en Fluor dans les eaux souterraines (Apello and Postma, 1996). Dans les eaux du Continental Intercalaire, au Sahara Septentrional, les concentrations en F varient entre 0.5 et 1.0 mg/l, et les eaux sont sous saturées par rapport à la Fluorite vu que la saturation est atteinte à partir de 3.5 à 4.0 mg/ l de F (Edmunds et al, 2003). Dans notre cas, l'étude des indices de saturation (cf. fig. 4. 17) a montré que l'équilibre avec la Fluorite est atteint à partir de 2.8 à 3.6 mg/l. Ce qui correspond au même ordre de grandeur donné pour l'aquifère du Continental Intercalaire.

La teneur de F augmente dans le sens d'écoulement à Kerzaz tandis qu'elle baisse au niveau de l'oued à El Ouata. La teneur en Fluor de l'eau de pluie tombée en Avril 2004 à Ouled Khodeïr est de 0.086 mg/l. Cette valeur est en conformité avec la valeur moyenne de 0.1 mg/l donnée par Travi (1993) pour les eaux de pluie de l'Afrique du Nord.

V. 4. Evolutions chimiques à Béni-Abbès

Plus d'une soixantaine de points d'eau ont été échantillonnés au cours de notre première campagne de terrain dans la région de Béni-Abbès. Les analyses chimiques nous ont permis de tracer d'une part, les diagrammes de concentration des différents éléments chimiques, qui consistent à représenter les molalités de ces éléments en fonction du facteur de concentration des chlorures, considéré, ici, comme un traceur, et les profils chimiques selon deux axes d'écoulement des eaux de la nappe de la palmeraie d'autre part. L'évolution chimique dans la région de Béni-Abbès est un bon exemple de celles étudiées à travers la Saoura.

V. 4. 1. Diagramme de concentrations

Sur le diagramme des concentrations de la figure 4. 34, les droites représentant Na et Cl sont pratiquement identiques et parallèles reflétant la parfaite corrélation existant entre ces deux ions. La majorité des eaux au niveau de la palmeraie ont un faciès chloruré sodique. Les droites représentant le calcium, le magnésium et les sulfates ont également la même allure et reflètent de ce fait, l'étroite relation existant entre ces ions. Avec l'évaporation, ceci traduit la contribution des phénomènes de dissolution de minéraux évaporitiques et carbonatés (essentiellement halite, gypse, thenardite, calcite et dolomite) dans la minéralisation des eaux. La droite simulant les teneurs en potassium, bien que plus faible, évolue dans le même sens. Celle des bicarbonates, dont la pente est faible indique un contrôle des concentrations par la précipitation de carbonates (voir indices de saturation). Celle de la silice, à pente très faible, résulte vraisemblablement d'une cinétique très lente de l'hydrolyse des silicates.

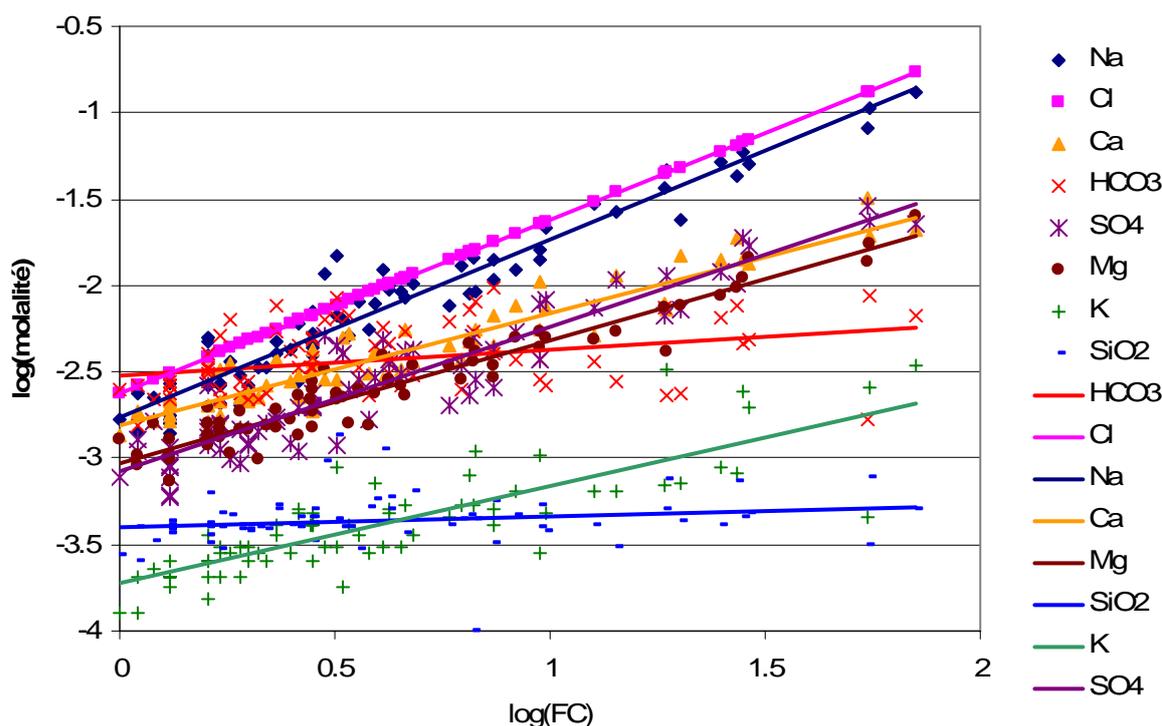


Fig. 4. 34. Diagrammes de concentration en fonction du facteur de Concentration des chlorures (Fc)

V. 4. 2. Profils chimiques :

Nous avons représenté sur la figure 4. 35 les tracés des lignes d'écoulement considérés pour l'étude des profils chimiques à Béni-Abbès.

Les figures 4. 36 et 4. 37 montrent l'évolution des cations et des anions selon les profils I et II. Tous les ions évoluent généralement dans le sens de l'écoulement, sauf les bicarbonates et les nitrates, dont le comportement diffère, comme cela a déjà été mentionné dans les paragraphes précédents. Le Chlorure et le Sodium se distinguent particulièrement marquant ainsi l'importance des phénomènes d'évaporation et de dissolution.

La minéralisation des eaux évolue dans le même sens selon les 3 profils (Fig.4. 38 a). Par contre, les teneurs en silice augmentent selon le profil I et III tandis qu'elles tendent à diminuer selon le profil II. (fig. 4. 38b)

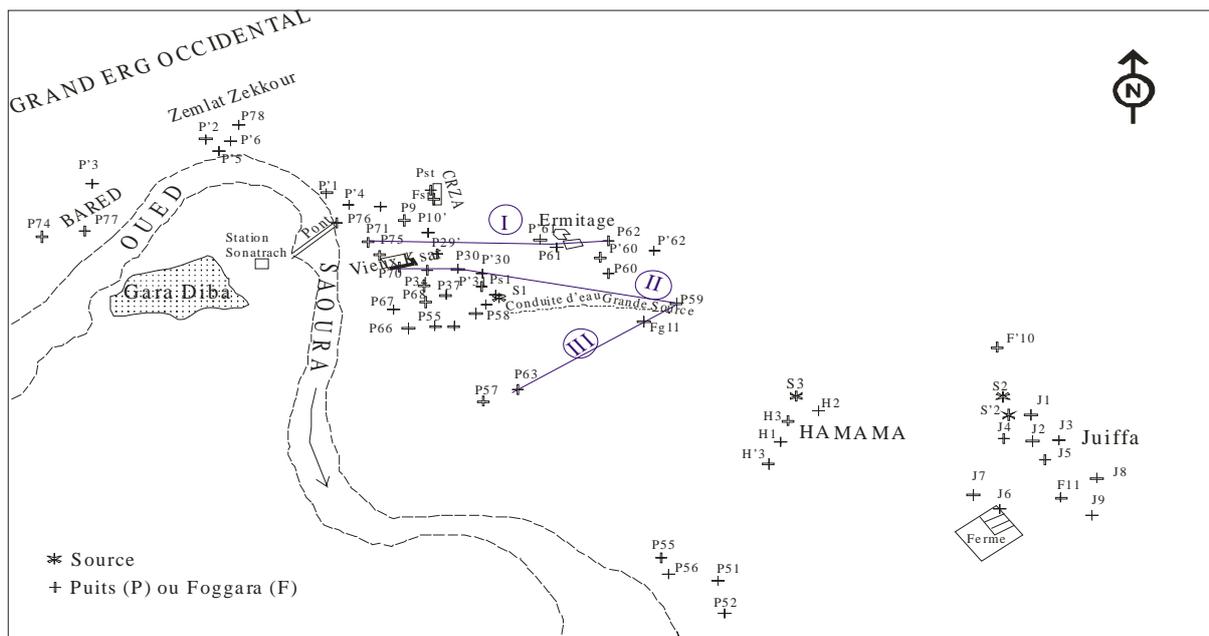


Fig. 4. 35. Points d'eaux et Profils chimiques à Béni-Abbès

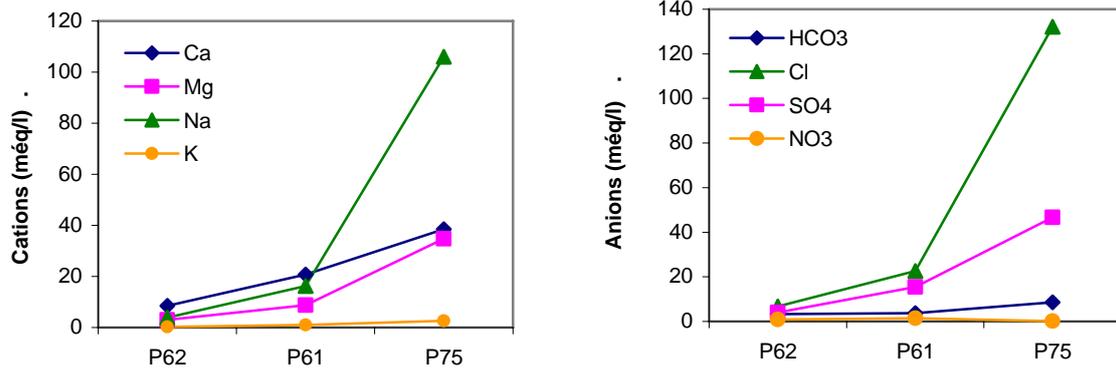


Fig.4. 36. Evolution des cations et anions selon le profil I à Béni-Abbès

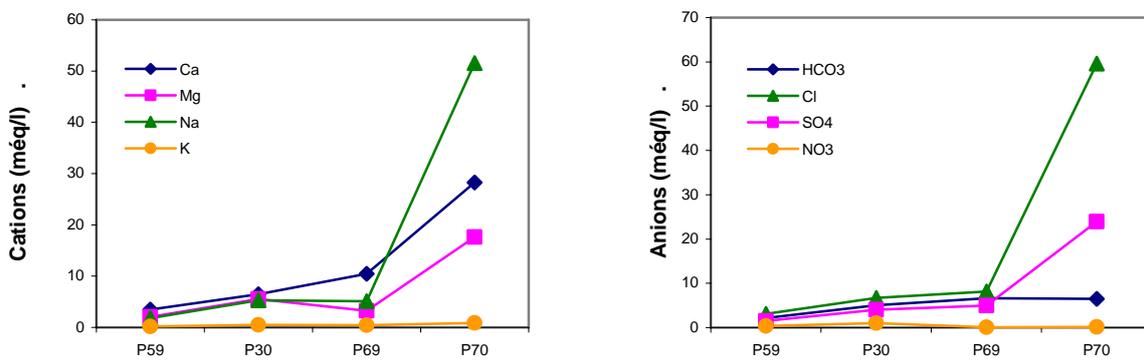


Fig.4. 37. Evolution des cations et anions selon le profil II à Béni-Abbès

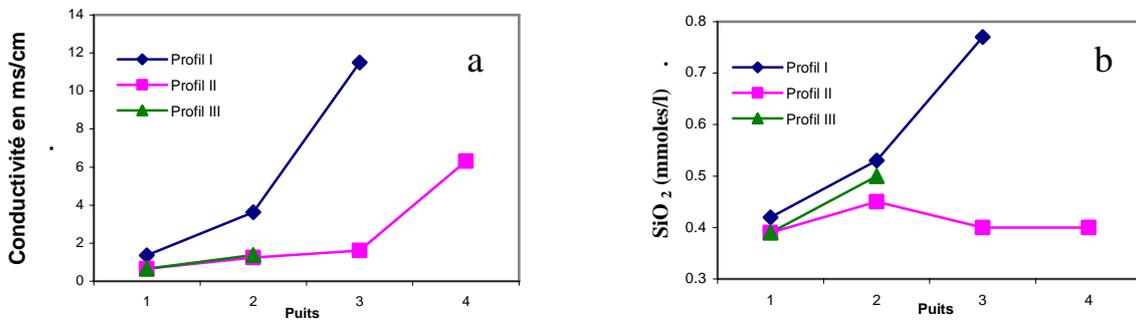


Fig. 4. 38. Evolution de la conductivité (a) et de la silice (b) selon 3 profils d'écoulement

V. 5. Evolution des éléments en trace: Brome et Strontium

V. 5. 1. Le Brome

Tout comme les chlorures, le Brome est un élément halogène qui peut également se comporter comme un élément conservatif et peut être utilisé pour déterminer la source des de la salinité des eaux. La figure 4. 39 représente l'évolution des Bromures dans les eaux de la Saoura, la teneur varie entre 0.069 et 3.247 mg/l avec une moyenne de 0.670 mg/l. Tout comme l'évolution des chlorures et de la minéralisation, une faible évolution peut être remarqué d'amont en aval, les teneurs les plus élevées étant celles des puits de la nappe des terrasses, proches ou à même l'oued (H2, AN32...) tandis que les valeurs les plus faibles sont celles des eaux typiques de la nappe de l'Erg (Igli et sources de Mazzer).

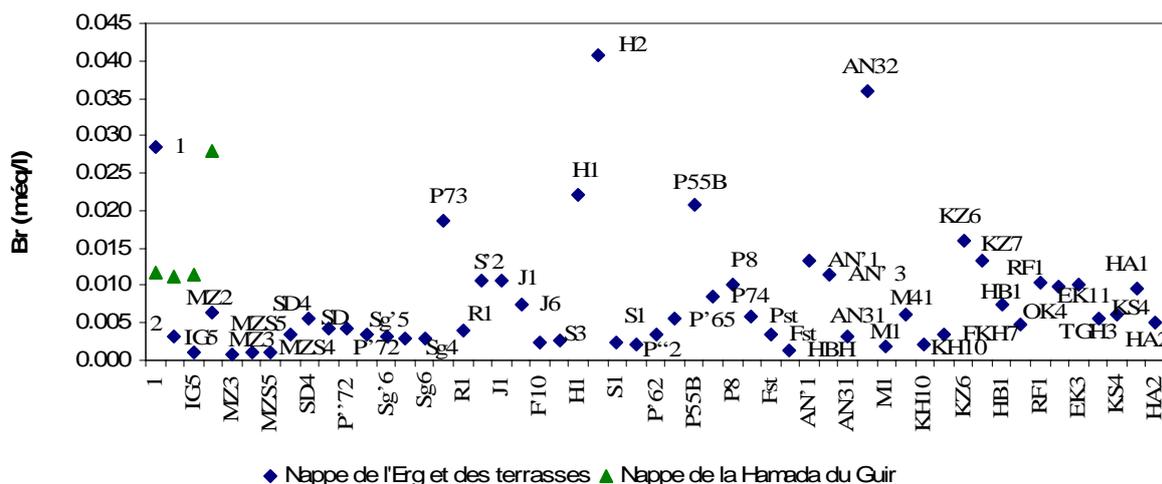


Fig. 4. 39. Variation des Bromures des eaux le long de la Saoura

Sur la figure 4. 40, nous avons représenté l'évolution des eaux typiques de la nappe de l'Erg tout au long de la Saoura. L'évolution d'amont en aval est ici un peu mieux marqué. L'allure de l'évolution des points est conforme à celle des chlorures démontrés précédemment et serait principalement due à l'évaporation.

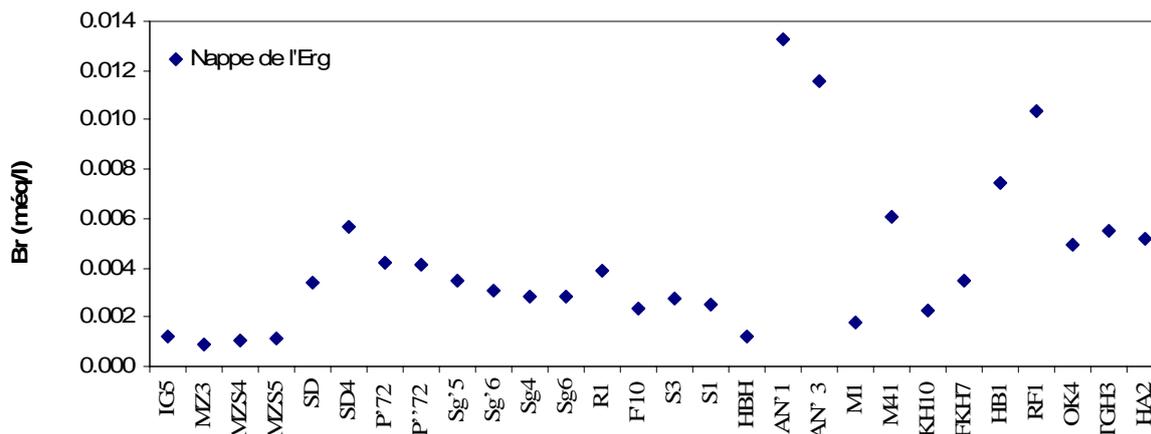


Fig. 4. 40. Variation des Bromures des eaux de la nappe de l'Erg le long de la Saoura

Le chlorure est utilisé ici comme un traceur conservatif, sa concentration proviendrait des sources météoriques, de la dissolution des évaporites ou des mélanges avec des eaux connées de formation (Edmunds et *al.*, 2003). Le rapport Br/Cl, en raison du caractère conservé en solution aqueuse des deux éléments, est en général utilisé pour déterminer l'origine des chlorures et les sources de salinité des eaux naturelles. Comparé au rapport marin, il permet de préciser le processus de concentration (dilution des saumures marines, dissolution d'évaporites...) des ions chlorures (Edmunds et *al.*, 1991; Fontes et *al.*, 1991; Andrews et *al.*, 1994; Louvat et *al.*, 1999). En effet, les rapports massiques inférieurs à $3,5 \cdot 10^{-3}$ (rapport marin) caractérisent des saumures secondaires résultant de la dissolution de la halite (Fontes et *al.*, 1991; Louvat et *al.*, 1999) ou l'oxydation de Br^- en Br_2 durant les orages pour les faibles concentrations de chlorures (Andrews et *al.*, 1991). Les rapports supérieurs à $3,5 \cdot 10^{-3}$ indiquent une dilution de saumures marines primaires au stade précipitation de la halite ou le lessivage de matière organique (Barbecot, 1999).

La figure 4. 41 montre les variations du rapport Br/Cl d'amont en aval de la vallée. Les valeurs varient entre $3,3 \cdot 10^{-3}$ et $1,8 \cdot 10^{-4}$ avec une valeur moyenne de $0,9 \cdot 10^{-3}$. Tous les points d'eau ont un rapport inférieur à celui des eaux de mer. Néanmoins, nous n'avons pas pu nous baser sur ce rapport pour faire des caractérisations géographiques ou pour différencier les eaux des différentes nappes. La valeur assez élevée du rapport des deux puits AN'1 à Anefid et AN'3 à El Ouata semblerait toutefois influencée par l'injection de l'eau de Javel juste avant le prélèvement.

Nous avons, par ailleurs représenté le rapport Br/Cl en fonction des chlorures sur la figure 4. 43. La dispersion des points indique clairement des origines différentes de la salinité, comme cela a été démontré précédemment.

Les eaux proches de la surface du sol sont généralement les plus affectées par les phénomènes d'évaporation. Dans la vallée de la Saoura, ce sont les eaux prélevées à même l'oued ainsi que celles de la Hamada du Guir qui seraient les plus évaporées. Le rapport Cl/Br est utilisé ici pour classer les concentrations sur les axes d'évaporation et de dissolution (Fontes *et al*, 1989).

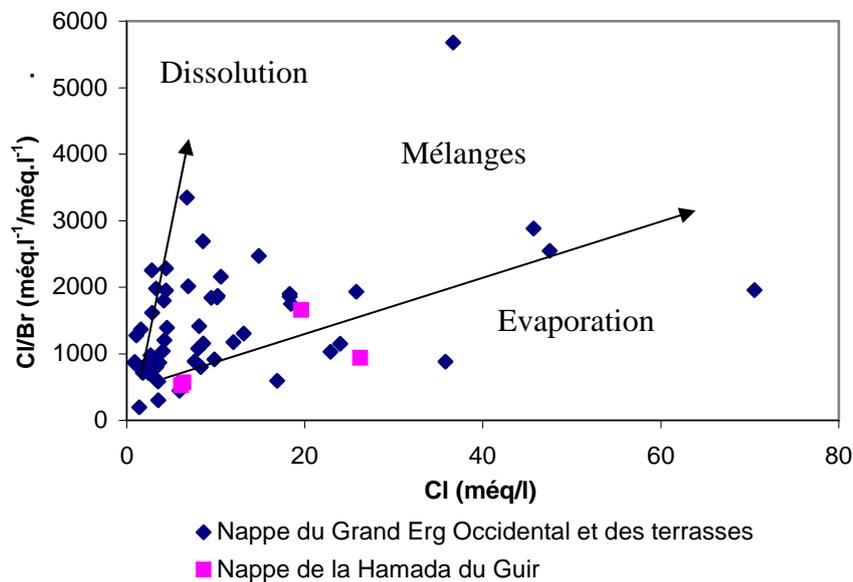


Fig. 4. 43. Relation entre la teneur en Cl (meq/l) et le rapport Cl/Br dans les eaux de la Saoura

V.5 . 2. Le Strontium :

Le Strontium est un élément caractéristique des évaporites. Il s'y rencontre sous forme de celestite SrSO_4 , toujours associée au gypse $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (Carre, 1975). Il est intégré en faible quantité dans le réseau des carbonates et il est peu absorbé par les argiles.

Pour Meybeck (1984), les rapports des concentrations molaires $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ supérieurs à 1‰ sont caractéristiques des eaux évaporitiques. De plus, comme chaque ensemble évaporitique possède sa propre valeur du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, les teneurs en Sr^{2+} et en Ca^{2+} des eaux ayant

dissous les formations d'une région devraient permettre d'identifier les circulations souterraines et de distinguer leurs origines.

Nous avons représenté sur la figure 4.44 l'évolution du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, exprimé en ‰, des eaux de la Saoura d'amont en aval. A l'exception de deux points d'eau (P59 et TGH1), toutes les eaux ont un rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ supérieur à 1‰, ce qui permet de confirmer que les évaporites sont présentes partout tout au long de la vallée.

Pour l'ensemble des points d'eau de la nappe du Grand erg et des terrasses, le rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ varie entre 0.5 et 9.54 avec une valeur moyenne de 3.38.

Pour la nappe de la Hamada du Guir, le rapport varie entre 7.9 et 13.2 avec une moyenne de 10.9.

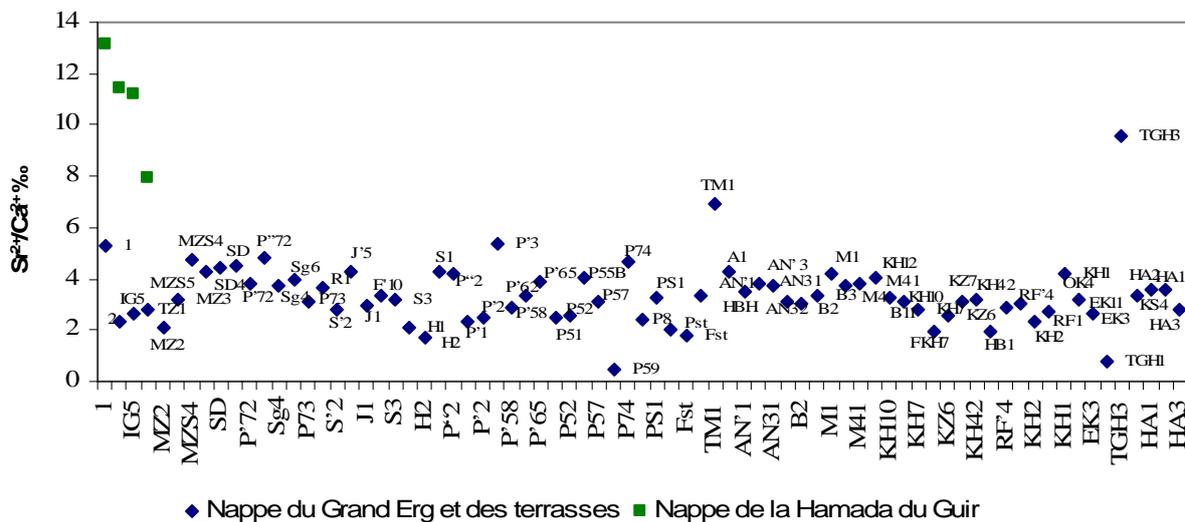


Fig. 4. 44. Evolution du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ des eaux le long de la vallée de la Saoura

Les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental (Fig. 4. 45) ont un rapport qui varie entre 1.9 et 4.8 ‰ tout au long de la vallée, sauf au puits communal destiné à l'AEP de Timgharine, où la valeur atteint 9.54 que nous trouvons exceptionnelle.

En fonction du rapport $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$, deux groupes d'eaux peuvent être différenciés :

- Groupe 1 : regroupant les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses et alluvions quaternaires, avec un rapport variant entre 0.5 et 5.4, avec toutefois deux valeurs qui s'écarte de l'ensemble: 6.92 à Tamtert (TM1) et 9.54 à Timgharine (TGH3).

- Groupe 2 : regroupant les eaux de la nappe de la Hamada du Guir qui se distingue largement du premier, avec des teneurs variant entre 7.9 et 13.2

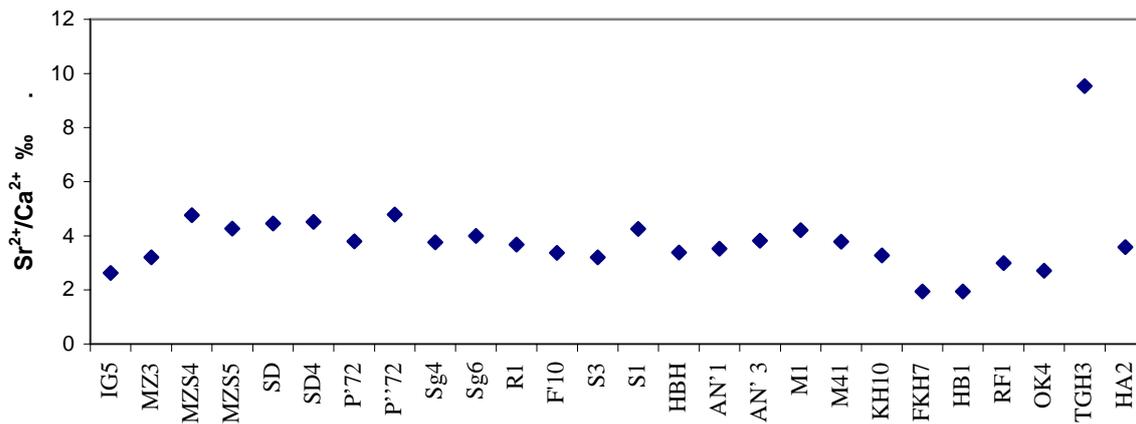


Fig. 4. 45. Evolution du rapport Sr^{2+}/Ca^{2+} des eaux de la nappe de l'Erg le long de la vallée

VI. Conclusion

Les paramètres physico-chimiques, les résultats d'analyses des éléments majeurs ainsi que des éléments en trace ont été étudiés afin d'expliquer l'origine de la minéralisation et son évolution à travers la vallée de la Saoura.

Pour l'ensemble des campagnes de mesures effectuées (C1+C2+C3+C4), la température moyenne des eaux est de 23.53°C. Elle augmente légèrement d'amont en aval de la Saoura, et serait fonction de la profondeur au niveau des palmeraies. Le pH fluctue autour de la neutralité tandis qu'une large gamme de variation de la conductivité a été enregistrée (de 300 à 19820 $\mu\text{s}/\text{cm}$) avec une valeur moyenne de 2561 $\mu\text{s}/\text{cm}$.

Trois groupes d'eau ont été différenciés en fonction de leur minéralisation dont l'évolution se fait selon deux directions principales: d'amont en aval et depuis l'Erg vers l'Oued.

Les eaux sont essentiellement de type chloruré calcique, faciès intermédiaire entre des eaux bicarbonatées calciques, peu évoluées, caractérisant généralement les eaux typiques de l'Erg,

et des eaux chlorurées sodiques, plus évoluées, caractérisant les eaux des terrasses alluviales et de l'inféro-flux. Cette évolution de la minéralisation a été mise en évidence par le traitement statistique multivariable (Analyse en Composantes Principales).

En plus de 40 ans, la minéralisation des eaux typiques de la nappe de l'Erg est relativement stable. Par ailleurs, une évolution du faciès chimique de certaines eaux a pu être noté entre les deux périodes (entre 1964 et 2004).

Afin d'expliquer les mécanismes d'acquisition chimique dans les eaux, les indices de saturation par rapport aux différents minéraux ont été calculés. Les eaux sont généralement sursaturées par rapport à la calcite, la dolomite et la silice (quartz et calcédoine), proches de la saturation par rapport au gypse et l'anhydrite et sousaturées par rapport à la halite.

L'établissement de diagrammes d'équilibre a permis de mettre en évidence les phénomènes d'hydrolyse des silicates, ainsi que les phénomènes d'échanges de base entre les argiles, qui contrôlent également le chimisme des eaux étudiées, et différencient clairement les eaux de la nappe de l'Erg et des terrasses de celle de la Hamada du Guir où ces derniers sont prépondérants. Les équilibres calco-carboniques jouent également un rôle important dans le chimisme des eaux et permettent de nous donner une idée sur le degré d'ouverture du système aquifère. La relation pH-HCO_3 , exprimée en fonction de la pCO_2 et températures moyennes des eaux considérées a permis de conclure que le système est ouvert dans son ensemble, pouvant toutefois se refermer par endroits, en fonction des variations lithologiques.

L'étude de l'évolution des différents cations et anions, des rapports ioniques caractéristiques ainsi que l'établissement de diagrammes de concentrations et de transects chimiques dans le sens de l'écoulement à l'échelle des palmeraies, a montré que l'évaporation est le principal facteur conditionnant l'évolution de la minéralisation des eaux de la région. Les phénomènes de dissolution de sels, d'altération et d'hydrolyse jouent également un rôle important dans l'acquisition de la charge saline de ces eaux. Le Strontium et le Brome, deux principaux éléments en trace, ont également été analysés. Les rapport Br/Cl et Sr/Ca sont utilisés pour indiquer les sources et origines de la salinité des eaux.

CHAPITRE 5. HYDROCHIMIE ISOTOPIQUE

I - Généralités et Principes

Le traçage naturel des eaux par les isotopes est une méthode de plus en plus utilisée en hydrogéologie. Elle s'applique en particulier à deux étapes du cycle de l'eau, les plus accessibles : les précipitations correspondant au signal d'entrée dans le système hydrogéologique et les eaux souterraines.

Avant de présenter la synthèse récapitulative de toutes les données isotopiques existant dans la région étudiée, et nos résultats proprement dits, nous avons essayé, dans le présent chapitre de donner un aperçu sur les principes et méthodes du traçage isotopique des eaux naturelles. Les isotopes les plus utilisés sont ceux qui marquent la molécule d'eau (^3H , ^2H , ^{18}O), d'autres sont acquis au cours de la minéralisation (^{14}C , ^{13}C , ^{36}Cl , ^{34}S , ^{15}N ...). Certains isotopes sont stables (^2H , ^{18}O , ^{13}C) d'autres sont radioactifs (^3H , ^{14}C , ^{36}Cl). Pour les eaux souterraines, les isotopes stables sont surtout des marqueurs d'origine tandis que les isotopes radioactifs permettent d'attribuer aux eaux un âge moyen relatif ou absolu.

Sans rentrer dans les détails théoriques des principes physiques à la base des phénomènes du marquage isotopique, nous avons essayé de faire des rappels généraux en nous basant sur des travaux synthétiques déjà réalisés, notamment récemment publiés par l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique), Mook (2001), De Vries (2000), Blavoux (1978), Fontes (1974, 1976), Payne (1967), Dansgaard (1964), Craig et al (1963) et autres auteurs et thèses réalisées dans ce domaine.

Les teneurs en isotopes stables font l'objet de mesures relatives. Elles sont exprimées à l'aide de la notation delta, δ , définie par Craig (1961a), comme étant le rapport d'abondance R (1) par comparaison avec un standard (2). Ce standard VSMOW (*Vienna Standard Mean Ocean Water*) accepté comme référence internationale depuis plus d'une trentaine d'années représente la composition moyenne des eaux océaniques.

Les résultats s'expriment en δ ou parts pour mille de différence par rapport au VSMOW.

$$R = {}^{18}\text{O}/{}^{16}\text{O} \quad \text{ou} \quad R = {}^2\text{H}/{}^1\text{H} \quad (\text{où } R: \text{ rapport d'abondance isotopique}) \quad (1)$$

$$\delta = \left[\frac{R \text{ échantillon}}{R \text{ VSMOW}} - 1 \right] * 1000 \text{ ‰} \quad (2)$$

D'après la relation (2), les valeurs de δ positives indiquent que l'échantillon est enrichi vis-à-vis de l'étalon de référence et inversement. Pour ${}^{18}\text{O}$ et ${}^2\text{H}$, l'étalon correspond à la composition isotopique moyenne des eaux océaniques, le *SMOW* (Standard Mean Ocean Water), ayant par définition, une valeur égale à 0 ‰ vs *SMOW* (Craig, 1961a). Pour le ${}^{13}\text{C}$, l'étalon est représenté par la composition isotopique d'un rostre de bélemnite de la formation calcaire Pee Dee en Caroline du Sud, défini par Craig (1957) comme ayant une valeur égale à 0 ‰ vs PDB.

Le Tritium et le Carbone 14 sont radioactifs et ils sont mesurés par comptage. Les teneurs en Tritium sont exprimées en unité Tritium (UT), 1 UT correspond à 1 atome de ${}^3\text{H}$ pour 10^{18} atomes de ${}^1\text{H}$. Les activités en Carbone 14 sont données en pourcentage de carbone moderne (pcm), l'activité de 100% correspond à celle du CO_2 de l'atmosphère en 1950 et avant le début de l'ère industrielle (Fontes, 1976).

I. 1. Données et Campagnes d'échantillonnage

Nous disposons d'une longue série de données en Oxygène 18 et en Tritium des pluies, recueillies à la station de Béni-Abbès, la période la plus complète est celle de 1966 à 1969, l'ensemble de toutes les données s'étale sur une période de 10 ans (1964 à 1974), notamment pour les teneurs en Oxygène 18, avec quelques lacunes. Les teneurs en Deutérium sont, elles, par contre, insuffisantes (Conrad et Fontes, 1970), (Conrad et Olive, 1972), (Roche, 1973) (Yousfi, 1984).

Une assez longue série pour les teneurs en Oxygène 18 à la Source de Béni-Abbès (S1) et à la foggara CNRS de Béni-Abbès (Fst) (nappe du Grand Erg Occidental), de 1965 à 1974 est également disponible.

Des mesures isotopiques ponctuelles de la nappe du Grand Erg Occidental (Source de Mazzer, Source et foggara de Béni-Abbès, un puits à El Ouata et un à Guerzim pour le

Tritium, plus 2 échantillons à Igli et 1 à Aguedal pour les teneurs en ^{18}O) ont été effectuées en 1964.

Pour ce qui concerne le ^{13}C et ^{14}C , nous disposons malheureusement de très peu de données: 4 pour la nappe du Grand Erg Occidental (à Igli, Béni-Abbès, Kerzaz et Ksabi), 1 pour la nappe du paléozoïque, et 3 pour la nappe de la Hamada du Guir (Conrad et Fontes, 1972).

Des mesures isotopiques (Oxygène 18 et Deutérium) ont également été mesurées dans les eaux de la Guelta de Gara Diba à Béni-Abbès et de la Sebkhath el Melah (Fontes et Gonfiantini, 1967).

Pour ce qui concerne nos campagnes d'échantillonnage:

- 39 échantillons pour analyses isotopiques ont été prélevés en Avril 2003. Ces analyses concernent le Deutérium et l'Oxygène 18. Elles ont été effectuées au laboratoire de l'A.I.E.A (Agence Internationale de l'Energie Atomique) à Vienne dans le cadre du projet RAF/8/035.
- 55 échantillons prélevés en Mai 2004 ont été analysés, pour leur teneur en Oxygène 18, au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon.
- Pour les analyses en Tritium, 42 échantillons prélevés durant la campagne du mois d'Avril 2003, ont été analysés au laboratoire d'hydrologie isotopique du CRNA (Centre de Recherches Nucléaires d'Alger).
- 1 échantillon d'eau de pluie prélevée à Ouled Khodeir en Avril 2004 (^{18}O et ^2H) analysée à l'A.I.E.A.

I. 2. Méthodes analytiques

Pour l'Oxygène 18, les mesures réalisées au laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon ont été effectuées sur un spectromètre de masse FINNIGAN MAT type DELTA S, après équilibration de l'échantillon avec le CO_2 . L'incertitude expérimentale moyenne sur le $\delta^{18}\text{O}$ est de $\pm 0.1\%$. L'incertitude sur la seule analyse au spectromètre de masse étant de 0,03, à cette valeur s'ajoutent les erreurs cumulées lors de la préparation.

Pour le Deutérium, les analyses ont été effectuées au laboratoire de l'AIEA, conjointement aux analyses en ^{18}O des mêmes échantillons, et selon les deux méthodes de préparation les plus communes:

- une réduction de l'eau sur du Zinc à haute température
- une équilibration entre l'eau et l'hydrogène, le platine servant de catalyseur.

L'hydrogène ainsi produit est ensuite analysé au spectromètre de masse.

L'incertitude sur les mesures s'élève à $\pm 0,5\%$

Pour le Tritium, l'analyse se fait par comptage à scintillation à l'aide d'un compteur Packard 2550 TR/LL à bas bruit de fond avec une limite de détection de 0.4 UT, après enrichissement par électrolyse sur banc de dix cellules de 250 mL, fourni par ORIS (France).

II. Signal isotopique "Entrée"

L'étude des eaux souterraines à l'aide des isotopes stables de la molécule d'eau nécessite la connaissance du signal isotopique d'entrée, correspondant aux eaux des précipitations qui s'infiltrent dans nos systèmes aquifères. En Algérie, très peu d'études ont concerné la connaissance de ce signal. Néanmoins, ce signal est de mieux en mieux connu à travers le monde grâce aux nombreux travaux réalisés durant cette dernière décennie.

II.1. Marquage isotopique des pluies: Rappel des principes de base en hydrologie isotopique

Une molécule d'eau est composée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. Son poids varie légèrement en fonction des isotopes qui la composent. Cette différence de masse a un effet plus ou moins important sur leurs vitesses de réaction car chaque molécule est affectée d'un mouvement de vibration dont la fréquence est fonction inverse de sa masse. Ainsi les molécules les plus légères réagissent plus vite que les molécules plus lourdes, c'est "**l'effet isotopique**". C'est pourquoi les molécules $H_2^{16}O$ et $H_2^{18}O$ présentent des tensions de vapeur et des vitesses de diffusion dans l'air différentes car la vitesse de la réaction de la molécule $H_2^{16}O$ est 1% plus rapide que celle de la molécule $H_2^{18}O$ (Clark and Fritz, 1993). On conçoit facilement que les molécules lourdes soient moins volatiles que les molécules légères. Ainsi un plan d'eau soumis à l'évaporation se retrouve plus riche en isotopes lourds, a contrario de la phase vapeur. C'est le principe du "**fractionnement isotopique**" en hydrologie.

Le fractionnement entre phase liquide et vapeur est défini par $\alpha_{(L-V)} = \frac{R_L}{R_V}$ avec R rapport

d'abondance de chaque phase. Cette relation s'exprime en fonction de la notion de δ par:

$$\alpha_{(L-V)} = \frac{1000 + \delta_L}{1000 + \delta_V}. \text{ En première approximation on peut aussi écrire } \alpha_{(L-V)} - 1 \approx \ln \alpha_{(L-V)}.$$

On peut alors définir un facteur d'enrichissement $\varepsilon_{(L-V)}$ (en ‰) de la phase liquide par rapport à la phase vapeur:

$$\varepsilon_{(L-V)} = (\alpha_{(L-V)} - 1) \times 1000 \approx 1000 \cdot \ln \alpha_{(L-V)} \approx \delta_L - \delta_V$$

Le fractionnement est un phénomène thermodynamique qui décroît généralement avec la température. La relation est de la forme

$$1000 \cdot \ln \alpha_{(L-V)} = a.T^2 + b.T^{-1} + c$$

avec a, b, c des constantes dépendant de l'isotope et de sa phase et T la température en degré Kelvin.

En hydrologie, puisque le degré de condensation de la masse nuageuse et le taux de fractionnement isotopique dépendent tous deux de la température, une relation existe entre la teneur isotopique de la pluie et la température de condensation. On peut généralement et surtout à l'échelle des moyennes, établir une relation de simple proportionnalité entre la température de condensation à la base du nuage et la température au sol. Cette double dépendance est le fondement du traçage avec l'oxygène 18 et le deutérium, car elle permet de relier la composition isotopique de la pluie à la température au sol. Il y a donc un marquage naturel des précipitations (*in De La Vaissière, 2006*).

II.1.1. Relations des teneurs en isotopes stables avec la température

Les observations à l'échelle mondiale ont mis en évidence l'existence de variations de teneurs moyennes (ou moyennes pondérées) en isotopes lourds dans les précipitations en fonction de la température moyenne au sol et donc indirectement de l'altitude et de la latitude de la station ainsi que de la saison (Dansgaard, 1964). Ce phénomène implique en fait deux processus:

- La formation de la vapeur atmosphérique par évaporation dans les régions où la température de surface des océans est la plus forte.
- La condensation progressive de la vapeur au cours de son transport vers les hautes latitudes aux températures plus basses.

L'image que nous avons de la répartition globale des isotopes dans les eaux météoriques est issue des données du réseau GNIP (Global Network Isotopes Precipitation) mis en place par l'AIEA en collaboration avec l'OMM (Organisation Mondiale de Météorologie) en 1961. Dans ce programme, les échantillons mensuels des précipitations sont collectés à travers le monde et leurs teneurs en ^{18}O , ^2H et ^3H sont analysées. Les valeurs moyennes annuelles en $^{18}\delta$ sont indiquées sur la Fig.5.1 (Dansgaard, 1964; Rozanski et al., 1993). Le degré d'appauvrissement est associé phénoménologiquement à des paramètres géographiques tels la latitude, l'altitude et la distance à la côte, ainsi qu'à la fraction précipitée du contenu d'une masse de vapeur.

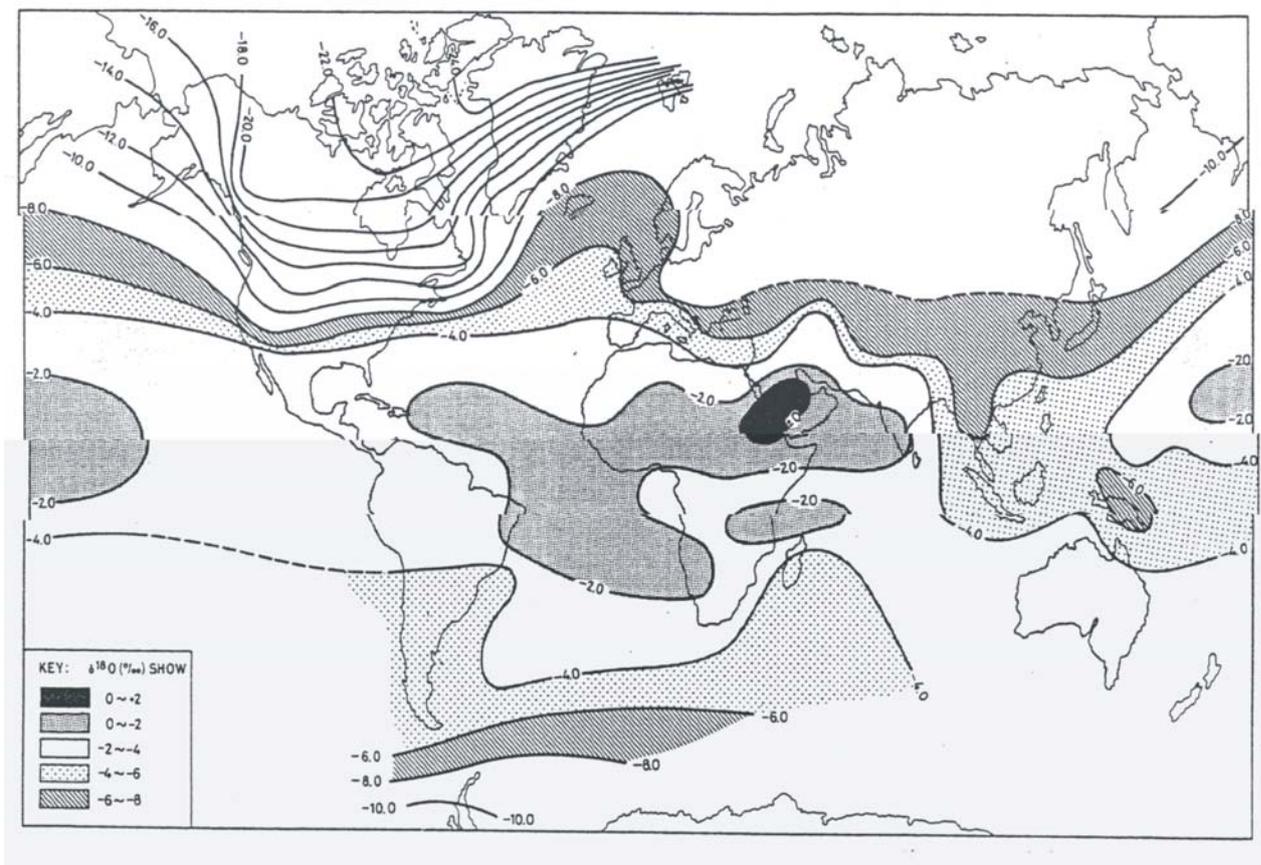


Fig. 5.1. Répartition mondiale de la moyenne annuelle $^{18}\delta$ dans les précipitations, à partir des données du GNIP (Yurtsever and Gat, 1981).

En utilisant les données des stations Nord-Atlantiques et Européennes du réseau GNIP de l'A.I.E.A, Yurtsever (1975) donne la relation (t est la température de surface en °C):

$$^{18}\delta = (0.521 \pm 0.014)t - (14.96 \pm 0.21) \text{ ‰}$$

Elle est relativement proche de la première relation donnée par Dansgaard (1964) pour les stations de l'Atlantique Nord:

$$^{18}\delta = 0.695t - 13.6 \text{ ‰}$$

A partir des données provenant d'un réseau formé de près d'une centaine de stations de l'AIEA, ils ont établi que le facteur principal contrôlant les variations spatiales de la teneur isotopique moyenne des eaux météoriques est la température. Les autres effets, en l'occurrence, l'altitude, l'éloignement à la mer, la saison et la latitude, sont en principe sous dépendants de la température.

- Effet de continentalité: cet effet correspond à un appauvrissement progressif en ^{18}O dans les précipitations lorsqu'on s'éloigne de l'Océan, en direction de l'intérieur des terres. Il varie d'une manière considérable d'un endroit à l'autre ou suivant les saisons, même sur un relief peu élevé. Il est également fortement corrélé au gradient de température et dépend à la fois de la topographie et du régime climatique.

- Effet d'altitude: $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ diminuent au fur et à mesure que l'altitude augmente. Cette relation est linéaire et reflète l'existence d'un gradient de température avec l'altitude. De très bonnes corrélations entre $\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$ et l'altitude ont été obtenues lors d'études régionales. Différents gradients en $\delta^{18}\text{O}$ de -0.5 à -0.13‰ pour 100m de dénivelé ont été mesurés en différentes régions du globe (Blavoux, 1978). La valeur la plus fréquemment observée est voisine de -0.30‰. Sur la figure 5.2., l'exemple des Andes en Argentine montre bien cet effet (Vogel et al., 1975). La connaissance de la variation locale en hydrogéologie permet de préciser une altitude isotopique de recharge.

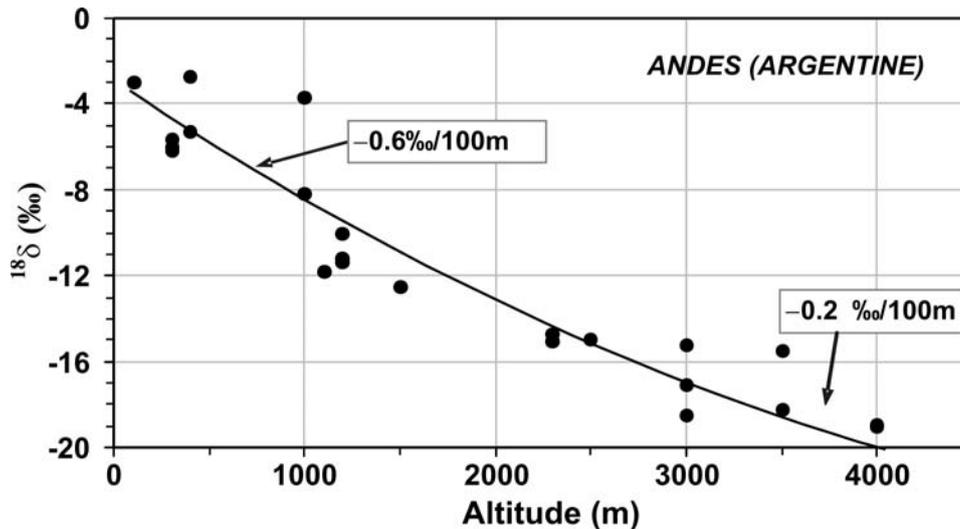


Fig. 5. 2. Exemple de l'effet d'altitude sur les précipitations du versant Est des Andes, obtenu sur les échantillons d'eau du sol et de sub surface recueillis sur des sources. L'importance de cet effet croit de -0.2 à $-0.6\text{‰}/100\text{m}$ (Vogel et al., 1975).

- Effet saisonnier : les pluies d'hiver présentent des $\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$ plus négatifs que les pluies d'été. Dans les zones arides et semi-arides, le phénomène d'évaporation des gouttes de pluie pendant leur chute dans l'atmosphère peut entraîner une modification de la composition isotopique de précipitations. Toutefois, la teneur en isotopes lourds diminue pendant la saison humide, l'humidité relative étant plus élevée

- Effet de latitude : les teneurs en isotopes lourds deviennent plus faibles lorsque la latitude augmente. Cependant, pour les mêmes latitudes, les valeurs sont plus négatives à l'intérieur des continents qu'à proximité du littoral en raison de l'effet de continentalité.

- Effet de masse : L'effet de masse correspond à l'appauvrissement en isotopes lourds avec l'augmentation de la quantité de pluie, notamment durant une averse par exemple (Blavoux, 1978).

II.1.2. Relation $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ dans les précipitations

L'existence d'une thermodépendance des facteurs de fractionnement de l'oxygène-18 et du deutérium implique une corrélation linéaire positive entre ces deux isotopes.

Cette relation entre $\delta^{18}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de pluies est dans un premier temps observée par FRIEDMAN en 1953. Craig définit en 1961 la droite météorique mondiale, GMWL.

(Global Meteoric Water Line ou WMWL., World Meteoric Water Line), de pente constante égale à 8 dans tous les lieux géographiques pour les eaux météoriques n'ayant pas subi d'évaporation:

$$\text{ou } \delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + d \quad (d=10) \quad \text{avec } d = \text{excès en deutérium}$$

Plus récemment, la relation calculée à partir des données de l'AIEA, compilées par ROZANSKI et al. (1993) confirme l'équation de CRAIG (figure 5. 3.) :

$$\text{ou } \delta^2\text{H} = 8.13 \delta^{18}\text{O} + 10.8$$

La droite météorique mondiale (W.M.W.L.) correspond en fait à la moyenne de multiples droites météoriques locales, chacune contrôlée par des facteurs climatiques incluant température de surface, humidité de l'air, vitesse du vent, origine de la vapeur et de la trajectoire des masses d'air, évaporation durant la chute des gouttes de pluie. Compte tenu de la variété de ces paramètres, la pente et l'excès en deutérium sont très variables. On observe ainsi, en fonction de la situation géographique et climatique des stations, des valeurs plus ou moins éloignées de celles de la droite météorique mondiale.

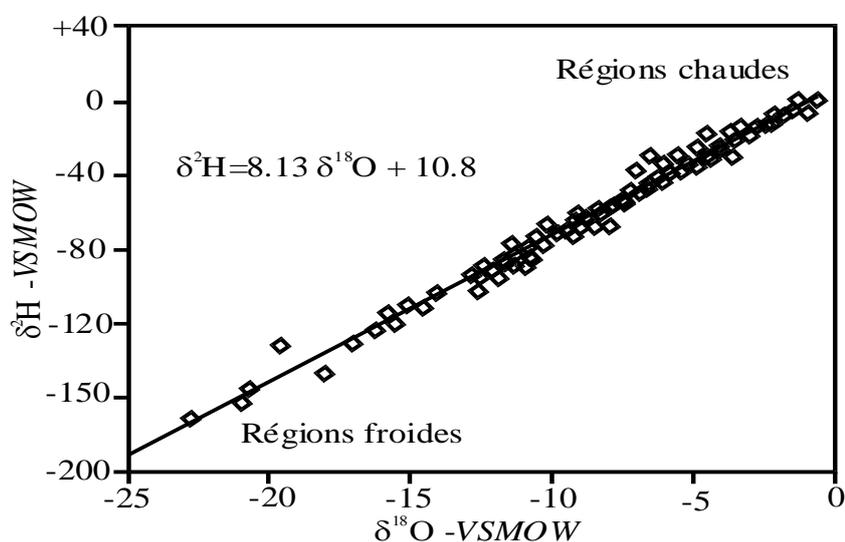


Fig. 5.3. Droite météorique mondiale définie à partir des données collectées par l'AIEA (Rozanski et al, 1993, in Clark et Fritz, 1997)

La pente 8 est déterminée par le ratio entre les facteurs de fractionnement à l'équilibre de l'oxygène-18 et du deutérium. Les processus de condensation se produisant à l'équilibre en milieu saturé, cette pente est constante dans les précipitations. On note cependant des

modifications de cette valeur, lorsqu'une évaporation se produit après la condensation, en particulier au cours de la chute des gouttes de pluie (FRIEDMAN et al., 1962, in CLARK et FRITZ, 1997). De même, les stations de hautes latitudes, compte tenu de l'effet de continentalité, sont marquées par les phases finales de condensation. Le réservoir vapeur est alors très appauvri en isotopes lourds et la pente de la droite météorique locale tend à diminuer par rapport à celle de la W.M.W.L. (GONFIANTINI, 1996). Dans les deux cas, on observe une pente inférieure à 8.

II.1.2.1. Excès en Deutérium

Le concept d'excès en deutérium (d) a été défini par Dansgaard en 1964 par la relation:

$$d = \delta D \cdot 8 \cdot \delta^{18}O$$

Cette relation se base sur la pente de la droite météorique théorique défini par Craig en 1961. La valeur de d varie avec le lieu et l'aridité du climat (Gat et Dansgaard, 1972).

L'excès en deutérium augmente avec $(1-h)$, h étant l'humidité relative des masses d'air océaniques (Gonfiantini, 1996). Pour des vapeurs d'origine océanique, pour une humidité relative de 85 %, $d = 10 \text{ ‰}$ (Clark *et al.*, 1997). Cette valeur de 10 ‰ est la valeur la plus fréquemment observée aux stations soumises aux influences océaniques directes. C'est cette valeur qui a été retenue par Craig pour définir l'ordonnée à l'origine de la World Meteoric Water Line (Craig, 1961).

La valeur de d varie lorsque la condensation est générée à partir de masses de vapeur d'origines différentes (évaporation continentale, mer fermée, évapotranspiration etc.). d est supérieur à 10 lorsque la vapeur océanique est alimentée de façon notable par une évaporation continentale ou par une vapeur d'eau en provenance des mers fermées. La droite définie en Méditerranée Orientale (Gat *et al.*, 1970) est un des exemples le plus frappants, avec un excès en deutérium $d = 22 \text{ ‰}$ tandis qu'il n'est que de 13.7 ‰ en Méditerranée Occidentale (Celle, 2000). Pour l'Afrique et le proche Orient, d est voisin de +15 ‰ (Erickson, 1983).

Par ailleurs, on observe des variations saisonnières de l'excès en deutérium qui prend une valeur plus forte en hiver qu'en été. Ce phénomène provient des modifications d'humidité atmosphérique dans les régions océaniques d'où proviennent les masses d'air (Jouzel *et al.*, 1997 in Celle, 2000). Sous des latitudes comprises entre 30° et 60°, Gonfiantini (2001) montre que l'ordonnée à l'origine des droites météoriques calculées est plus élevée en hiver qu'en été dans l'hémisphère Nord, et inversement dans l'hémisphère Sud.

II.1.2.2. Marquage à l'évaporation

L'évolution de la composition isotopique au cours du cycle hydrologique commence avec l'évaporation au-dessus des océans et la formation des masses d'air. Celles-ci seront donc fortement marquées par leur origine. Au cours de la trajectoire des masses d'air, il peut par ailleurs se produire des recharges à partir d'évaporation au-dessus de surfaces d'eau ou d'évapotranspiration sur les zones forestières denses.

L'évaporation entraîne un enrichissement de la teneur en isotopes de l'eau de pluie pendant sa chute avant qu'elle n'atteigne le sol, de l'eau d'infiltration dans la zone saturée et de l'eau de surface avant infiltration. L'enrichissement par évaporation est une fonction complexe qui dépend de plusieurs facteurs : de la température, de la vitesse d'évaporation et de diffusion différentielle des molécules isotopiques dans l'air, de la salinité et de l'humidité atmosphérique.

S'il n'y a pas d'échange avec l'humidité atmosphérique, l'enrichissement de la phase vapeur suit une distillation de Rayleigh (Clark et Fritz, 1997) :

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)}$$

R_0 : composition isotopique de la phase liquide

f : fraction de liquide restant

R : composition isotopique de f

α : facteur de fractionnement à l'équilibre

Cependant, l'existence d'une colonne atmosphérique, entre le réservoir océan et la couche de nuages saturée à 100% en humidité, entraîne un processus de fractionnement provoqué par la diffusivité moléculaire de $^1\text{H}_2 \text{ } ^{16}\text{O}$ plus forte que les diffusivités moléculaires de $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$ ou $\text{H}_2 \text{ } ^{18}\text{O}$. GONFIANTINI (1986) décrit les effets de la diminution de l'humidité atmosphérique sur la composition isotopique de la vapeur par un enrichissement des teneurs en oxygène-18 et deutérium (figure 5.4).

Par ailleurs, il peut se produire des échanges entre les gouttes de pluie et l'humidité atmosphérique conduisant la plupart du temps à un enrichissement des gouttes de pluie.

Lorsque l'humidité est inférieure à 100%, l'évaporation est un processus unidirectionnel irréversible, hors équilibre isotopique. Pour les eaux évaporées, les corrélations entre ^2H et ^{18}O restent linéaires mais la droite d'évaporation présente une pente et un excès en deutérium plus faible que ceux de la droite météorique mondiale (Fig. 5.3). La pente varie généralement entre 3 et 6.

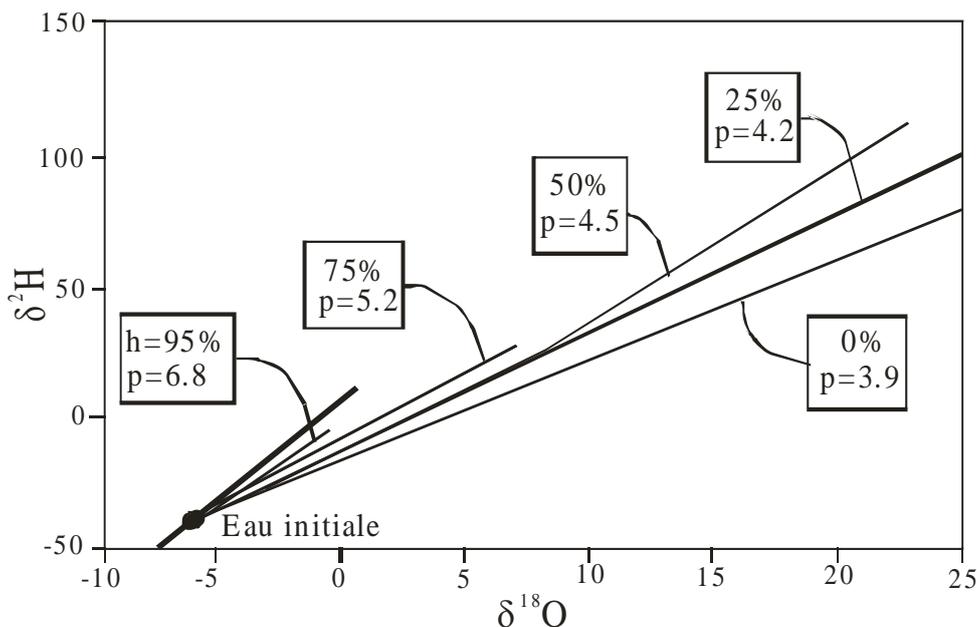


Fig. 5.4. Enrichissement isotopique dans les eaux évaporées et les effets d'humidité. Les pentes sont les approximations du début de chaque courbe près de la GMWL (ligne épaisse) (tiré de Gonfiantini, 1986, in Clark and Fritz, 1997)

Sur un diagramme $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.5), les teneurs en isotopes stables des eaux évaporées se situent sous la droite des eaux météoriques locales entraînant un marquage sensible des phénomènes d'évaporation : $\delta^2\text{H} = a \delta^{18}\text{O} + b$ avec $3 < a < 6$ et $b < 10$. L'intersection de la droite météorique mondiale avec la droite d'évaporation (quand on peut la définir) fournit les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de l'eau avant évaporation.

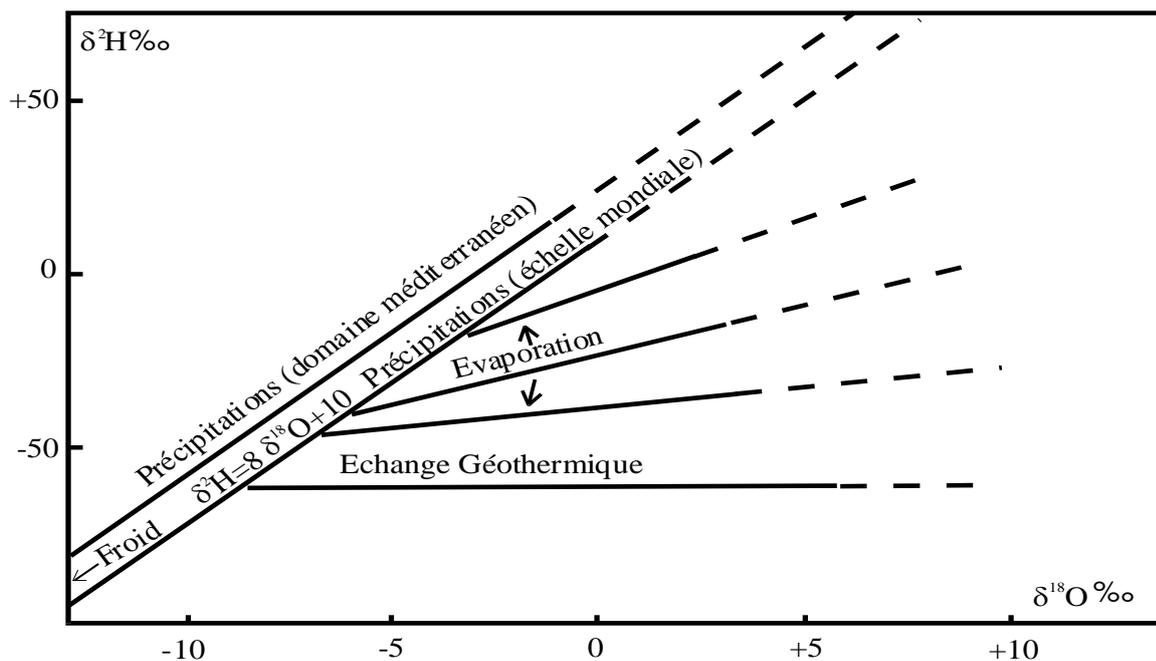


Fig. 5.5. Relation Oxygène18 et Deutérium dans les eaux naturelles (Fontes, 1976)

II.1. 3. Teneurs en Tritium

II.1. 3.1. Origine du Tritium dans les eaux

Le Tritium est l'isotope radioactif de l'hydrogène, de masse 3 (^3H ou T). En Hydrogéologie, les concentrations en ^3H sont généralement exprimées en Unité Tritium (UT), correspondant à 1 atome de ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène. Dans d'autres disciplines, on utilise parfois la radioactivité en Bq (Béquerel) ou mBq, relié à UT par :

$$1\text{TU} \equiv 0.118 \text{ Bq/L d'eau} \quad \text{ou:} \quad 1 \text{ Bq/L} \equiv 8.47 \text{ TU}$$

Il possède une période de demi-vie de 12.32 ans selon une ré-évaluation récente de Lucas et Unterweger, (2000).

Le Tritium dans les eaux naturelles peut avoir deux origines: naturelle et artificielle :

- Le Tritium naturel est produit à partir d'une réaction nucléaire entre l'azote de l'atmosphère et des neutrons thermiques:



Le taux de production a été estimé à 0.25 atomes/cm²/sec et sa concentration dans les eaux naturelles peut varier de 4 à 25 UT augmentant de l'équateur vers les hautes latitudes avec des variations locales et saisonnières. La teneur dans les précipitations, sous les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord est de l'ordre de 5 UT (Clark *et al.*, 1997).

- Le Tritium artificiel est dû aux essais thermo-nucléaires aériens qui ont débuté en 1952 et se sont poursuivis jusqu'en 1963 (Fig.5.6.) Cette injection massive du Tritium dans l'atmosphère a multiplié jusqu'à plusieurs centaines de fois les teneurs dans les précipitations intéressant l'hémisphère nord où ces essais ont été réalisés. Au pic de concentration, au cours du printemps 1963, la teneur en ^3H des précipitations dans l'hémisphère nord était d'environ 5000 UT. La figure 5.7 correspond aux teneurs moyennes annuelles pondérées en Tritium des précipitations à Thonon, en France. Les données d'avant 1963 ont été extrapolées à partir de la station d'Ottawa (Canada) où l'on dispose de la plus longue chronique servant de référence.

La teneur en ^3H maximum mesurée en Afrique, à N'djamena, (Tchad), en 1963, est de 1332 UT (AIEA, 1981). Elle était de 906 UT, en Septembre 1964, à Béni-Abbès, au Sahara Nord Occidental algérien (Conrad et Fontes, 1970).

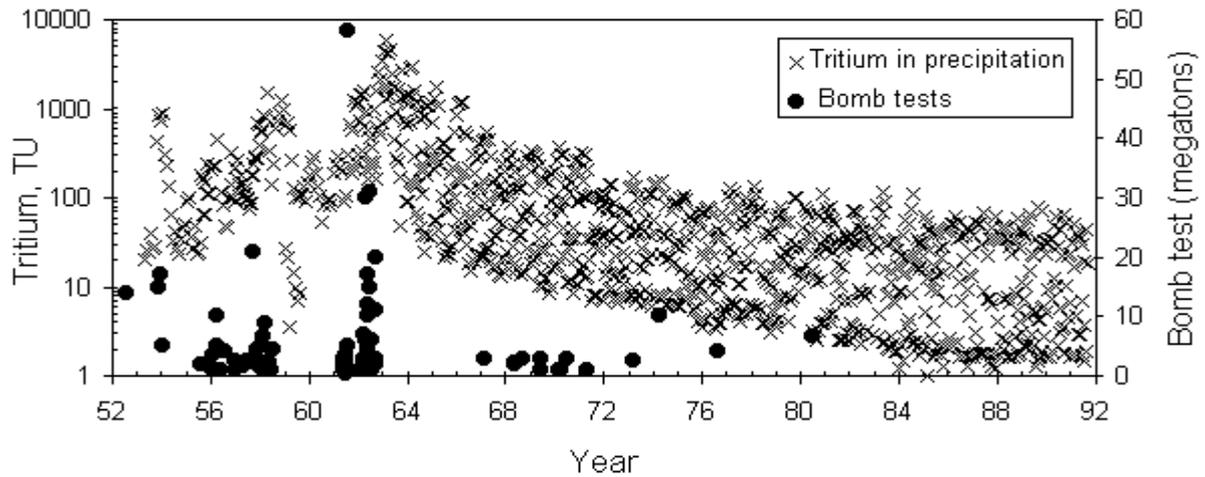


Fig. 5.6. Tritium dans les précipitations, depuis les essais thermonucléaires de 1952. Données de Tritium de stations choisies en Amérique du Nord et en Europe, à partir de la banque de données GNIP, de l'AIEA. Les données des essais nucléaires sont résumées à partir de plusieurs sources par Rath (1988) et Gonfiantini (1996).

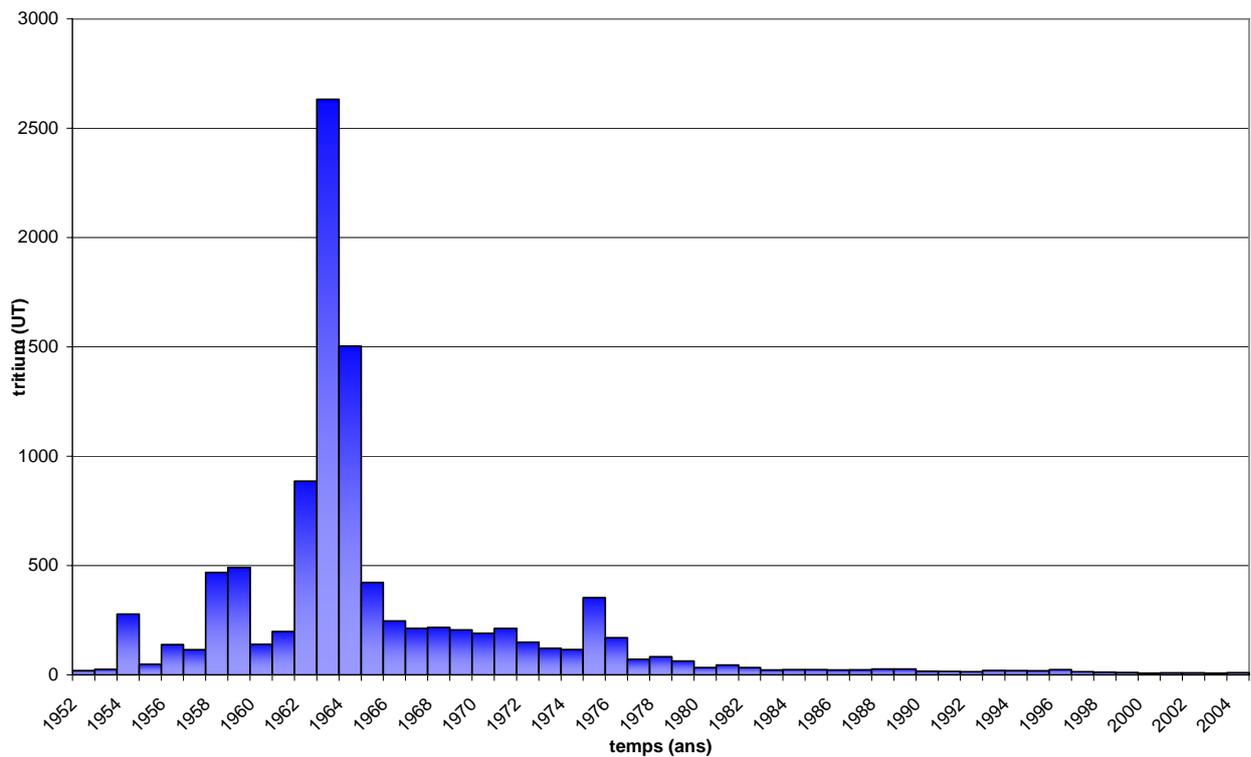


Fig. 5.7. Teneurs moyennes annuelles en tritium (UT) des précipitations à Thonon, en France (in De La Vaissière, 2006)

II.1.3.2. Variations de ^3H dans les précipitations

Comme le montre la figure ci-dessous (Fig.5.8.), la distribution géographique des teneurs moyennes en Tritium dans les précipitations mondiales en 1963 est très hétérogène et est fonction de la latitude, et de l'appartenance de la station à l'hémisphère nord ou à l'hémisphère sud :

- Pour la même latitude, la teneur en Tritium augmente du littoral vers l'intérieur du continent: c'est " l'effet de continentalité". Il résulte de la dilution de la vapeur continentale tritiée, au cours de son trajet sur l'océan, par la vapeur marine très pauvre en ^3H .

- La teneur en Tritium est plus élevée dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. Ce phénomène résulte de plusieurs facteurs (Fontes, 1976, 1985; Blavoux, 1978) dont notamment du fait que :

* les explosions thermonucléaires aériennes ont toutes été réalisées dans l'hémisphère nord

* les échanges atmosphériques sont faibles entre les deux hémisphères et les passages des masses d'air sont lents

* la surface des mers où se produit un échange avec de l'eau dépourvue en ^3H est relativement plus grande dans l'hémisphère sud.

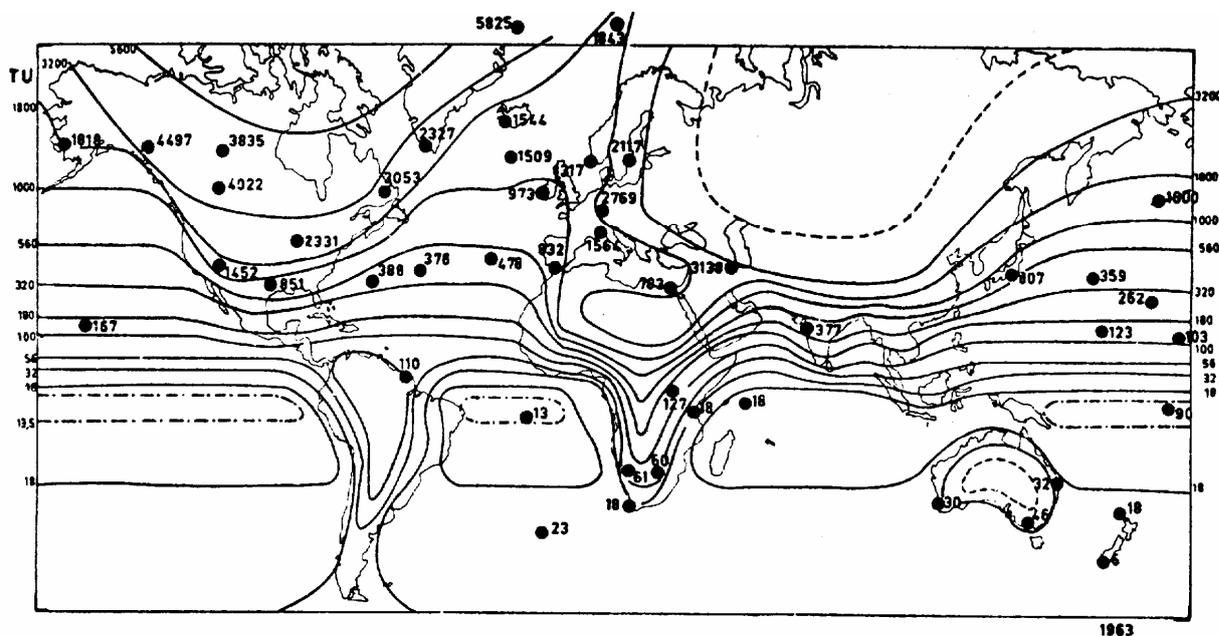


Fig.5.8. Distribution géographique des teneurs en Tritium des précipitations de l'année 1963 (A.I.E.A., 1968, in Blavoux, 1978)

Cependant, dans le même hémisphère, pour chaque zone climatique ou à latitude équivalente, les teneurs en ^3H moyennes mensuelles pondérées sont fortement corrélées entre les stations. Cela permet de reconstituer les teneurs en ^3H dans les précipitations à une station donnée en se référant aux données plus complètes d'une autre station (Cf. fig. 5.7.). D'autre part, la teneur en ^3H varie en fonction de la saison. La cause principale a été attribuée à des injections discontinues (ou délestage) de ^3H de la stratosphère dans le troposphère en des points privilégiés (zones à hautes et moyennes latitudes) pendant les mois de printemps et d'été de chaque année (Fontes, 1976). L'origine de la vapeur d'eau (océanique et/ou continentale) influence également les teneurs en ^3H des pluies (Fontes, 1976; Blavoux, 1978). Depuis l'arrêt des essais, et en raison de la décroissance radioactive, le stock de ^3H de la stratosphère subit une décroissance régulière si bien que les teneurs des précipitations (hémisphère nord) ont diminué jusqu'à leur valeur d'avant 1952 (cf. fig.5.7). Des quantités moins importantes de tritium artificiel sont fournies à l'échelle locale par les industries nucléaires, réacteurs ou laboratoires militaires à partir d'installations au sol, notamment dans les pays développés (Blavoux, 1978), et peuvent perturber cette décroissance. Cette évolution rend actuellement complexe et difficile l'interprétation des teneurs en Tritium pour déterminer l'âge des eaux souterraines.

II.2. Signal isotopique dans la région d'étude

II.2.1. Variation de la teneur en Oxygène 18 en fonction de la hauteur des précipitations à Béni-Abbès

Au Sahara Nord Occidental, les précipitations sont rares, irrégulières et souvent sous forme d'averses. Elles ont plusieurs origines (Dubief, 1963). Au Sud, elles seraient influencées par la remontée de la mousson soudanaise en été, tandis qu'elles accompagnent la migration du front polaire au Nord. Les précipitations seraient liées à des dépressions tropicales qui résultent de l'occlusion du front intertropical par le front polaire (Jalu, 1965). Pendant les saisons intermédiaires, les précipitations résultent du passage des dépressions tropicales vers le Nord Est. A l'Ouest, elles seraient plus fréquentes, mais du fait de leur formation en haute altitude, elles s'évaporent avant même d'atteindre le sol, en traversant les zones non saturées et chaudes.

Les données isotopiques utilisées sont celles collectées par Conrad et Fontes (1970) et Conrad et Olive (1975) (*tableau 19 en annexe*). La variation de la teneur isotopique en Oxygène-18 en fonction de la hauteur des précipitations collectées entre 1964 et 1975 à Béni-Abbès est représentée par la figure 5.9. Malgré une large dispersion des teneurs, une relation grossière semble lier les teneurs en Oxygène 18 et la hauteur des précipitations, notamment pour les valeurs extrêmes. En effet, pour la hauteur de pluie (pluie du 23 Avril 1968) de 0.8 mm, $\delta^{18}\text{O}=+13.6\text{‰}$; et pour $P=21.4\text{mm}$ (pluie du 16 Octobre 1967), $\delta^{18}\text{O}=-9.7\text{‰}$. Les pluies les plus chargées en isotopes lourds seraient donc les plus faibles. Ceci est dû aux phénomènes d'évaporation en cours de chute, dans les couches basses et non saturées de l'atmosphère. Les pluies les plus importantes qui saturent momentanément l'atmosphère en vapeur d'eau et arrivent au sol sans avoir subi d'évaporation notable sont très appauvries en isotopes lourds (Conrad et Fontes, 1970). Toutefois, la figure 5.9 montre des valeurs exceptionnelles où, malgré une hauteur relativement faible de la pluie, l'eau est appauvrie en Oxygène 18.

La teneur moyenne pondérée en isotopes lourds des pluies à Béni-Abbès estimée à partir de l'ensemble des données considérées est de -5.5‰ VSMOW.

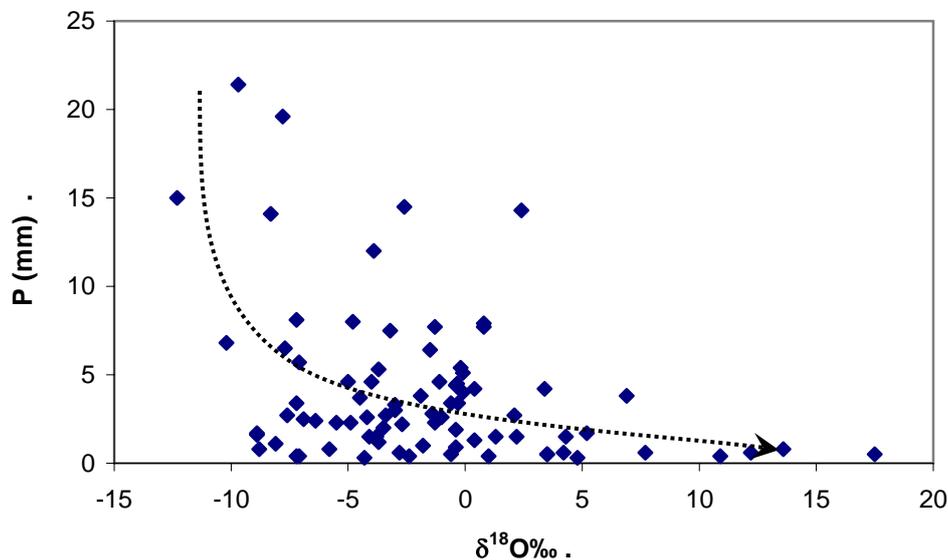


Fig. 5. 9. Variation de la composition isotopique en fonction de la hauteur des précipitations à Béni-Abbès (Conrad et Fontes, 1970)

II.2.2. Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux des précipitations

Nous avons reporté sur la figure 5. 10 les teneurs en isotopes stables des précipitations de quelques échantillons de pluie collectées à Béni-Abbès par Conrad et Fontes (1970), Gonfiantini et al. (1974) et Yousfi (1984), et un échantillon que nous avons nous même récolté en Avril 2004 à Ouled Khodeïr (voir tableau 20 en annexe).

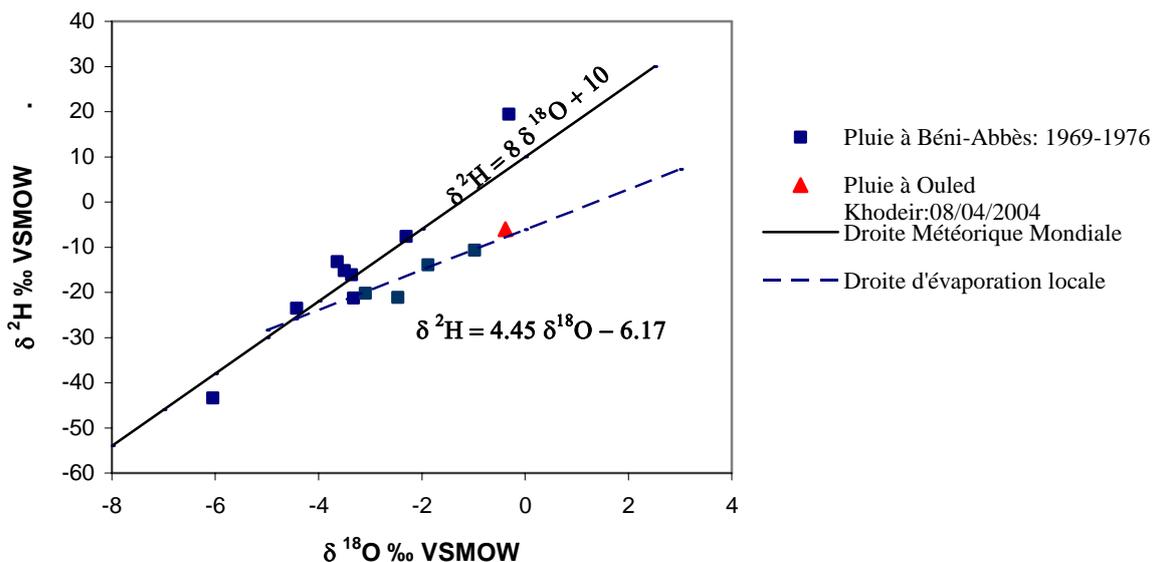


Fig. 5. 10. Relation $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de pluie

Bien que certains de ses échantillons semblent bien conservés et ne présentent pas de trace d'évaporation puisqu'ils s'alignent autour de la droite météorique mondiale définie par Craig (1961), d'autres semblent s'écarter légèrement de la GMWL. Le nombre de points semble insuffisant pour définir une droite météorique locale (DML), néanmoins, nous pouvons définir une droite d'évaporation à partir de la pluie ayant une teneur en $\delta^{18}\text{O} = -3.32$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -21.3$ ‰ ayant une pente $P = 4.45$. Le coefficient de corrélation calculé pour tracer cette droite de régression est hautement significatif ($R = 0.95$). L'équation de cette droite qui s'écrit :

$$\delta^2\text{H} \text{ ‰} = 4.45 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} - 6.17$$

peut être considérée comme la DML sous réserve d'une plus longue série d'observations sur une longue période de temps.

A titre de comparaison, nous avons représenté les relations $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des précipitations dans d'autres régions en Algérie et Tunisie :

$$\text{Alger:} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 4.1 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} - 5.9$$

$$\text{Ain Oussera :} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 4.4 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} - 8.4$$

$$\text{Saida :} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 6.1 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} + 2$$

$$\text{Ouargla :} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 1.5 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} - 23$$

$$\text{Sfax (Tunisie):} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 6.2 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} + 2.1$$

Ces relations ont été données par Edmunds *et al* (1997) dans le cadre du rapport final du Projet Avicenne (de 1994 à 1997) sur le Grand Erg Oriental, financé par la Communauté Européenne, en collaboration avec le Centre des Techniques Nucléaires d'Alger et le British Geological Survey. Elles donnent en général des droites avec des pentes et excès en deutérium inférieurs à ceux des précipitations mondiales. Cela confirme que les précipitations en Afrique du Nord sont généralement marquées par l'effet d'évaporation. Toutefois, la pente extrêmement faible de la région de Ouargla serait probablement dû au faible nombre des échantillons considérés pour le tracé de la droite, tandis que celle d'Alger, serait influencée par des échantillons d'eau de pluie évaporée.

Par ailleurs, dans le cadre d'un autre projet sur la "composition isotopique des précipitations dans le Bassin Méditerranéen" (de 2000 à 2004), coordonné par l'AIEA (Agence Internationale de l'Energie Atomique), Saighi (2005), donne les relations suivantes:

$$\text{Alger:} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 7.15 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} + 7.92$$

$$\text{Assekrem:} \quad \delta^2\text{H} \text{ ‰} = 5.38 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} + 1 \quad \text{avec:}$$

$$\delta^2\text{H} \text{ ‰} = 5.08 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} - 0.21 \text{ en été,}$$

$$\delta^2\text{H} \text{ ‰} = 7.15 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰} + 12.23 \text{ en hiver}$$

La droite météorique locale donnée ici, pour la région d'Alger, concerne la période 2000 à 2004. La pente, proche de 7, est en conformité avec la droite des précipitations du Sud de la Méditerranée (Saighi, 2005).

Pour la station d'Assekrem, la pente 5 caractérise une droite d'évaporation, et on peut distinguer les pluies d'été de celles d'hiver.

Nous avons résumé dans le tableau suivant, les caractéristiques de quelques stations considérées ci-dessus:

		$\delta^{18}\text{O} \text{‰}$	$\delta^2\text{H} \text{‰}$	d (excès D) ‰
Béni-Abbès	Min	-6.04	-43.4	-2.96
	Max	-0.31	19.4	21.88
	Moy	-2.74	-14.83	7.13
Alger	Min	-11	-76	0
	Max	5.9	22	28
	Moy	-4.9	-28	11.4
Assekrem	Min	-9	-60	-23
	Max	7.4	40	35
	Moy	0.02	3	1.6
Ain Oussera	Moy	-4.6	-31	5.8
Saida	Moy	-5.5	-30	14

Tableau 5.1. Teneurs isotopiques des eaux de pluie dans quelques stations

D'après les données du tableau 5.1, les valeurs de l'excès en deutérium varient largement et seraient dues non seulement au phénomène d'évaporation mais également aux variations saisonnières et à la position géographique des stations. Nous remarquerons que les valeurs négatives caractérisent les régions les plus arides (Béni-Abbès et Assekrem). Par ailleurs, la valeur de 11.4 ‰ à Alger indiquerait que la majorité des pluies ne sont pas évaporées.

II.2.3. Teneur en Tritium des précipitations

Conjointement aux teneurs en Oxygène 18 des précipitations, des teneurs en Tritium ont également été mesurées (données tirées de Conrad et Fontes, 1970, Conrad et *al*, 1975). (Tableau 19 en annexe). La figure 5. 11 montre la variation des teneurs en Tritium des eaux de pluie à Béni-Abbès en fonction de la hauteur des précipitations durant la période allant de 1964 à 1972. Le pic de la teneur en Tritium est observé pendant le petit orage du 6 septembre 1964.

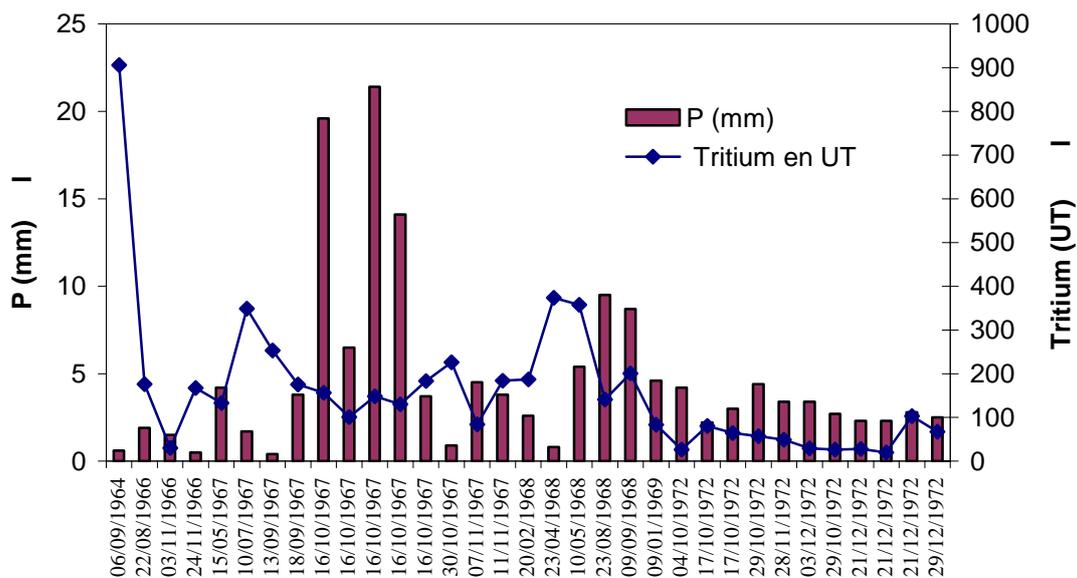


Fig. 5. 11. Tritium et hauteurs de pluie à Béni-Abbès

Sous l'influence des vents d'Ouest, les masses nuageuses, qui ont transité au dessus des eaux océaniques présentent à leur arrivée sur les continents, des teneurs faibles, de l'ordre de la centaine d'unités Tritium, en 1967. Dès que ces masses nuageuses atteignent les continents, l'échange avec la vapeur d'eau océanique, pauvre en tritium, cesse et les teneurs sont dès lors liées aux apports de tritium thermonucléaire descendant de la haute atmosphère. Il en résulte que les teneurs en Tritium augmentent à mesure que l'on s'éloigne de l'océan, mais aussi en fonction de la latitude (*cf. §. II.1.3.2 plus haut*). Par ailleurs, au Sahara Nord Occidental, les pluies sont dues, au Sud et en été, à la remontée de la mousson soudanaise tandis qu'au Nord, elles accompagnent la migration du front polaire (Dubief, 1959, 1963). Les précipitations sont liées à des dépressions tropicales qui résultent de l'occlusion du front intertropical (F.I.T.) par le front polaire (Jalu, 1965). Les pluies en provenance du Nord devront présenter des teneurs plus élevées en Tritium que celles venues du Sud Ainsi, la pluie du 10 Juillet 1967, à forte activité Tritium: $349 \pm 56 \text{ UT}$, et avec $\delta^{18}\text{O} = -8.9 \text{ ‰}$ (donc peu évaporée), peut être rapportée à des masses nuageuses liées au front polaire (Conrad et Olive, 1972). Au contraire, la pluie des 17 et 18 septembre 1967 serait plutôt due à des masses nuageuses d'origine méridionale: $T = 175 \pm 31 \text{ UT}$, soit une faible valeur, compte tenu du fait qu'il ya eu évaporation puisque $\delta^{18}\text{O} = +6.9 \text{ ‰}$. Les autres teneurs en Tritium, correspondant notamment aux faibles précipitations de l'année 1972 sont données à titre indicatif et ne peuvent être interprétés que dans un ensemble plus complet de données concernant la zone saharienne (Conrad *et al*, 1975).

III. Les isotopes stables dans les eaux de nappes

III.1. Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux des nappes

Nous avons résumé dans le tableau 5.2 ci-dessous les résultats des analyses isotopiques réalisés au laboratoire de l'A.I.E.A. à Vienne pour les isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) et au CRNA (Centre de Recherches Nucléaires d'Alger) pour le Tritium, ainsi que leur conductivité. Une quarantaine d'échantillons, dont un d'eau de pluie (cf. § II.2.2.), ont été prélevés au cours de notre campagne II, en Avril 2003.

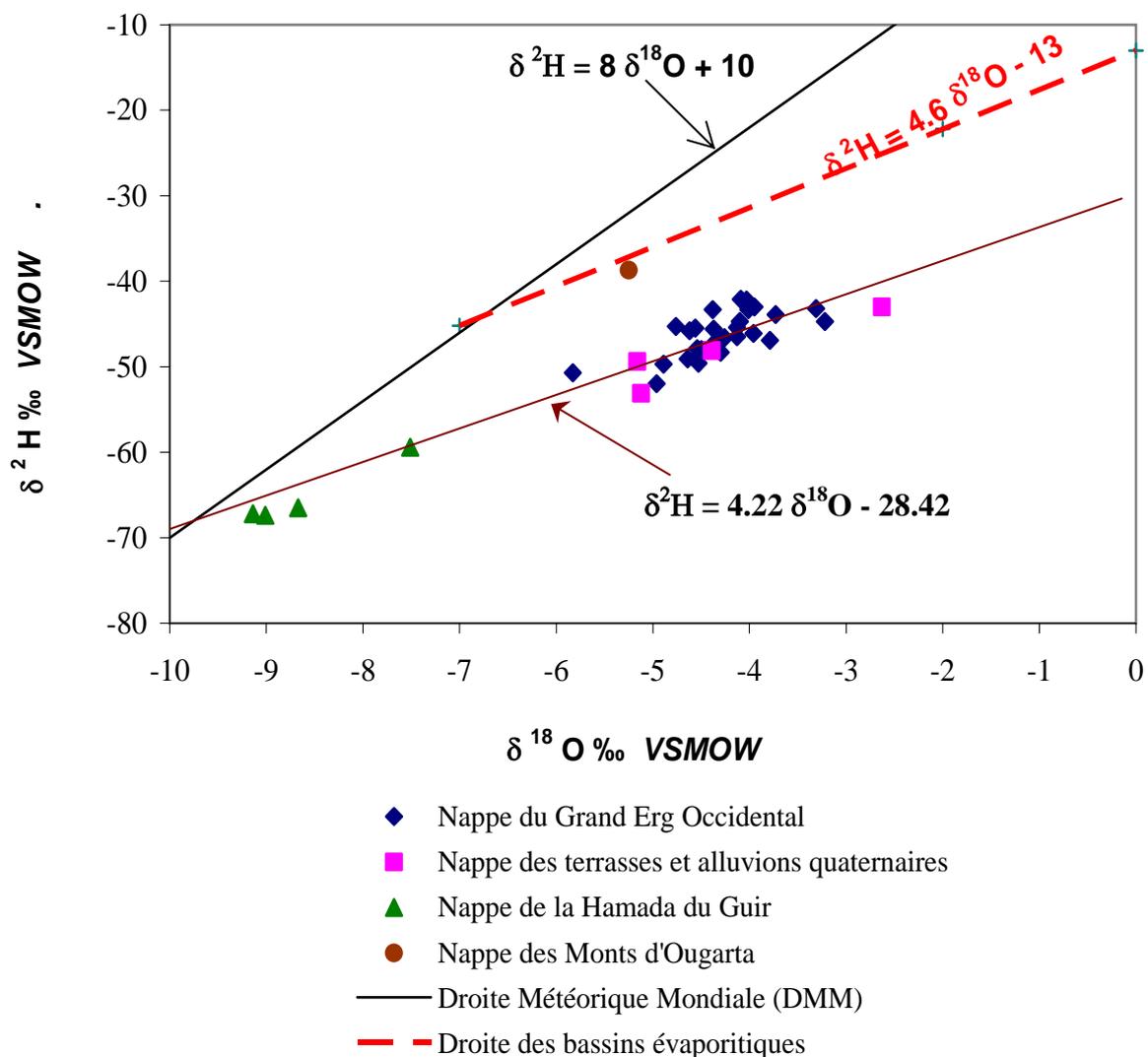


Fig.5.12. Relation $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de la Saoura

Localité	Type de captage	Réf. Ech	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$	d (Excès en deutérium)	^3H (UT)	Cond. ($\mu\text{s/cm}$)
Igli AEP	F (Forage)	IG3	-4.09	-42.1	-9.38	0.1	464
Igli Hi Marius	F	IG5	-4.38	-43.3	-8.26	0	476
Touzdit	F	TZ3	-4.03	-42.2	-9.96	1.3	488
Mazzer Hi	P (Puits)	MZ2	-5.16	-49.4	-8.12	1.2	3950
Mazzer AEP	F	MZ3	-4.54	-47.9	-11.58	3.5	481
Scé Mazzer	S (Souce)	MZS4	-4.13	-45.4	-12.36	0.3	505
Scé Ouarourout	S	SG4	-3.95	-43	-11.4	2.3	686
Scé Ouarourout	S	SG6	-4.01	-43.3	-11.22	1.5	674
Hi Rokna	P	R1	-4.62	-45.8	-8.84	0	866
Scé Juiffa	S	S2	-4.37	-45.6	-10.64	0.6	1707
Fog. Juiffa	Fog(Foggara)	F'10	-4.56	-45.5	-9.02	2.1	812
Scé Hemama	S	S3	-4.76	-45.3	-7.22	0	642
Gde Scé BA	S	S1	-4.1	-44.7	-11.9	1.1	587
Bchir	P	B1	-3.31	-43.2	-16.72	2.2	1251
Tamtert	P	TM1	-3.73	-43.9	-14.06	9.6	1102
Aguedal Ouata	P	A1	-4.64	-49.1	-11.98	5	1641
Anefid Ouata	P	AN1	-4.3	-48.3	-13.9	4.3	1143
El Bayada	P	B2	-4.39	-48.1	-12.98	4.1	3700
EL Majja	P	M1	-5.83	-50.7	-4.06	6.9	781
Gurezim Hi	P	KH12	-3.96	-46.1	-14.42	2.7	910
AEP Guerzim	F	KH11	-4.37	-47.3	-12.34	2.4	2300
Béniikhlef Hi	P	KH10	-4.89	-49.7	-10.58	0.5	993
Tezzager Hi Zaouia	P	KH9	-4.26	-46.6	-12.52	0.5	1382
Tezzager	F	KH7	-4.52	-48.6	-12.44	0.9	925
AEP Kerzaz	F	KH6	-4.13	-46.5	-13.46	0.1	769
Timoudi	P	KH4	-4.37	-47.6	-12.64	0	1597
BouTerfaya	P	KH3	-4.53	-49.6	-13.36	1.4	1300
Ouled Khodeir	P	KH1	-2.63	-43	-21.96	1.6	2100
Ouled Rfaa	P	RF1	-4.5	-48	-12	1.4	1372
Timgharine	P	TGH1	-5.12	-53.1	-12.14	0	5700
Ksabi	F	KS3	-3.79	-46.9	-16.58	0.3	2150
Ksabi	F	KS1	-4.96	-52	-12.32	0.2	1695
Hassi Abdellah	F	HA1	-3.22	-44.7	-18.94	0	2450
Hassi Boulmane	P	BMZ ⁿ	-9.01	-67.4	4.68	2.4	2630
Zguilma Sghir	P	Z3	-9.14	-67.2	5.92	0.8	2050
Zguilma Kbir	P	Z5	-8.67	-66.5	2.86	0.7	2320
Zguilma Kbir	P	Z6	-7.51	-59.4	0.68	0	4110
Mts d'Ougarta	P	Z1	-5.25	-38.7	3.3	4.3	741

Nappe du Grand Erg
 Nappe des terrasses
 Nappe de la Hamada du Guir
 Nappe des Mts d'Ougarta

Tableau 5.2. Résultats des analyses isotopiques des eaux de nappes de la Saoura (CII) (Avril, 2003)

La figure 5.12 exprime la relation $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les eaux de la Saoura. Que ce soient celles du Grand Erg Occidental et des terrasses quaternaires ou celles de la Hamada du Guir, toutes ces eaux semblent s'aligner selon une seule droite de pente égale à 4.22, presque parallèle à la droite d'évaporation établie par Fontes et Gonfiantini (1967) (*in Fontes, 1976*). Le coefficient de corrélation calculé pour le tracé de cette droite de régression est hautement significatif ($R=0.95$). Ceci pourrait suggérer que ces eaux ont une même origine. Des études réalisées dans les zones arides ont montré que la "pente d'évaporation" pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ est fonction de l'humidité et varie entre 3 et 6 (*Clark and Fritz, 1997*).

Comparées à la signature isotopique données par les eaux de pluie actuelle : $\delta^{18}\text{O} = -2.74\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -14.83\text{‰}$ (tab.5.1), celle des eaux des nappes échantillonnées est largement différente (tab. 5.3). Les moyennes isotopiques des eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et de celle des terrasses sont très proches et confirment l'alimentation de cette dernière par la première.

	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$			$\delta^2\text{H} \text{ ‰}$			$d \text{ ‰}$ (Excès en deutérium)		
	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max
Nappe du Grand Erg Occidental	-4.30	-5.83	-3.22	-46.27	-52.0	-42.1	-11.85	-18.94	-4.06
Nappe des terrasses	-4.33	-5.16	-2.63	-48.18	-53.1	-43.0	-13.51	-21.96	-8.12
Nappe de la Hamada du Guir	-8.58	-9.14	-7.51	-65.13	-67.4	-59.4	+3.54	+0.68	+5.92
Nappe des Mts d'Ougarta (1 valeur)	-5.25			-38.70			+3.30		

Tableau 5.3. Caractéristiques isotopiques des eaux de la Saoura (Avril 2003)

Par ailleurs, la disposition des points par rapport à la droite mondiale météorique (DMM) montre bien que nos eaux sont évaporées. A l'origine, les eaux de la nappe de la Hamada du Guir sont nettement moins évaporées que celles de la nappe du Grand Erg et des terrasses et ont une signature isotopique caractéristique, comprise entre -9.14‰ et -7.51‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$, et entre -67.4‰ et -59.4‰ pour le $\delta^2\text{H}$. Ces teneurs sont en concordance avec celles mesurées par Conrad et Fontes (1970) et Fontes (1976) où $\delta^{18}\text{O}$ varie entre -7.2 à -10‰ . Cette disposition de nos points d'eau sur le graphique $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ montre clairement que ce sont des eaux anciennes. Ces teneurs sont proches de celles observées dans les eaux du Continental intercalaire du Sahara ($\delta^{18}\text{O} = -8.4\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -61\text{‰}$) (Fontes, 1976) où les eaux sont anciennes.

L'intersection de la droite des eaux évaporées avec celle des eaux météoriques donne la composition isotopique moyenne de l'eau d'alimentation initiale. Ces valeurs d'intersection

$\delta^{18}\text{O} = -10.2\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -71\text{‰}$, seraient proches de la composition des eaux de la nappe de la Hamada du Guir.

La teneur en isotopes des eaux de la nappe du Grand Erg impliquerait la contribution d'eau récente à son alimentation. Fontes (1976) considère que la composante contemporaine y joue un rôle non négligeable. La moyenne calculée sur nos données ($\delta^{18}\text{O} = -4.3\text{‰}$) serait proche de la composition des eaux du Hoggar ($\delta^{18}\text{O} = -3.2\text{‰}$) (Saighi, 1984). Elle reste, par ailleurs, pratiquement inchangée, par rapport aux moyennes données depuis plus de 30 ans par Conrad et Fontes, (1970), même si ses dernières n'ont concerné que 4 points de prélèvements sur la Saoura (Igli, Béni-Abbès, Kerzaz et Ksabi) (Fig. 5.13).

La moyenne mesurée sur les 55 échantillons que nous avons prélevés durant notre dernière campagne (C4) au mois de Mai 2004, et qui n'a concerné que les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$, analysés au laboratoire de l'Université d'Avignon (*tab. 21 en annexe*), a donné -4.94‰ pour les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses et -8.67‰ pour les eaux de la Hamada du Guir.

. Sur le diagramme $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ (Fig.5. 12), la position du seul point d'eau échantillonné pendant notre campagne en avril 2003 dans les Monts d'Ougarta, s'écarte de l'ensemble des points et s'aligne selon la droite d'évaporation établie à partir des teneurs en isotopes stables des eaux de la Guelta de Gara Diba à Béni-Abbès et celles du lac de la Sebkhah el Maleh (lac terminal des crues exceptionnelles de l'Oued Saoura) (Fontes, 1976). Ceci s'explique par la proximité de ce point d'eau à la Sebkhah el Maleh, les Monts d'Ougarta s'étendant rive droite de la basse Saoura, jusqu'au niveau de la Sebkhah el Maleh.

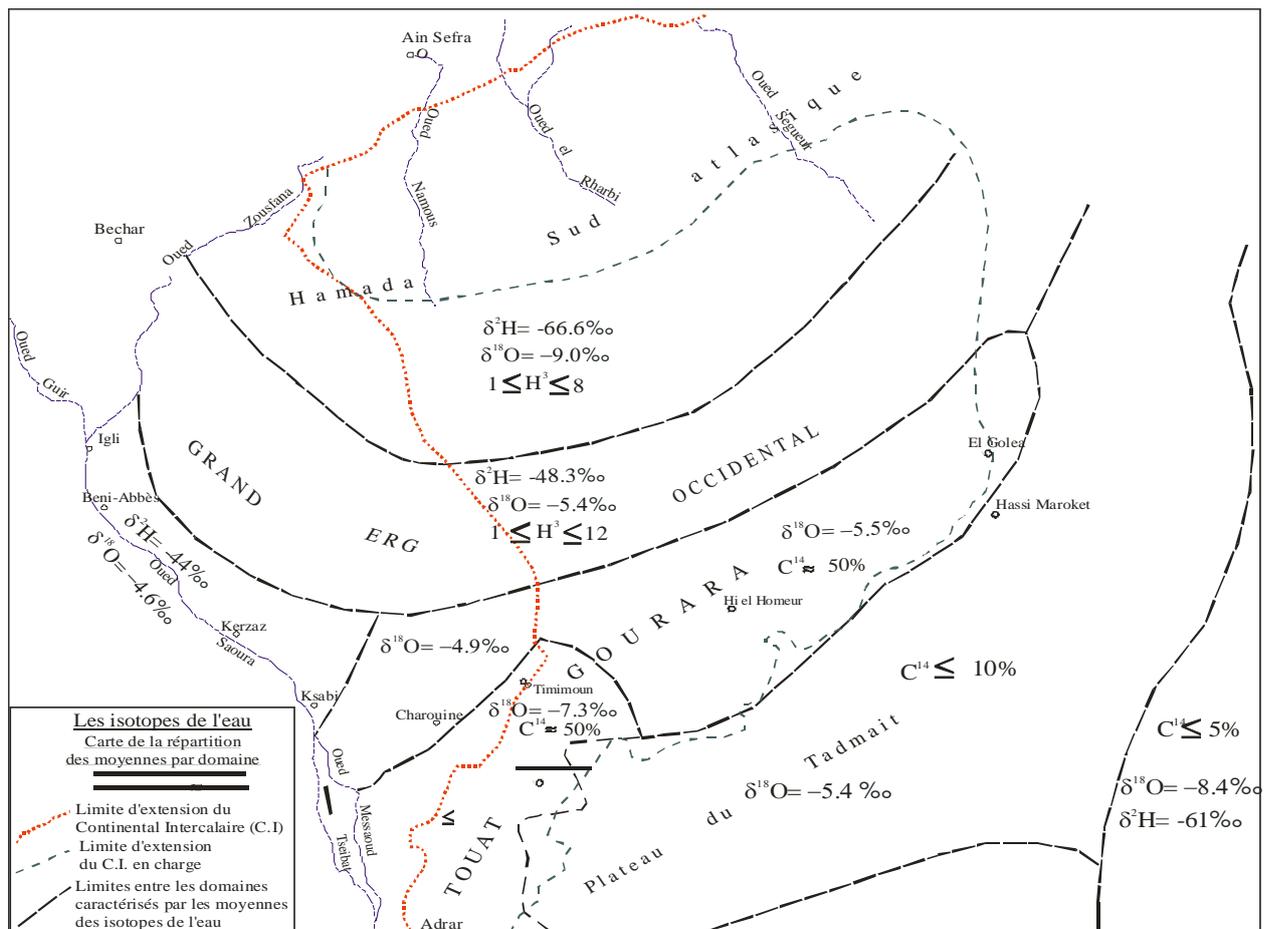


Fig.5.13: Carte de répartition des moyennes isotopiques de l'eau dans le Sahara (Conrad et Fontes, 1970)

III.2. L'excès en deutérium

III.2. 1. Evolution le long de la Saoura

Les tableaux 5.2 et 5.3 ci-dessus résument les valeurs de l'excès en deutérium calculées pour l'ensemble des points d'eau. Pour la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses, les valeurs sont toutes négatives, variant entre -18.9‰ et -4.1‰, avec une moyenne de -11.9‰, et se distinguent nettement de celles des eaux de la Hamada du Guir, qui, elles, sont positives, avec une moyenne de +3.5‰ (variant de +0.7‰ à +5.9‰).

Les valeurs de l'excès en deutérium sont la conséquence de la relation $\delta^{18}\text{O} - \delta^2\text{H}$ (fig.5.12) traduisant le degré d'évaporation des eaux.

La figure 5.14 montre l'évolution de "d" le long de la Saoura, d'amont en aval, pour les eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses (*en bleu*). On remarque une légère tendance à l'évolution, négativement, de "d" d'amont en aval. Ceci pourrait suggérer une variabilité dans l'humidité des masses d'air sur la région mais surtout un degré d'évaporation plus élevé. En effet, l'aridité du climat est encore plus accentuée à l'aval de la vallée.

A droite du graphique, les eaux de la Hamada du Guir (BM12, Z3, Z5, Z6) et des Monts d'Ougarta (Z1) sont des eaux à peine évaporées, présentent des valeurs positives de "d", mais qui restent largement inférieures à 10.

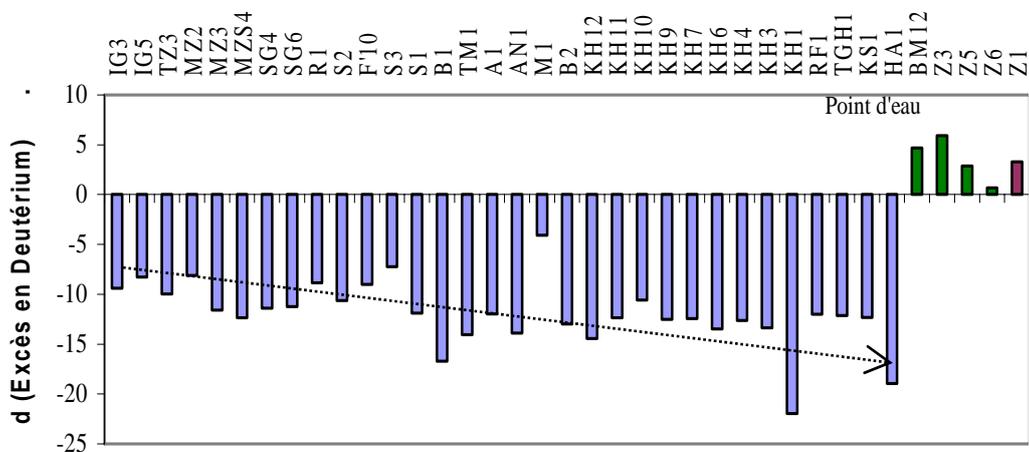


Fig. 5.14 : Evolution de l'excès en deutérium dans les eaux de la Saoura

III.2. 2. Relation Excès en deutérium-Chlorures

Pour les eaux de la nappe du Grand Erg, le diagramme Excès en deutérium (Fig. 5.15) montre que la valeur de "d" diminue quand Cl augmente et ce, dans deux directions globales:

- une diminution importante de "d" en fonction de Cl (A) d'amont en aval de la Saoura
- une diminution progressive de "d" en fonction de Cl (B) de l'Erg vers l'oued

Ceci est dû aux phénomènes d'évaporation et aux différentes origines des chlorures.

Cette conclusion confirme nos résultats du chapitre précédent (Hydrochimie)

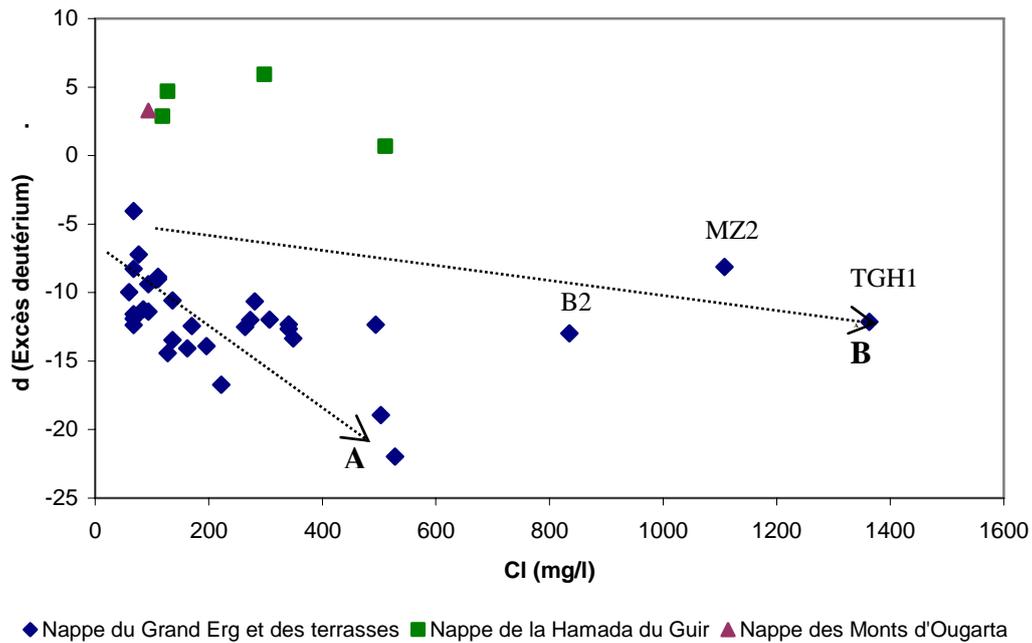


Fig. 5.15 : Relation Excès en deutérium - Chlorures

III.3. Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Minéralisation des eaux

III.3.1. Evolution de $\delta^{18}\text{O}$ et de la conductivité

La figure 5.16 représente l'évolution de la minéralisation, exprimée ici en terme de conductivité électrique des eaux et de leur teneur en Oxygène-18 d'amont en aval de la Saoura.

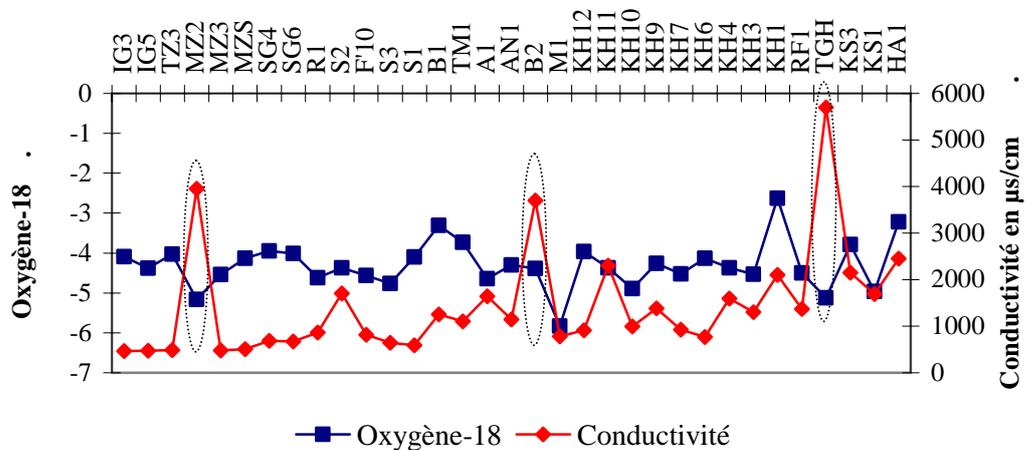


Fig.5.16: Evolution de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ et de la conductivité des eaux le long de la Saoura

L'allure des courbes suggère l'existence d'une relation étroite entre la minéralisation des eaux et leur teneur en Oxygène 18. Cette relation a déjà été mise en évidence dans les eaux du sol d'un sondage réalisé à Béni-Abbès (Yousfi, 1984) et serait due à l'évaporation.

Les courbes d'évolution de ces deux paramètres tout au long de la Saoura (depuis Igli jusqu'à Hassi Abdellah) présentent la même allure, notamment pour les eaux de la nappe du Grand Erg. Cette relation est inversée quand il s'agit des eaux de la nappe des terrasses et alluvions, à même l'oued (puits MZ2 à Mazzer, B2 à et TGH1 à Timgharine). Ces dernières étant plus évaporées, seraient plus enrichies en Oxygène 18.

Cette relation est mieux marquée pour les eaux de la nappe de la Hamada du Guir. Les eaux les plus appauvries en Oxygène 18 sont les moins minéralisées (fig.5.17).

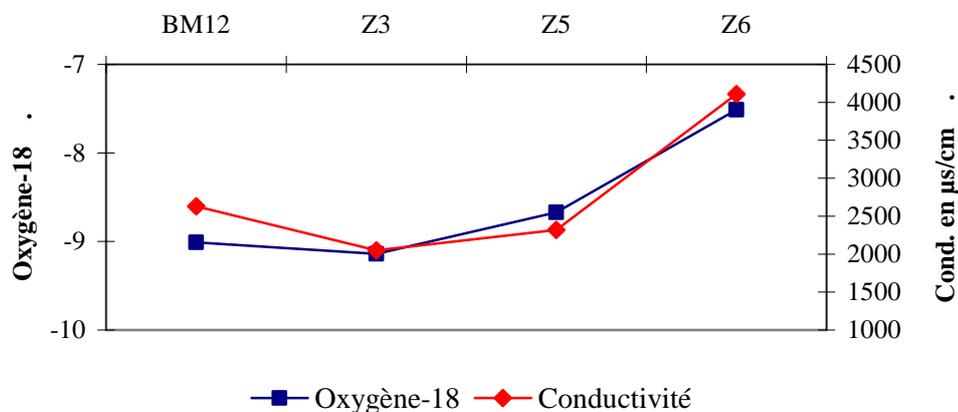


Fig.5.17: Evolution de $\delta^{18}\text{O}$ ‰ et de la conductivité des eaux de la Hamada du Guir

III.3.2. Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Conductivité de l'eau d'élution d'un sondage à Béni-Abbès

Dans un sondage réalisé grâce à un carottage en continu, sans lubrification dans le sédiment poreux horizontal à Hassi Juiffa, sur la terrasse moyenne de Béni-Abbès, constitué essentiellement d'alluvions anciennes, M. Yousfi (1984) a mesuré les teneurs en isotopes stables et la salinité des eaux d'élution selon un profil vertical (de 0 à 12m environ) afin de mieux mettre en évidence le rôle des phénomènes d'évaporation. En effet, la relation $\delta^{18}\text{O}$ -Conductivité (fig. 5.18) a permis de mettre en évidence trois processus d'évaporation différents:

- zone 1 où les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ sont bien corrélés à la conductivité, comme cela doit être le cas lors de l'évaporation d'un liquide. C'est le cas dans les eaux de la Saoura (voir paragraphe ci-dessus).

- zone 2, où l'on assiste à une évaporation en régime stationnaire, avec une augmentation rapide de la salinité pour une teneur en $\delta^{18}\text{O}$ presque constante. Cet état est engendré par l'évaporation contrainte sous couvert sableux (Fontes, 1976).
- zone 3, avec seulement 2 points, suggérant toutefois un processus d'évaporation en phase vapeur, où seule la teneur $\delta^{18}\text{O}$ varie. Ce qui pourrait correspondre à une diffusion des isotopes en phase vapeur.

Ces conclusions sont également confirmées par la relation excès en deutérium-conductivité de ce même profil (Yousfi, 1984).

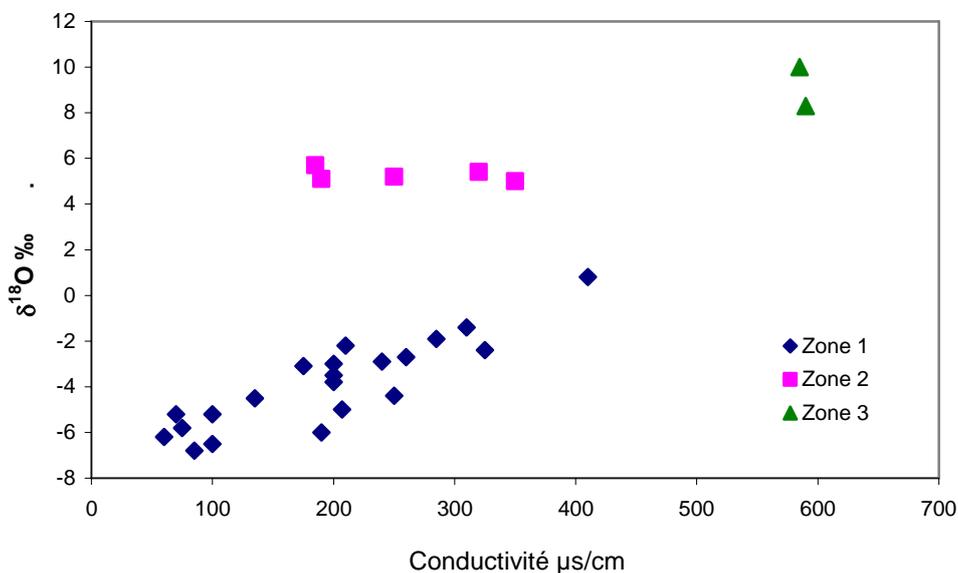


Fig. 5.18: Relation $\delta^{18}\text{O}$ -Conductivité des eaux d'élution d'un sondage à Béni-Abbès

III.3.3. Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Chlorures des eaux de la Saoura

Une eau évaporée se distingue généralement par une forte teneur en Cl et en $\delta^{18}\text{O}$. Dans le chapitre ainsi que dans le paragraphe précédents, nous avons montré que la salinité des eaux de la Saoura est essentiellement contrôlée par les phénomènes d'évaporation.

De façon générale, lorsque la salinité des eaux est due à un enrichissement des sels par évaporation, alors la signature $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ aura une pente faible, reflétant le fractionnement cinétique (voir fig.5.12). De plus, le report des teneurs en chlorures en fonction de l'Oxygène 18 ou du Deutérium sera positivement corrélé puisque l'augmentation de l'évaporation

pourrait résulter d'un enrichissement isotopique de même que l'augmentation de la concentration en chlorures (Payne 1988).

Au Sahara Nord Occidental, l'augmentation de la minéralisation des eaux est liée, non seulement aux phénomènes d'évaporation qui y sont prépondérants, mais aussi aux phénomènes de dissolution et de lixiviation. Le report des teneurs en Oxygène-18 des eaux de la Saoura en fonction de leur teneur en Chlorures (fig. 5.19) le montre bien. En effet, une relation linéaire existe entre la teneur en Oxygène 18 et les chlorures. Cette relation est claire notamment pour les eaux ayant une teneur en chlorures inférieure ou autour de 500mg/l. Pour des teneurs en Cl plus importantes, la dispersion des points pourrait s'expliquer par les différentes origines des chlorures. La variation de teneurs en isotopes serait également liée à la profondeur et aux différences lithologiques des points d'eau.

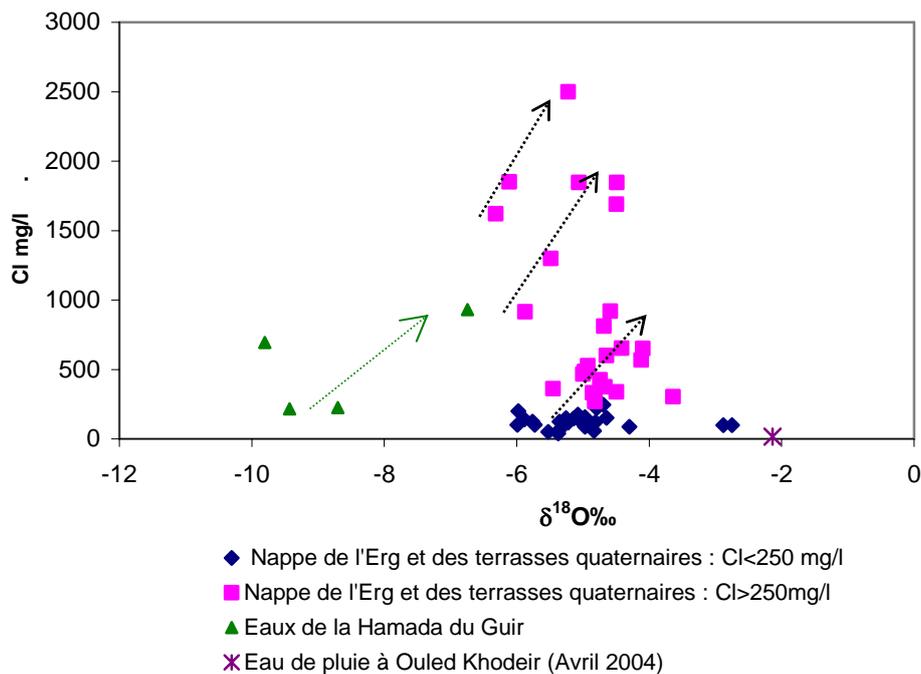


Fig.5. 19: Relation $\delta^{18}\text{O}$ - Cl des eaux de la Saoura

III.3.4. Variations de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux à Béni-Abbès

III.3.4.1. Variations de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines (nappe du GEO)

Pour les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental à Béni-Abbès, nous disposons d'une longue série de mesures (1965-1973): une à la grande source de Béni-Abbès, l'autre à la foggara du CRZA (Centre de Recherches sur les zones Arides, ex-CNRS). Ces données, recueillies par Conrad et *al*, (1970, 1972), ont été complétées par Conrad et *al* (inédit) dans le cadre du projet CNRS-AIEA et consignées dans le rapport final sur "les isotopes du Sahara nord Occidental". Nous avons représenté les variations des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ de ces deux points d'eau sur la figure 5.20. Nous pouvons remarquer que les eaux de la foggara sont nettement plus évaporées que celles de la Grande Source, ce qui est tout fait normal, les eaux de la foggara étant très proches de la surface du sol.

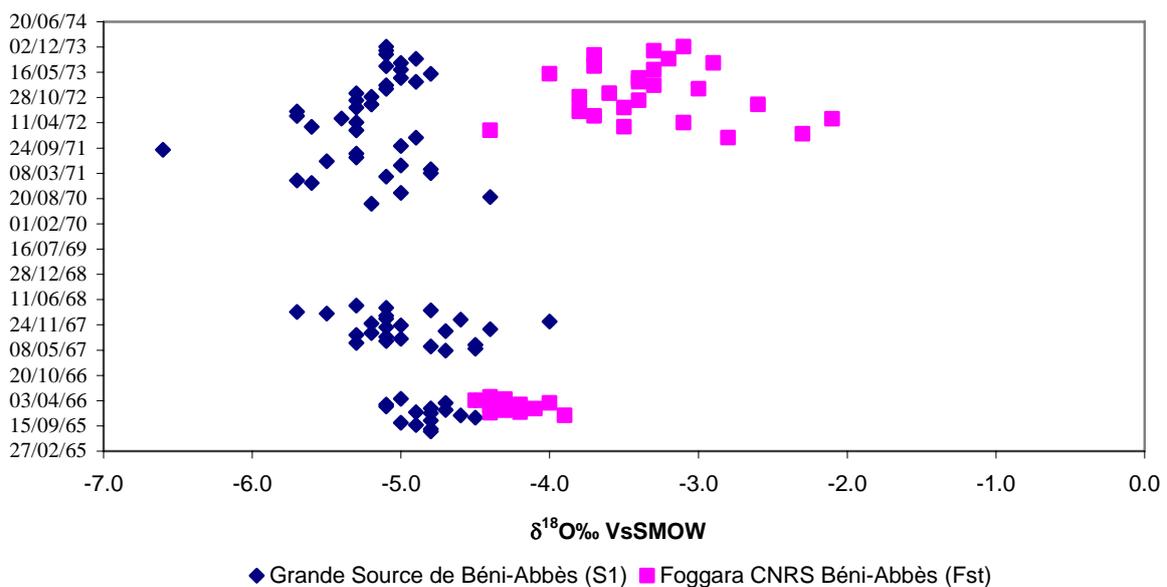


Fig.5.20. Variations des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ à la Grande Source et à la foggara de Béni-Abbès

La teneur varie entre -6.6‰ et -4.0‰ avec une moyenne de -5.0‰ pour les eaux de la Grande Source, et entre -4.5‰ et -2.1‰ avec une moyenne de -3.6‰ pour les eaux de la foggara. La moyenne sur l'ensemble des deux séries est de -4.3‰, valeur tout à fait compatible avec la teneur moyenne connue des eaux de la nappe du Grand Erg Occidental.

III.3.4.2. Variations de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface (Guelta de Gara Diba)

Dans le cadre du même projet CNRS-AIEA, 33 mesures ont été réalisées entre 1972-1973 à la Gara Diba à Béni-Abbès. Cette mare d'eau superficielle est soit alimentée par l'inféro-flux de la Saoura soit par les crues exceptionnelles de l'oued. Le plan des gueltas est généralement en équilibre avec le niveau piézométrique du sous-écoulement et les apports en eau se réduisent au rétablissement de l'équilibre du niveau statique que l'évaporation tend à rabattre. Les conditions correspondent à celles d'un lac en état d'évaporation. Cette dernière est favorisée par une très faible humidité de l'air (<10%) (Conrad *et al*, 1970).

Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ varient entre -10.71‰ et 17.74‰ avec une moyenne de +8.81‰. Nous remarquerons que, seules 3 valeurs sur les 33 sont négatives (Fig. 5.21).

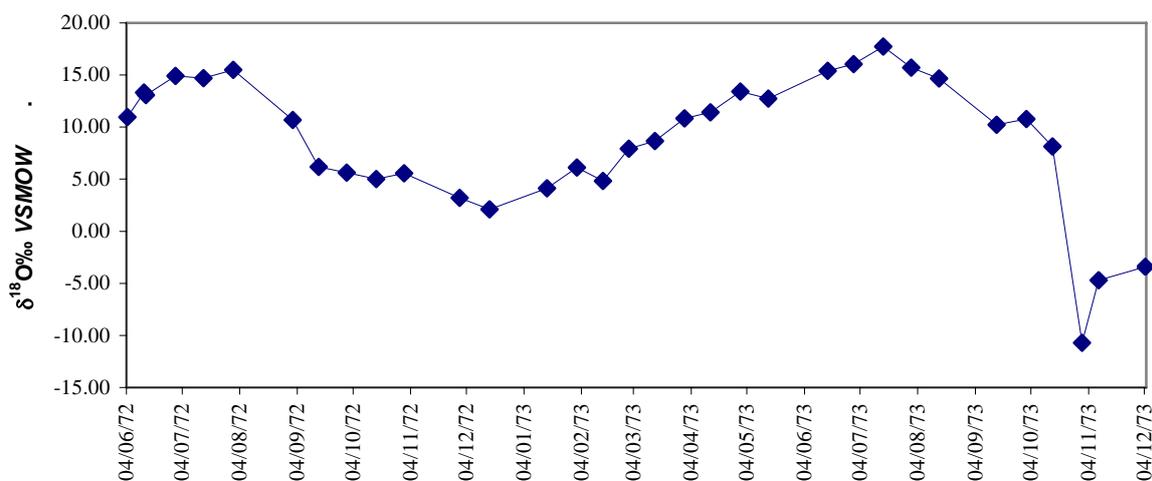


Fig.5. 21. Variations des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ à la Guelta de Gara Diba

- Relation $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des eaux de la Guelta

Parallèlement aux mesures en $\delta^{18}\text{O}$ entre 1972-1973, des mesures en $\delta^2\text{H}$ ont été réalisées. Elles nous ont permis de tracer la droite d'évaporation des eaux de la Guelta (Fig.5.22a). La pente 2.6, rend compte de l'intensité des phénomènes d'évaporation de ces eaux. Elle est beaucoup plus faible que celle trouvée par Fontes et Gonfiantini (1967) sur les eaux de cette même guelta ainsi que celles du bassin de la Sebkhah el Melah. (p=4.6, cf. fig. 5.12).

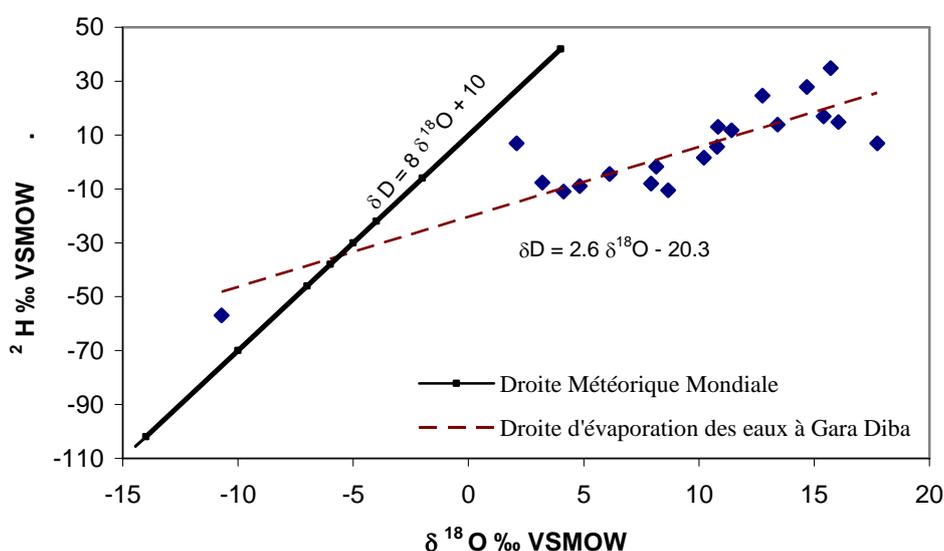


Fig. 5. 22 a. Relation $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ des eaux de la Guelta Gara Diba

L'enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des deux bassins est régi par les échanges avec la vapeur atmosphérique (Fontes et al, 1967). L'intersection de la droite des eaux évaporées avec celle des eaux météoriques donne la composition de l'eau de précipitation au début du processus d'évaporation: soit $\delta^p\text{ }^{18}\text{O} = -5.6 \text{ ‰}$ et $\delta^p\text{ }^2\text{H} = -35 \text{ ‰}$. Ces valeurs sont très différentes de celles trouvées par Fontes (1967) ($\delta^p\text{ }^{18}\text{O} = +6.8 \text{ ‰}$ et $\delta^p\text{ }^2\text{H} = -44 \text{ ‰}$). Cependant, elles se rapprochent fortement de la pluies tombée le 12/11/1971 (37mm) : -6.04 ‰ et celle du 07/11/1971 (53mm): -3.64 ‰ (Cf. fig. 5.10).

- Relation $\delta^{18}\text{O}$ - salinité des eaux de la Guelta

Des mesures de la concentration en sels ont également été faites sur les mêmes échantillons précédents (1972-1973). Nous avons représenté sur la figure 5.22 b la relation entre la salinité des eaux et leur teneur en isotopes lourds. L'examen de cette figure nous permet de dire qu'il existe une relation linéaire entre ces deux paramètres, le coefficient de corrélation ayant permis de tracer la droite de régression étant hautement significatif ($r=0.95$). Cette constatation a déjà été faite par Fontes et Gonfiantini (1967) sur des données récoltées entre 1965 et 1966, à Gara Diba et à Sebkhath el Melah. En effet, la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ augmente en même temps que la concentration en sels dissous des eaux. L'enrichissement en isotopes lourds au cours du processus d'évaporation est considérable sous climat aride. Il est régi par les échanges avec la vapeur atmosphérique (Fontes, 1967).

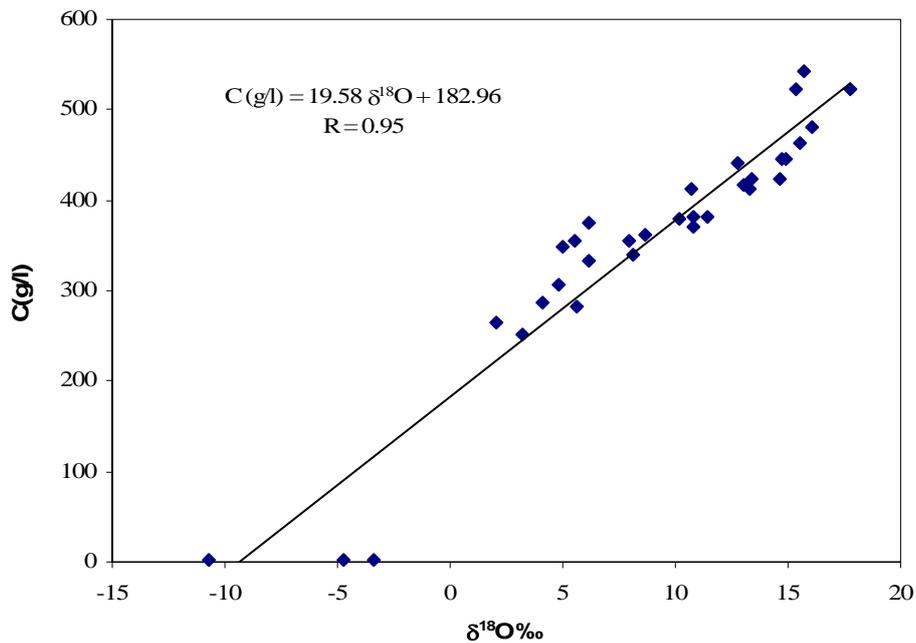


Fig. 5. 22 b. Relation $\delta^{18}\text{O}$ - salinité des eaux de Gara Diba

IV. Les isotopes radioactifs dans les eaux de nappes

IV. 1. Le Tritium

Grâce à l'analyse régulière des teneurs en Tritium dans les précipitations, il est possible d'évaluer le temps de transit "t" de l'eau souterraine avec des modèles mathématiques. Ce type de modèles utilise un "signal entrée" correspondant aux teneurs ^3H des précipitations, et un "signal sortie" correspondant aux teneurs en ^3H de l'eau dans l'aquifère; et permet ainsi de trouver le meilleur ajustement possible entre les valeurs calculées et les valeurs mesurées. Cet ajustement est obtenu pour ce temps "t" (Olive et *al*, 1996).

Dans notre cas, vu l'aridité du climat et le caractère rare, sporadique et irrégulier des pluies dans la région, nous ne disposons malheureusement pas de séries de mesures de Tritium, récentes et régulières dans le temps. Celles mesurées entre 1964 et 1972 (Conrad et *al*, 1975), ne peuvent être utilisées puisque plus d'une demi-vie sépare nos mesures de ces dernières. Nous essayerons ainsi d'adapter un modèle d'interprétation qualitatif selon les données disponibles. Notons qu'à Ain Oussera, les teneurs en tritium des eaux de pluie, mesurées entre Mai 1990 et décembre 1991 varient entre 4 et 16 UT, avec une moyenne de 9.18 UT (Mebrouk, 1994).

IV. 1.1. Teneurs en Tritium des eaux de nappes

Nous avons résumé dans le tableau 5.4 les résultats de mesures de la quarantaine d'échantillons que nous avons prélevés en Avril 2003 ainsi que leur teneur en $\delta^{18}\text{O}\%$. La limite de détection de nos mesures en tritium est de 0.4 UT. Bien que les résultats nous paraissent plausibles comparés à nos connaissances sur la région, ces mesures doivent être considérées avec précaution vu le temps écoulé entre la date de prélèvements et la réalisation des analyses au CRNA d'Alger, soit plus de deux ans, pour raison de panne d'appareillage.

Pour l'ensemble des nappes considérées, les teneurs varient entre 0 et 9.6 UT.

Localité	Réf. Ech	³ H (UT)	δ ¹⁸ O ‰	Localité	Réf. Ech	³ H (UT)	δ ¹⁸ O ‰
Igli AEP	IG3	0.1	-4.09	Guerzim Hi	KH12	2.7	-3.96
Igli Hi Marius	IG5	0	-4.38	AEP Guerzim	KH11	2.4	-4.37
Touzdit	TZ3	1.3	-4.03	Bénilkhlef Hi	KH10	0.5	-4.89
Mazzer Hi	MZ2	1.2	-5.16	Tezzager	KH9	0.5	-4.26
Mazzer AEP	MZ3	3.5	-4.54	Tezzager	KH7	0.9	-4.52
Scé Mazzer	MZS4	0.3	-4.13	AEP Kerzaz	KH6	0.1	-4.13
Scé Ouarourout	SG4	2.3	-3.95	Timoudi	KH4	0	-4.37
Scé Ouarourout	SG6	1.5	-4.01	BouTerfaya	KH3	1.4	-4.53
Hi Rokna	R1	0	-4.62	Ouled Khodeir	KH1	1.6	-2.63
Scé Juiffa	S2	0.6	-4.37	Ouled Rafea	RF1	1.4	-4.5
Fog. Juiffa	F'10	2.1	-4.56	Timgharine	TGH1	0	-5.12
Scé Hemama	S3	0	-4.76	Ksabi	KS3	0.3	-3.79
Gde Scé BA	S1	1.1	-4.1	Ksabi	KS1	0.2	-4.96
Bchir	B1	2.2	-3.31	Hi Abdellah	HA1	0	-3.22
Tamtert	TM1	9.6	-3.73	Boulmane	BMZ''	2.4	-9.01
Aguedal	A1	5	-4.64	Zguilma Sghir	Z3	0.8	-9.14
Anefid	AN1	4.3	-4.3	Zguilma Kebir	Z5	0.7	-8.67
El Bayada	B2	4.1	-4.39	Zguilma Kebir	Z6	0	-7.51
EL Majja	M1	6.9	-5.83	Mts d'Ougarta	Z1	4.3	-5.25

Tableau 5.4. Teneurs en Tritium et en δ¹⁸O des eaux de nappes de la Saoura (Avril 2003)

A titre indicatif, nous donnons ci-dessous les classifications permettant une interprétation qualitative des teneurs en tritium des eaux.

Celle de Clark et Fritz (1997) pour les régions continentales permet de distinguer les groupes suivants :

* Teneurs inférieures à 0,8 UT: il s'agit d'une eau qui s'est infiltrée avant les premiers essais atmosphériques.

* Teneurs allant de 0,8 à 4 UT environ: il peut s'agir d'un mélange entre une eau "anté-nucléaire" et une eau actuelle.

* Teneurs allant de 5 à 15 UT: il s'agit d'une eau récente, de temps de séjour de l'ordre de 5 à 10 ans.

* Teneurs allant de 15 à 30 UT: il s'agit d'une eau qui possède une part importante d'eau infiltrée dans les années 1960.

Au-delà, l'aquifère est affecté par une pollution anthropique (industries nucléaires, industries utilisant des produits thermoluminescents et décharges).

Cette classification ne peut malheureusement pas être directement applicable sur nos données puisqu'elle concerne les eaux des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord d'une part, et que près d'une demi-vie sépare nos mesures de ce classement d'autre part.

Une seconde classification, donnée par Blavoux et Letolle (1995) pour les latitudes moyennes, permet de distinguer les classes suivantes :

- * Teneurs en tritium inférieures à 2 UT, ce sont des eaux anciennes (avant 1952)
- * Teneurs en tritium comprises entre 2 et 10 UT : il s'agit d'un apport d'eau post-nucléaire dans une eau ancienne
- * Teneurs en tritium comprises entre 10 et 20 UT : il s'agit généralement d'eau infiltrée durant la dernière décennie
- * Teneurs en tritium supérieures à 20 UT : il s'agit d'une eau dont l'âge moyen est de quelques dizaines d'années parce qu'elle est marquée par les fortes teneurs des pluies du pic de 1963.

Selon Fontes (1985), une activité inférieure à 3 UT correspondrait en Afrique de l'Ouest à une recharge avant 1952 (eau ancienne).

Sachant que 82% des échantillons ont une teneur inférieure à 3 UT et que les eaux de la Hamada du Guir (avec T compris entre 0 et 2.4 UT) sont des eaux anciennes, vu leur teneur en oxygène 18, nous pouvons adapter la limite de 3UT donnée par Fontes à nos données. De ce fait, en combinant les précédentes classifications, nous pouvons distinguer deux grands groupes d'eaux:

- des eaux à teneur en tritium inférieure à 3 UT, correspondant à des eaux anciennes (avant 1952)
- des eaux à teneur supérieure à 3 UT, et qui correspondraient, à un mélange entre eau post-nucléaire et une eau ancienne.

Sur la figure 5.23, nous avons représenté l'histogramme des fréquences des eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses (33 échantillons), de la Hamada du Guir (4 échantillons) et des Monts d'Ougarta (1 échantillon) par classes, en fonction de leur teneur en tritium. La première classe regroupe les échantillons dont les activités sont inférieures au seuil de comptage.

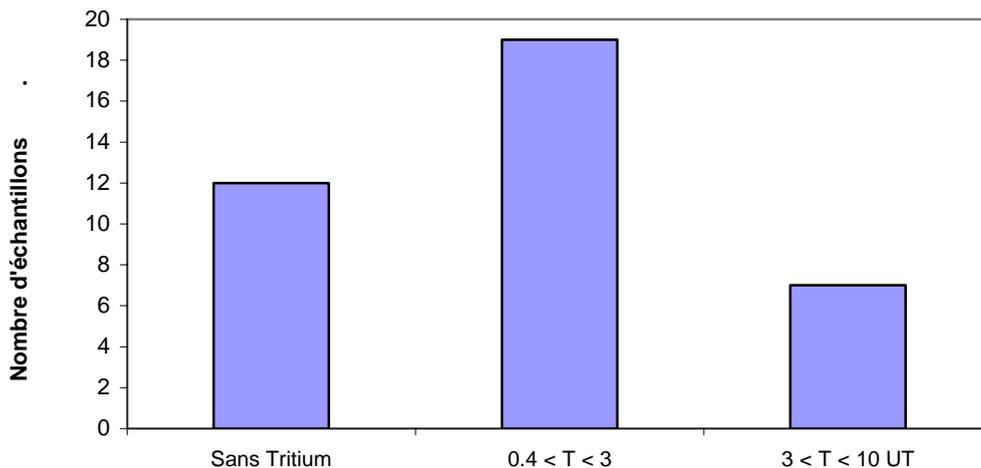


Fig. 5.23. : Histogramme des fréquences des teneurs en tritium des eaux de la Saoura

Cette distribution montre que, globalement, la majorité des eaux considérées sont des eaux anciennes (82%). Les 18% restants sont des eaux mélangées avec une composante récente très limitée.

IV. 1.2. Corrélation $\delta^{18}\text{O}$ - Tritium

La corrélation entre la composition isotopique en Oxygène-18 et la teneur en Tritium est représentée par la figure 5.24.

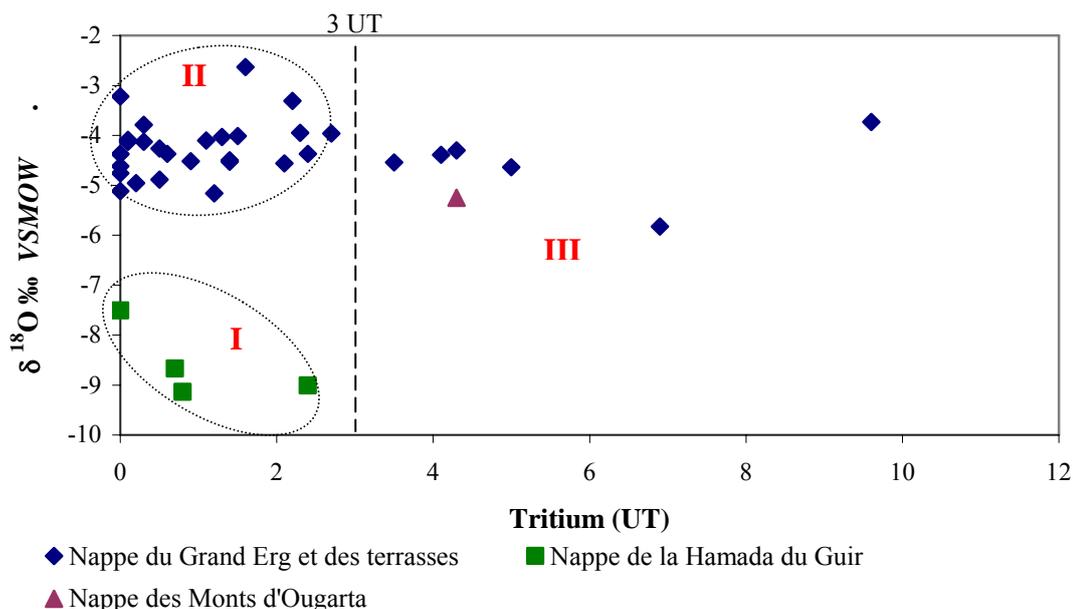


Fig.5.24. Corrélation $\delta^{18}\text{O}$ - Tritium (Campagne II, Avril 2003)

L'examen de cette figure nous permet de mieux préciser la classification précédente et l'on différencie ainsi 3 groupes:

- Le groupe I, correspondant à des eaux anciennes, non évaporées: ce sont les eaux de la Hamada du Guir
- Le groupe II, correspondant à des eaux anciennes évaporées : ce sont les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses
- Le groupe III, , correspondant à des eaux évaporées mélangées, englobant aussi bien les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses ainsi que celles des Monts d'Ougarta.

IV. 1.3. Corrélation tritium-salinité

La relation tritium - salinité des eaux a déjà été mise en évidence dans les eaux de surface de la Sebkhah el Melah, alimentée par les crues exceptionnelles de la Saoura, lors des processus d'évaporation, conduisant à un fort enrichissement isotopique (Fontes et Gonfiantini, 1967) (Conrad et al, 1975). La figure 5.25 met en exergue cette relation. En effet, nous pouvons différencier 3 ensembles:

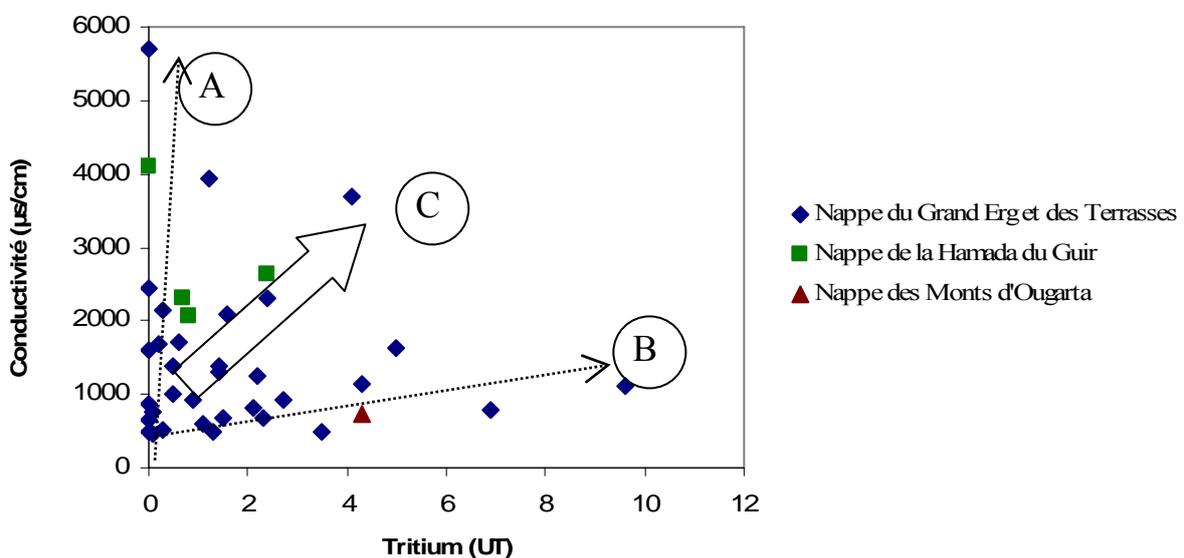


Fig. 5.25. Relation Tritium- salinité des eaux de la Saoura (Campagne II, Avril 2003)

- Un ensemble A, où les eaux ne contiennent pas ou peu de tritium décelable, avec une augmentation rapide de la salinité. Nous remarquerons que les eaux les plus chargées sont celles localisées à l'aval de la Saoura (Timgharine, Ksabi et Hassi Abdellah)
- Un ensemble B, où la teneur en tritium augmente rapidement pour une augmentation progressive de la salinité. Ce groupe englobe essentiellement les eaux localisées entre Ouarourout et El Ouata, en passant par Béni-Abbès. Les eaux de toutes les palmeraies d'El Ouata y sont incluses (El Majja, Anefid, Aguedal, Tamtert)
- Un ensemble C, intermédiaire entre les deux précédents, englobant les eaux localisées dans la moyenne et basse vallée de la Saoura (entre Béchir et Ouled Rafea)

IV. 1.4. Evolution de la teneur en Tritium le long de la vallée

La figure 5.26 montre l'évolution de la teneur en tritium des eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et des terrasses le long de la vallée de la Saoura depuis Igli jusqu'à Hassi Abdellah. Si l'on considère que toutes les eaux dont la teneur en tritium est inférieure à 3UT sont anciennes (voir paragraphes précédents), ce qui est le cas de l'ensemble des eaux échantillonnées, nous pouvons noter toutefois la présence significative du tritium à certains endroits, notamment à El Ouata où la teneur atteint 9.6 UT.

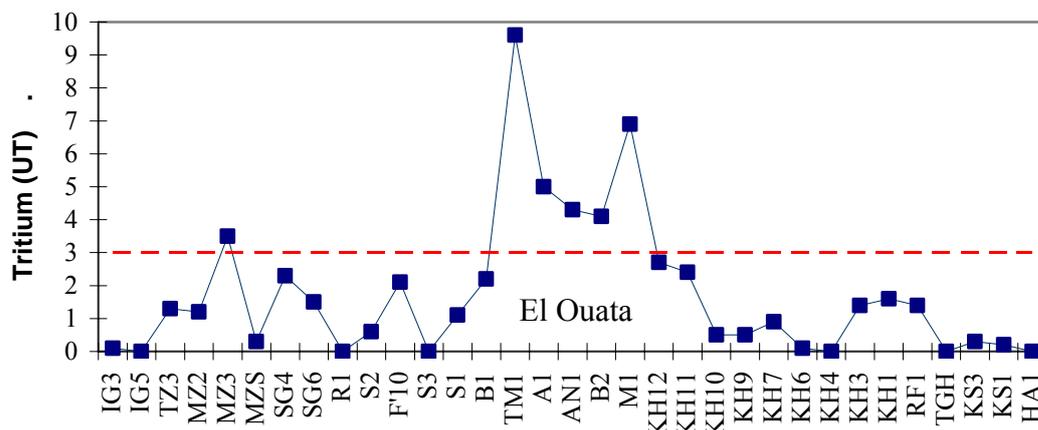


Fig.5.26. Evolution de la teneur en Tritium d'amont en aval de la vallée

Nous pensons que ces teneurs importantes en tritium seraient dues à une alimentation par les crues de l'Oued Saoura avant la construction du barrage de Djorf Ettorba dans les années 60.

Les observations de Conrad et al. (1975) plaident en ce sens. Une mesure faite sur le sous-écoulement de la Saoura, dans les alluvions, en septembre 1964 (981 ± 59 UT) se relie sans doute à la très forte teneur en tritium du petit orage du 6 septembre 1964. De même, la teneur en Tritium de la Saoura au radier de Béni-Abbès, régresse après l'orage du 18 septembre 1967, par suite de la contribution croissante de la nappe de l'Erg (sans tritium décelable) à la recharge de la nappe de l'oued, puis remonte brusquement après les grosses pluies sur Béni-Abbès, où les précipitations cumulées représentent 65 mm en moins de 24h (fig.5.27)

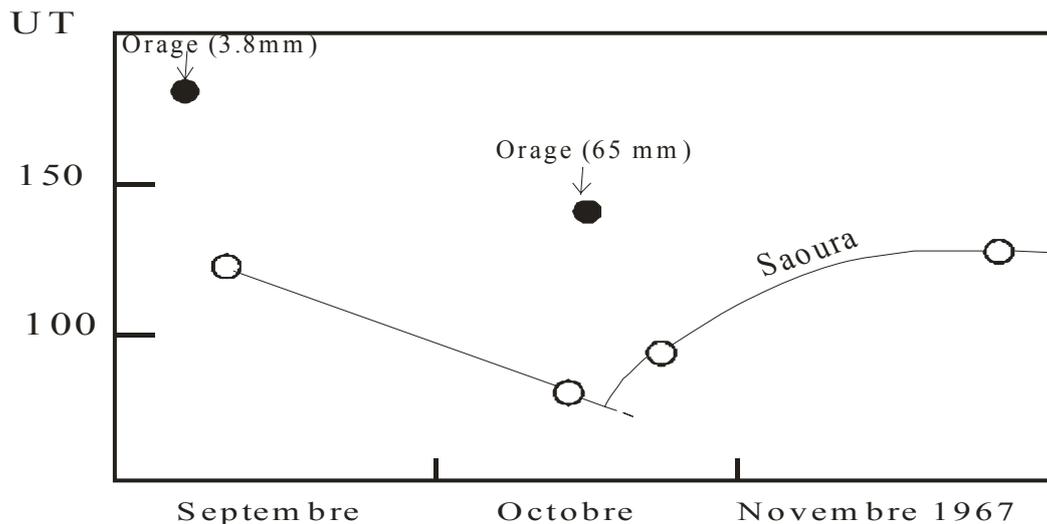


Fig.5.27. Evolution de la teneur en Tritium de la Saoura à Béni-Abbès, à la suite de l'orage de 65 mm du 16 Octobre 1967 (Conrad et al, 1975)

IV. 1.5. Synthèse des données Tritium mesurées entre 1964 et 1973

Toutes les données concernant les teneurs en Tritium sont résumés dans les tableaux 5.5 et 5.6 ci-dessous. Elles ont été collectées par Conrad et Fontes (1970) et Conrad et al (1975).

Le tableau 5.5 résume les mesures essentiellement faites sur la nappe du Grand Erg Occidental, à son exutoire au niveau de la vallée de la Saoura et dans sa partie centrale. La figure 5.28 permet de voir la localisation des points d'eau considérés.

Le tableau 5.6 résume les teneurs en tritium de différentes nappes du Sahara Nord Occidental. L'examen de ces valeurs nous permet de constater, qu'aussi bien pour les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental, à son exutoire sur le front de la Saoura, que celles de la Hamada du Guir, l'activité en tritium n'est pas décelable pour l'ensemble des points considérés, ce qui confirme l'ancienneté de la réserve, sauf à Hassi Rokna, près de Béni-Abbès, où l'on mesure une activité de 3 UT. Aucune teneur n'a été décelable pour ce dernier par nos mesures en

2003, tandis qu'une valeur de 1.1 UT a été mesurée à la Grande Source de Béni-Abbès. En l'absence des teneurs dans les précipitations actuelles sur la région, il serait difficile d'avancer une interprétation exacte. Nous ne pouvons pas dire avec exactitude à quelles précipitations seraient liées ces teneurs. Toutefois, il est clair que les valeurs significatives traduisent une recharge actuelle de la nappe. Cette recharge est très évidente pour la nappe des alluvions, tandis qu'elle reste hypothétique pour la nappe du Grand Erg Occidental tant qu'on n'aura pas complété par des mesures en Carbone 14.

Nom	Prof, nappe (m)	Localisation (N° carte 5.28)	Date	Tritium en UT
Hassi Rokna	10.0	6 km West B-A	06/12/1971	3 ± 1
Ain el Hammam à Mazzer	Source	Béni-Abbès	17/05/1966	≤ 12
Grande source de Béni-Abbès	Source	Béni-Abbès	09/09/1964	≤ 20
Grande source de Béni-Abbès	Source	Béni-Abbès	07/03/1966	≤ 17
Grande source de Béni-Abbès	Source	Béni-Abbès	02/12/1970	≤ 10
Grande source de Béni-Abbès	Source	Béni-Abbès	12/11/1971	≤ 1
Foggara lab, CNRS (drain)	superficiel	Béni-Abbès	déc-70	≤ 5
Hassi el Bisane	3.4	2	15/05/1972	≤ 1
El Ouata (puits hydraulique)	8	3	18/05/1966	≤ 12
Guerzim	6	4	21/03/1966	≤ 17
Ksabi, puits école	6	Ksabi	15/05/1972	≤ 1
Talmine, puits à balancier	3	5	18/05/1972	≤ 1
Haïha, puits à balancier	4	6	19/05/1972	2 ± 1
Charouine, fog, Mansour (drain)	superficiel	7	18/05/1972	≤ 1
Hassi Enfin, Puits Hydraulique	6.5	8	14/04/1971	
Hassi Ouskir		9	01/05/1973	6 ± 1
Hassi el Hamra	12.9	10	16/04/1973	12 ± 1
Hassi Djedid el Guarbi	10.8	11	16/04/1973	10 ± 1
Hassi el Homeur	12.6	12	14/04/1973	5 ± 1
Hassi el Haimeur	11.1	13	13/04/1973	6 ± 1
Hassi Belguezza	19.5	14	11/04/1973	5 ± 1
Hassi Mansour	25.9	15	08/04/1973	2 ± 1
Hassi Boukhlala	44.5	16	05/04/1973	2 ± 1
Hassi Djedid el Oustani	32	17	03/04/1973	3 ± 1
Hassi Fokra	26.9	18	14/04/1973	≤ 1
Hassi Taourdassa	14.6	19	10/04/1973	≤ 1
Hassi Gaouni	27.6	20	06/04/1973	≤ 1
Daïa Hamada du Guir	0	21	26/10/1971	51 ± 5
Daïaet el Maa	0	22	09/03/1973	54 ± 4

Tableau 5.5. Teneurs en Tritium de la nappe du Grand Erg Occidental et de quelques valeurs de référence (Conrad et al, 1975)

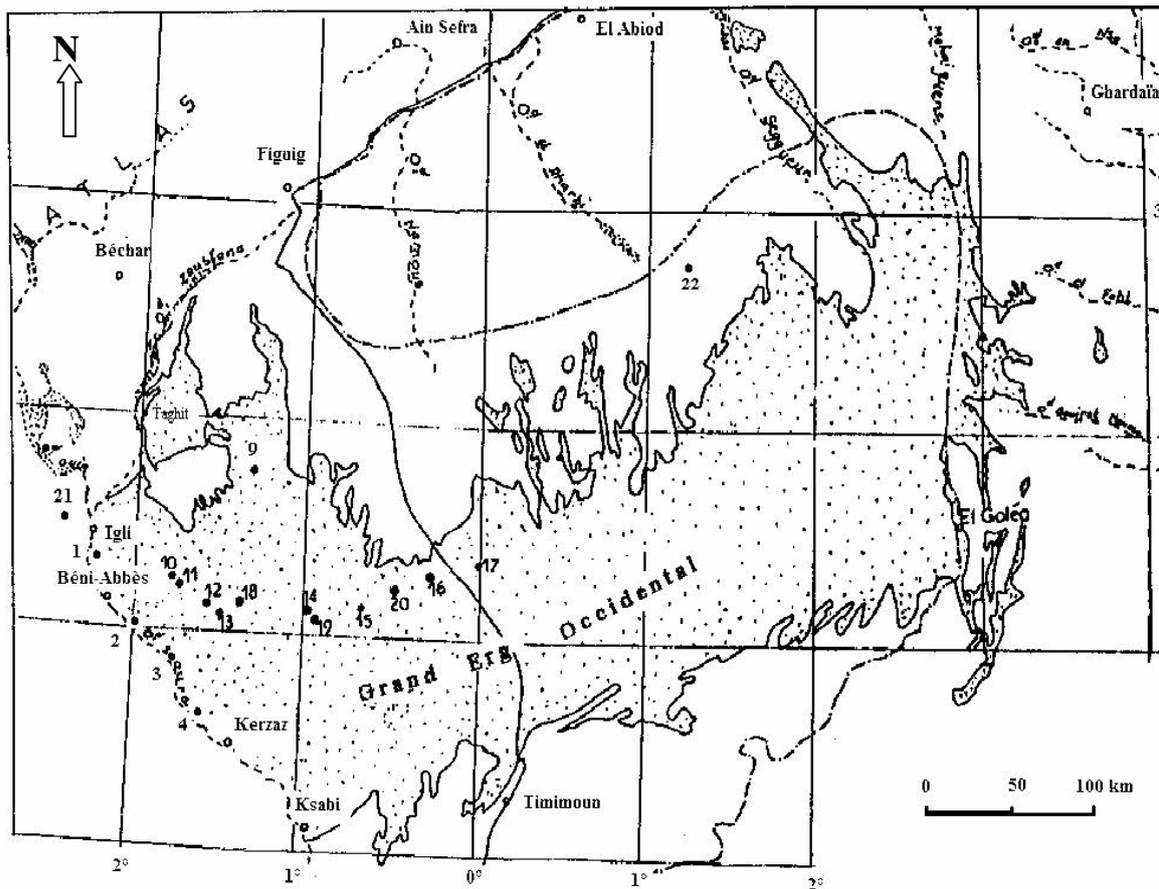


Fig. 5.28. Inventaire des points d'eau de la nappe du Grand Erg Occidental (Conrad et al, 1975)

Les références récentes données par les teneurs en tritium des eaux, mesurées à cette période, et qui sont susceptibles d'alimenter la nappe, peuvent être fournies par les deux échantillons prélevés au niveau des daïas, l'une au Nord, à la Hamada du Guir, l'autre au nord du Grand Erg, inondées respectivement l'une et l'autre par une forte averse et une forte crue de l'oued Gharbi. Nous remarquerons cependant que les fortes pluies d'octobre 1967 tombées sur Béni-Abbès (65.3 mm en 24h avec des activités comprises entre 100 et 200 UT) ne paraissent pas à ce jour avoir atteint la nappe puisqu'aucune activité mesurable n'a été enregistrée à la Grande Source et à la foggara du CNRS à Béni-Abbès. La faible activité décelée à Hassi Rokna, près de Béni-Abbès (3 ± 1 UT) n'est pas suffisante pour conclure sur ce point (Conrad et al, 1975).

Roche (1973) supposait que ce sont les très fortes pluies (>20 mm) qui s'infiltreraient dans les sables de l'Erg. Il est vrai que l'importance des réserves que l'on déduit de la régularité des débits et des compositions chimiques et isotopiques stables au cours du temps, masque peut-être ces apports actuels (Conrad et al, 1975).

Les mécanismes de pénétration des eaux dans la zone non saturée sous climat aride sont encore mal connus. Il est donc difficile de donner une valeur, même approximative pour le temps de transit, entre la surface et le niveau de la nappe. La pénétration de l'eau dans la zone non saturée de la nappe de l'Erg est de toute manière lente et certainement aléatoire au-delà d'un mètre de profondeur d'après les travaux des physiciens du Globe à Béni-Abbès (Demon *et al.*, 1957) et à El Oued (Dervieux, 1956).

Nappe	Nom	Date	Tritium
Nappe du Grand Erg Occidental	Source de Mazzer, Ain el Hammam	17/05/1966	≤ 12 UT
	Grande Source de Béni-Abbès	sept, 1964	≤ 20 UT
	Foggara CNRS Béni-Abbès	Déc, 1970	≤ 5 UT
	El Ouata	18/05/1966	≤ 12 UT
	Guerzim (Puits de Hadj si Meki)	21/03/1966	≤ 17 UT
	Grande Source de Béni-Abbès	1966	≤ 7 UT
	Grande Source de Béni-Abbès	1970	≤ 10 UT
Nappe de la Hamada du Guir	Hassi Zguilma Srir	27/09/1964	≤ 26 UT
	Hassi Zguilma kebir	27/09/1964	≤ 33 UT
	Hammaguir, forage Ouest	Nov, 1971	≤ 4 UT
Nappes du Paléozoïque:			
Monts d'Ougarta	Ain-ed-Dhobb (nappe des Grès cambriens)	27/04/1968	12 ± 3 UT
Monts d'Ougarta	Ain en-Néchéa (Cambrien)	19/04/1973	17 ± 3 UT
Monts d'Ougarta	Foggara d'Ougarta (nappe des schistes siluriens)	12/09/1965	≤ 18 UT
Monts d'Ougarta	Foggara d'Ougarta (schistes siluriens)	08/03/1966	≤ 17 UT
Ahnet	Ain Tikkidine (Ahnet) (nappe du Dévonien)	07/05/1966	≤ 12 UT
Ahnet	Ain Tikkidine (Ahnet) (nappe du Dévonien)	15/11/1971	4 ± 1
Ahnet	Hassi el Bachir (nappe du Carbonfère)	16/11/1971	5 ± 1
Mouydir	Ain Redjem (nappe du Dévonien)	30/04/1968	≤ 5 UT
Nappes liées aux alluvions des vallées:			
* Eau des alluvions de Oued Saoura		Sept, 1964	981 ± 59 UT
* Vallée Oued Irharrhar (Nord du Hoggar)	Puits Amguid		68 ± 13 UT
* Vallée de l'Ahnet-Mouydir (Sud de Reggane)	Pts Anou-Tirechoumine		200 ± 14 UT
	Hassi Archira		49 ± 10 UT
	Hassi-El-Khenig		52 ± 7 UT
	Hassi Habadra		276 ± 16 UT
Nappe Erg Chech	Pts de Grizim (série antécambrienne)	02/04/1966	20 ± 4 UT
	Hassi Mkakane (sable argileux Villafranchien inf)	27/05/1966	34 ± 7 UT
	Bir ben Takoul (sable argileux Villafranchien inf)	02/05/1966	≤ 15 UT
	Bir Kaddour (sable argileux Villafranchien inf)	03/05/1966	≤ 12 UT
	Bou Bernous (nappe au toit des argiles du Dév, inf)	28/03/1966	≤ 19 UT

Tableau 5.6. Teneurs en Tritium des différentes nappes du Sahara Occidental

Dans la partie centrale de l'Erg Occidental, plus à l'Est, les teneurs en Tritium varient entre 2 et 12 UT, ce qui laisse supposer que l'eau actuelle traverse toute la zone non saturée, parfois

très épaisse (jusqu'à 44m à Hassi Boukhla) en moins de 50 ans et cette donnée bouleverse les connaissances quelque peu admises jusqu'à ce jour (Conrad et *al*, 1975).

Les nappes du Paléozoïque, aussi bien dans les Monts d'Ougarta que dans l'Ahnet et le Mouydir, plus au Sud, sont des nappes d'extension limitée avec une alimentation des sources d'importance réduite. Celles sur les Monts d'Ougarta (Ain-ed-Dhobb et Ain en-Néchéa), près de la Sebkha el Melah, ont tari actuellement, selon les habitants locaux. Les teneurs décelables seraient liées aux fortes précipitations. Les fortes teneurs en Tritium mesurées dans les eaux de la Sebkha (Fontes et Gonfiantini, 1967) peuvent l'attester.

Par ailleurs, dans les nappes liées aux alluvions de la vallée de la Saoura, le phénomène de la recharge est évident. Les crues contribuent d'une manière quasi-annuelle au relèvement du niveau piézométrique de la nappe superficielle, liée à l'oued, et ceci, conjointement avec la nappe du Grand Erg Occidental (Conrad et Olive, 1972).

De même, dans la vallée de l'oued Irharrar, au Nord du Hoggar ainsi que dans les vallées des bassins de l'Ahnet et du Mouydir (tab.5.6), l'activité de la teneur en Tritium montre bien la contribution des eaux récentes à l'alimentation des nappes.

La nappe superficielle qui imprègne les alluvions superficielles de Erg Chech est alimentée par celle du Continental Intercalaire sur sa bordure orientale et probablement, faiblement, par le sous-écoulement de l'axe Guir-Saoura-Messaoud au Nord-Est, celui de la Daoura au Nord Ouest et celui de l'oued Chenachene à l'Ouest-Sud-Ouest. La participation des précipitations à la recharge de la nappe est possible à la suite des fortes précipitations qui peuvent, d'une manière anarchique, arroser la bordure orientale de l'Eglab.

IV. 2. Les isotopes du Carbone -13 et -14

Le Carbone-13 est un isotope stable du Carbone tandis que le Carbone 14 est un isotope radioactif. La mesure de ce dernier en particulier, permet de déterminer le temps de séjour des eaux dans l'aquifère et de donner un âge jusqu'à 30 000 ans. De façon générale, le principe est basé sur l'acquisition du Carbone atmosphérique par l'eau s'infiltrant dans la nappe.

Dans la vallée de la Saoura, cette datation permettrait de répondre à certaines interrogations quant à l'ancienneté des eaux de la région et à l'importance des phénomènes de recharge actuelle. Nous n'avons, malheureusement pas pu réaliser nous même ce type d'analyses; toutefois, nous disposons d'une dizaine de résultats réalisés en décembre 1970, par Conrad et Fontes (1972) que nous avons essayé de réinterpréter. Avant de les discuter, il nous a paru utile de présenter les principes fondamentaux du traçage du Carbone dans les eaux souterraines.

IV. 2.1. Généralités

IV. 2.1.1 Le Carbone-13

Les teneurs en ^{13}C sont exprimées en unités delta (δ), parts de différence relative entre la teneur en isotopes lourds d'un étalon et celle de l'échantillon suivant la relation:

$$\delta^{13}\text{C} = \left(\frac{\text{R échantillon}}{\text{R étalon}} - 1 \right) \times 1000 \quad \text{avec } R = {}^{13}\text{C} / {}^{12}\text{C}$$

L'étalon pour les mesures de teneurs en carbone 13 est le PDB (Bélemnite de la "Pee Dee" Formation) du Crétacé supérieur de Caroline du Nord U.S.A.

IV. 2.1.1.1 Origine du Carbone 13

Plusieurs réservoirs naturels peuvent être à l'origine du Carbone-13

- **Le CO₂ atmosphérique** : présent en quantité variable dans le temps. En effet, de 1977 à 1992, Levin et al (1995) donne des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CO₂ atmosphérique comprises entre -7.8 et -8.2 ‰. Clark et al (1997) donne des teneurs actuelles d'environ -8‰.
- **Le CO₂ biogénique** : résultant de la respiration racinaire et de l'oxydation de la matière organique, il sera marqué différemment selon le type de cycle photosynthétique à l'origine de la végétation:

* le cycle de Calvin ou cycle C₃. Il concerne 85% des espèces végétales et la quasi-totalité des plantes occupant les zones tempérées. Les teneurs en δ¹³C sont comprises entre -24 et -30‰ avec une moyenne proche de -27‰ (Vogel, 1993);

* le cycle de Hatch-Slack ou cycle C₄. Il concerne moins de 5% des espèces végétales (prairies tropicales et tempérées, canne à sucre, maïs, sorgho). Les teneurs en δ¹³C sont comprises entre -10 et -16‰ avec une moyenne proche de -12.5‰ (Vogel, 1993);

* le cycle mixte ou cycle de CAM (Crassulacean Acid Metabolism). Il est utilisé par 10% des végétaux (écosystèmes désertiques, cactées). Les teneurs en δ¹³C sont intermédiaires entre les deux familles précédentes, proches de -17‰ (Vogel, 1993);

- **Le CO₂ mantellique profond**, avec des teneurs en δ¹³C variant de -5 à -8‰ (Allard, 1986; Clark et Fritz, 1997). Le CO₂ d'origine métamorphique (décomposition des carbonates) présente des teneurs en δ¹³C plus positives de l'ordre de 3 à 8‰ (Clark et Fritz, 1997).

- **Les carbonates d'origine marine**, avec des teneurs en δ¹³C généralement compris entre -2 et +2‰ (Clark et Fritz, 1997), pouvant évoluer sous l'effet de la diagenèse ou du métamorphisme.

IV. 2.1.1.2 Fractionnement isotopique

Les eaux météoriques se chargent en CO₂ lors de l'infiltration et on assiste à une hydratation du CO₂ gazeux et dissociation en carbonates et bicarbonates. La répartition entre les différentes espèces carbonatées est fonction du pH (*voir Chapitre Hydrochimie, § IV. 3. Les équilibres calco-carboniques et Espèces carbonées en solution, pour plus de détails*). Ainsi, lors de tout changement de phase (gaz-liquide ou solide-liquide), on assiste à un fractionnement isotopique. Sans rentrer dans le détail des équations du bilan isotopique et des facteurs de fractionnement données par des relations de différents auteurs (Clark et Fritz, 1997; Fontes, 1985, 1979; Vogel et al., 1986; Mook et al., 1974; Deines et al., 1974; Bottinga et al., 1968), nous pouvons dire que les teneurs en ¹³C des espèces carbonées sont fonction des facteurs de fractionnement intervenant entre le CO₂ gazeux et les espèces aqueuses (H₂CO₃) et ioniques (HCO₃⁻, CO₃²⁻).

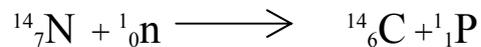
Le fractionnement isotopique est 2 à 3 fois plus grand pour le carbone 14 que pour le carbone 13.

IV. 2.1.2 Le Carbone-14

Les teneurs en carbone-14 sont exprimées en pourcentage de carbone moderne (pcm). L'activité du "Carbone moderne" est définie comme étant égale à l'activité de l'acide oxalique standard détenu par le "National Bureau of Standards" américain en 1950. Elle correspond à 13.56 désintégrations par minute et par gramme de carbone.

IV. 2.1.2.1. Origine du Carbone-14

- **Origine atmosphérique:** La majorité du carbone-14 est produite naturellement dans l'atmosphère par l'interaction entre l'azote gazeux atmosphérique et le rayonnement cosmique dans la zone située entre la stratosphère et la troposphère vers 12 km d'altitude (Mook et *al*, 2000). Lorsque le rayonnement cosmique atteint la stratosphère, il produit un flux de neutrons thermiques en entrant en collision avec les atomes et les molécules environnants. Ces neutrons secondaires cosmiques interagissent alors avec l'azote-14 pour former du carbone-14 suivant la réaction:



- **Origine anthropique:** Le carbone-14 peut également provenir des essais atmosphériques thermonucléaires des années 50. Ces essais ont provoqué une augmentation de l'activité atmosphérique en carbone-14 qui a alors atteint 200 pcm (Fig.5.29) (Nydal et *al*, 1971, cités par Fontes, 1976). La dilution avec le carbone océanique a cependant rapidement contribué à la baisse des teneurs. De nos jours, l'activité atmosphérique du carbone-14 est considérée comme proche de 100 pcm.

- **Origine radiogénique:** la production de carbone-14 hypogénique résulte, dans ce cas, de l'activation de l'azote-14 en zones de haut flux neutronique. Ce flux de neutrons a pour origine la fission in situ de l'Uranium ou d'autres éléments. Ce type de production est la plupart du temps négligeable dans les eaux souterraines.

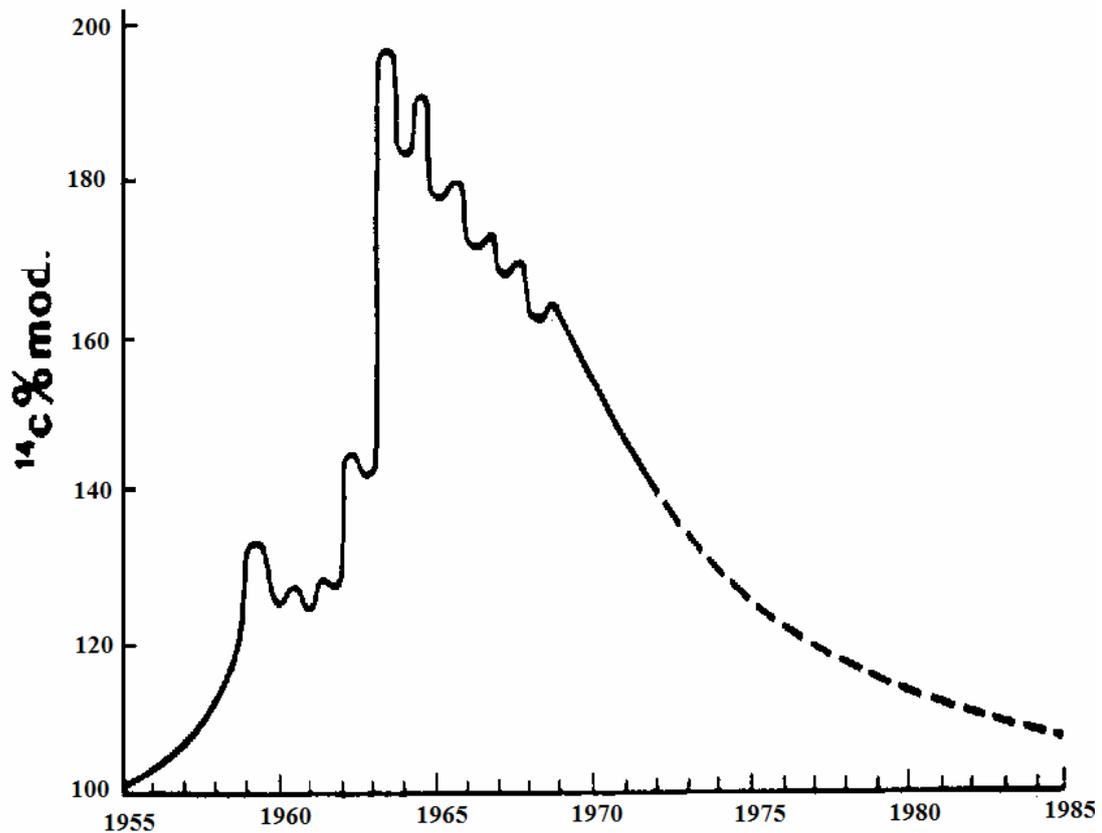
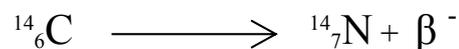


Fig.5.29. L'excès de radiocarbone apporté par les essais nucléaires (Nydal et *al*, 1971)

IV. 2.1.2.2. Décroissance radioactive

La datation est basée sur le phénomène physique de la décroissance radioactive.



Le carbone-14 se désintègre en émettant un rayonnement β^- qui permet sa détection par comptage. La datation nécessite la connaissance de l'activité initiale A_0 en carbone-14 de l'échantillon et suppose une absence de phénomènes d'échanges pouvant modifier cette teneur initiale.

$$A_t = A_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

$$t = - 8267 \cdot \ln (A_t / A_0)$$

avec t : temps depuis la recharge de l'aquifère

A_0 : activité initiale en ^{14}C du carbone minéral total dissous lors de la recharge

A_t : activité résiduelle en ^{14}C du carbone minéral total dissous au moment du prélèvement

$\lambda = \ln 2 / t_{1/2}$ et $t_{1/2} = 5730$ années (Godwin, 1962)

Dans le cas des eaux souterraines, il est possible de dater jusqu'à une période maximum de 30000 ans (Fontes, 1985). En effet, l'activité initiale est fortement perturbée lors de son parcours avec les systèmes carbonatés et de nombreuses réactions géochimiques (dissolution de la calcite et de la dolomite, échanges isotopiques avec la matrice, réactions biochimiques d'oxydation, phénomènes de diffusion) peuvent aboutir à un vieillissement artificiel des eaux par dilution du carbone-14. Il est donc souvent nécessaire d'avoir recours à un modèle de correction d'activités pour estimer de façon satisfaisante l'activité A_0 à l'entrée du système.

IV. 2.1.3. Bilan

Le schéma de la figure 5.30 résume de façon simplifiée l'évolution des isotopes du carbone entre l'atmosphère et les eaux souterraines. Le passage du Carbone-14 de l'atmosphère, vers la matière organique, puis vers les eaux souterraines y est clairement représenté. Les différents réservoirs du carbone-13 ainsi que le fractionnement isotopique marqué entre le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2(g) \text{ sol}}$ et le $\delta^{13}\text{C}_{\text{CMDT}}$ sont également bien schématisés. De même, les différences théoriques entre un système ouvert idéal et un système fermé y sont signalées.

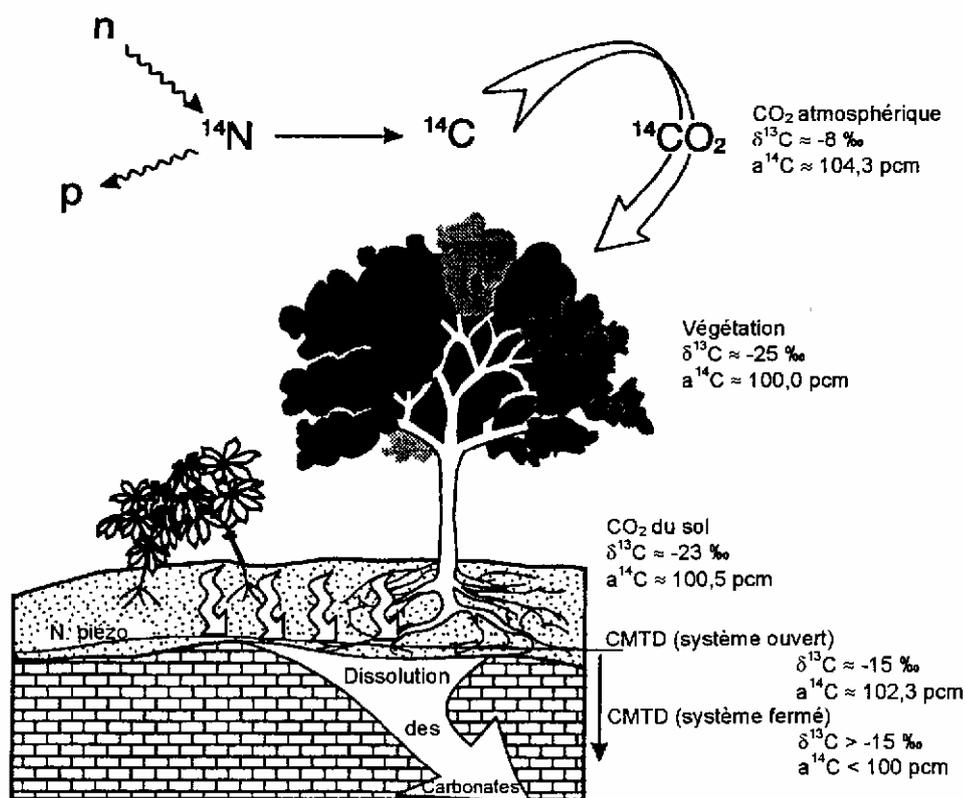


Fig.5.30. Teneurs et cheminement du carbone-13 et du carbone-14 depuis l'atmosphère jusqu'aux eaux souterraines (Clark et Fritz, 1997, modifié)

IV. 2.2. Les isotopes du Carbone dans les eaux de nappes de la Saoura

Les teneurs en carbone-13 montrent une gamme de variation assez peu étendue: de -9.52 à -4.81; tandis que les activités en carbone 14 mesurées varient entre 18 et 106 % (tableau 5. 7). Nous ne disposons malheureusement pas d'autres mesures sur la région, aussi bien de ^{13}C que de ^{14}C pour pouvoir comparer. Nous remarquons que pour les eaux de la nappe du Grand Erg les activités ^{14}C les plus faibles ne sont pas particulièrement localisées à un endroit de la Saoura , tandis qu'elles se situent plus au nord (foggara d'Hammaguir) pour la nappe de la Hamada du Guir. Par ailleurs, les activités les plus fortes se situent en deux points: à Ain Dhobb, et à Béni-Abbès, où elles dépassent 100%. Ces valeurs traduisent une recharge actuelle ou une forte participation d'eau post-nucléaire.

En règle générale (Fontes, 1985), lorsque $A^{14}\text{C} \geq 100$ pcm, le système $\text{H}_2\text{CO}_3/\text{HCO}_3^-/\text{CO}_3^{2-}$ est soit ouvert sur une surface de CO_2 biogène (nappe libre peu profonde en relation directe

avec l'horizon humifère : ce serait le cas des eaux des formations néogènes de la nappe du Grand Erg à Béni-Abbès par exemple), soit en réouverture sur la strate biologique (c'est le cas de certains systèmes captifs sub-artésiens et anciens qui remontent à la surface à la faveur d'accidents tectoniques). Ce second cas semble s'appliquer aux eaux des Monts d'Ougarta, où des températures élevées des eaux ont été mesurées par Roche (1973) et par nous même sur le forage de Zghamra durant la campagne 1 en 2004 (30°C). Mais, une activité supérieure à 100 PCM peut-être également le produit d'un mélange eau ancienne-eau récente contemporaine du pic de 1963 (fig. 5.29).

Nom	Localisation	Nappe	Date	T°C	pH	R.S.	CO ₂ (mg/l)	HCO ₃ (mé/l)	d ¹⁸ O‰	¹³ C PDB	¹⁴ C %
IG3	Puits Igli	Grand Erg	Déc. 1970	24.5	7.9	267	10	2	-5.23	-7.16	38.8±0.6
Fg	Foggara Béni-Abbès	Grand Erg	Déc. 1970	17.5	7.8	763	0	2.08	-4.57	-9.48	104.9±0.9
S1	Source Béni-Abbès	Grand Erg	Déc. 1970	7.8	356	10	2.56	-5.48	-6.67	31.1±0.3	
S12	Source Béni-Abbès	Grand Erg	Déc. 1970	26	7.8	427	15	2.72	-5.44	-5.54	32.8±0.21
KZ1	Puits Kerzaz	Grand Erg	Déc. 1970	7.8	388	10	2.15	-5.84	-4.88	38.3±0.8	
KS2	Puits Ksabi	Grand Erg	Déc. 1970	21	7.4	1580	10	1.75	-4.69	-4.81	
Z3	Hassi Zguilma	Hamada du Guir	Déc. 1970	17.5	7.6	1362	60	7.05	-9.74		49.4±0.4
Z4	Hassi Zguilma	Hamada du Guir	Déc. 1970	21	7.5	1136	60	6.15	-10.2	-9.06	48.4±0.5
Z7	Foggara Hammaguir	Hamada du Guir	Déc. 1970	24	7.6	885	35	3.64		-9.52	18.9±1.5
Z12	Puits Ain Dhobb	Monts d'Ougarta	Déc. 1970	23	7.7	1026	30	5.27	-6.45	-7.07	106.6±1.0

Tableau 5. 7. Teneurs en ¹³C et ¹⁴C de quelques eaux de la vallée de la Saoura et leurs caractéristiques physico-chimiques (Conrad et Fontes, 1972)

Les nappes dont les eaux aux émergences sont supposées anciennes ont des activités en carbone-14 nettement inférieures à l'activité du carbone moderne (Conrad et Fontes, 1972). Les températures de tous les points d'eau considérés sont relativement basses (<32°C), ce qui limite l'échange isotopique avec l'aquifère (Munich et Thilo, 1970).

Pour la nappe du Grand Erg, en partant de l'amplitude maximale théoriquement possible de variation de la teneur initiale en ¹⁴C du carbone dissous, soit 50 à 100%, Fontes (1972) estime l'âge radiométrique apparent des eaux de la nappe entre 4000 et 10 000 ans B.P.

Pour la nappe de la Hamada du Guir, les eaux prélevées plus au Nord (foggara Hammaguir), donc plus près des zones supposées de recharge, ont des teneurs plus faibles en ¹⁴C. L'influence d'une recharge locale vieille de quelques milliers d'années et dont les eaux relaient de façon probablement totale les apports en provenance des confins atlasiques, apparaît ici (Conrad et Fontes, 1972).

IV. 2.3. Application des modèles de correction et calcul d'âges

En reprenant les données du tableau 5.7, nous avons essayé de recalculer nous même les âges à partir de différents modèles de correction.

Il existe dans la littérature plusieurs types de modèles de correction de l'activité initiale A_0 , basées sur deux approches différentes :

- la première approche est celles des modèles basés sur la dilution chimique (modèles Tamers et Olive) ou isotopique (modèle Pearson) entre deux sources (le $\text{CO}_2(\text{g})$ du sol et les carbonates de la matrice aquifère).
- la deuxième approche est celle des modèles basés sur le phénomène d'échanges isotopiques avec ou sans fractionnements isotopiques entre le Carbone Minéral Total Dissous, la phase gazeuse et la matrice carbonatée (modèles AIEA, Fontes et Garnier (+eq), Evans et Eichinger).

Sans rentrer dans les détails de ces modèles, nous présenterons brièvement ci-dessous les principes et équations appliqués pour chacun. Il est toutefois utile de rappeler qu'une critique exhaustive de leurs avantages peut être consultée dans Fontes (1985, 1992), Clark et Fritz (1995), Olive (1998), Kalin (1999) et Geyh (2000).

Les abréviations suivantes sont utilisées dans les différentes formules et équations :

g = CO_2 du sol

s = carbonate solide

A = activité du carbone 14 (pcm)

δ = teneur en ^{13}C (‰ vs PDB)

a = concentration en H_2CO_3

b = concentration en HCO_3^-

c = concentration en CO_3^{2-}

T = concentration en CMTD

ε_{ij} = facteur d'enrichissement de l'isotope stable entre l'espèce i et j.

IV. 2.3.1. Modèles de dilution

Le modèle de Tamers (1967) se base sur une balance chimique:

$$A_{0_{\text{Tamers}}} = \frac{(a + 0,5.b).A_g + 0,5.b.A_s}{a + b}$$

Le modèle d'Olive (1998) utilise la notion d'alcalinité et d'acidité pour définir un paramètre p correspondant au pourcentage de carbone actif dans le CMTD. Il distingue:

- milieu calcaire $p = \frac{(ACI)}{(ACI) + (ALC)} = \frac{(ACI)}{2.T} < 1$
- milieu non calcaire $p = 1$
avec $(ALC) \sim b + 2.c$ et $(ACI) \sim b + 2.a$ en meq/l.

La correction sur A_0 est alors:

- $A_0 = p. 90$ pour une eau infiltrée avant 1952;
- $A_0 = p. 110$ pour une eau infiltrée après 1952.

Le modèle de Pearson (Ingerson et Pearson, 1964) est basé sur une balance isotopique sur le carbone 13:

$$A_{0_{\text{Pearson}}} = \left[\frac{(A_g - A_s) \cdot (\delta_T - \delta_s)}{\delta_g - \delta_s} \right] + A_s$$

IV. 2.3.2. Modèles d'échanges isotopiques

Le modèle de Mook (1976) présente un facteur de correction ajouté au $A_{0 \text{ Tamers}}$: $A_{0 \text{ Mook}} = A_{0 \text{ Tamers}} + k_{\text{Mook}}$:

$$k_{\text{Mook}} = \frac{0,5.(A_g - A_s).[\delta_T.(a+b) - (a+0,5.b).\delta_g - 0,5.b.\delta_g]}{(a+b).[0,5.(\delta_g - \delta_s) - \varepsilon_{gb}]}$$

Le modèle de Fontes et Garnier (1979) présente aussi un terme additif $k_{\text{F\&G}}$ à $A_{0 \text{ Tamers}}$ mais il permet d'envisager différentes possibilités d'échanges entre la phase gazeuse (F&G eq.) ou la phase solide (F&G):

$$k_{\text{F\&G}} = \frac{(A_g - A_s).[\delta_T.(a+b) - (a+0,5.b).\delta_g - 0,5.b.\delta_g]}{(a+b).[\delta_g - \varepsilon - \delta_s]}$$

On suppose que pour le premier calcul ε égale ε_{gb} . Si $k_{\text{F\&G}}$ est négatif, l'échange isotopique se fait avec la phase solide, si $k_{\text{F\&G}}$ est positif l'échange se fait avec la phase gazeuse.

- S'il y a échange avec la phase gazeuse, a et b sont en équilibre avec cette phase et il faut alors remplacer les termes de $k_{\text{F\&G}}$. On parle alors du modèle de F&G équilibrant.

ε par ε_{gb}

$(a+0,5.b).\delta_g$ par $0,5.b.(\delta_g - \varepsilon_{gb}) + a.(\delta_g + \varepsilon_{ag})$

$(a+0,5.b).A_g$ par $A_g.(1 + \varepsilon_{ag}^{14}).a + 0,5.b.(1 + \varepsilon_{gb}^{14}).A_g$

avec $\varepsilon_{ij}^{14} = \frac{2,3}{1000}.\varepsilon_{ij}^{13}$ facteur d'enrichissement en radiocarbone entre l'espèce i et j.

- S'il y a échange avec la phase solide, il faut simplement remplacer dans $k_{\text{F\&G}}$, ε par ε_{bs} .

Le modèle AIEA (Salem *et al.*, 1980) considère deux étapes, avec d'abord un équilibre entre bicarbonates et le CO₂ gazeux puis une dissolution des carbonates de la matrice:

$$A_{0_{AIEA}} = \frac{(\delta_T - \delta_s) \cdot (A_g - A_s) + (\delta_g - \varepsilon_{gb} - \delta_s) \cdot A_s}{\delta_g - \varepsilon_{gb} - \delta_s}$$

Le modèle d'Evans (1979) propose un modèle basé sur les processus de dissolution et précipitation. Il considère que seule la précipitation est associée à un fractionnement isotopique:

$$\frac{A_g}{A_{0_{Evans}}} = \left[\frac{(\delta_s - \varepsilon_{sb} - \delta_g)}{(\delta_s - \varepsilon_{sb} - \delta_T)} \right]^{(1+10^{-3} \cdot \varepsilon_{sb})}$$

Pour une température comprise entre 0 et 25°C, ε_{sb} est inférieur à 1 ‰ et l'équation précédente se simplifie:

$$A_{0_{Evans}} = A_g \cdot \left[\frac{(\delta_s - \varepsilon_{sb} - \delta_g)}{(\delta_s - \varepsilon_{sb} - \delta_T)} \right]$$

Le modèle d'Eichinger (1983) propose une correction du $A_{0_{Tamers}}$ dans le cas d'un échange isotopique partiel avec les carbonates de la matrice:

$$A_{0_{Eichinger}} = A_{0_{Tamers}} * E \quad \text{avec} \quad E = \frac{\delta_T - \delta_e}{\delta_i - \delta_e}$$

δ_i correspond au $\delta^{13}\text{C}$ du CMTD après qu'aient eu lieu les processus de dissolution mais avant tout échange:

$$\delta_i = \frac{a \cdot \delta_a + 0,5 \cdot b \cdot (\delta_a + \delta_s)}{a + b}$$

δ_e correspond au $\delta^{13}\text{C}$ du CMTD en équilibre avec les carbonates solide:

$$\delta_e = \frac{a \cdot (\delta_s - \varepsilon_{sb} + \varepsilon_{gb} + \varepsilon_{ag}) + b \cdot (\delta_s - \varepsilon_{sb})}{a + b}$$

IV. 2.3.3. Résultats

Le milieu aquifère dans la vallée de la Saoura est un milieu calcaire à l'origine (abondance des carbonates dans les sables du Grand Erg et calcaires gréseux du Néogène) favorable à des échanges aussi bien chimiques qu'isotopiques.

Nous présentons sur les tableaux 5.7 et 5.8 les activités initiales corrigées de Carbone 14 ainsi que les âges calculés, à titre indicatif, par les différents modèles

Nom	Ao TAMERS	Ao PEARSON	Ao MOOK	Ao F & G	Ao F & G eq	Ao AIEA	Ao EVANS	Ao EICHINGER	Ao OLIVE
Fst	51.91	45.14	78.55	44.96	87.01	77.30	43.70	42.13	43.28
IG3	51.38	34.10	62.08	33.34	61.47	54.95	31.21	30.36	43.76
S1	51.71	31.76	58.65	30.86	59.28	50.98	28.69	27.68	43.46
S12	51.69	26.38	51.68	25.18	50.38	42.00	22.88	21.84	43.48
KZ1	51.72	23.24	47.54	21.99	47.59	37.45	19.87	18.66	43.45
KS4	54.30	22.90	44.07	21.80	60.73	38.02	20.20	17.05	41.13
Z3	52.96	0.00	12.02	-1.40	30.18	0.00	-2.64	-5.61	42.34
Z4	53.48	43.14	72.74	42.78	89.79	71.61	41.15	39.41	41.87
Z7	52.69	45.33	75.63	45.02	87.01	73.36	43.00	41.89	42.58
Z12	52.19	33.67	60.89	32.92	65.92	54.94	31.01	29.66	43.03

Tableau 5.8. Activités initiales ^{14}C corrigées

Ech.	âge Tamers	âge Pearson	âge Mook	âge F & G	âge F & G eq	âge AIEA	âge Evans	âge Eichinger	âge Olive
Fst	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel
IG3	2321	actuel	3886	actuel	3804	2877	actuel	actuel	995
S1	4203	174	5245	actuel	5333	4086	actuel	actuel	2766
S12	3760	actuel	3759	actuel	3548	2044	actuel	actuel	2330
KZ1	2484	actuel	1787	actuel	1795	actuel	actuel	actuel	1043
Z3	575		actuel		actuel				actuel
Z4	825	actuel	3368	actuel	5109	3239	actuel	actuel	actuel
Z7	8476	7233	11463	7175	12622	11212	6797	6580	6714
Z12	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel

Tableau 5.9. Ages ^{14}C calculées

Bien que la variabilité des résultats soit assez marquée d'un modèle à l'autre, nous pouvons remarquer que les âges donnés par celui de Tamers, Mook, F&G eq, AIEA et dans une moindre mesure Olive, sont assez logiques et conformes à nos précédentes interprétations.

V. Estimation de la Recharge

L'estimation de la recharge en milieu désertique est un problème délicat qui a suscité de nombreuses interrogations. Plusieurs hypothèses ont été émises quant à l'alimentation de la nappe du Grand Erg Occidental. Suite aux observations de E. F. Gautier (1923, 1928), l'étude de H. Schoeller en 1945 a d'abord émis l'hypothèse de l'existence pour la première fois d'une nappe importante sous les dunes du Grand Erg Occidental et de son éventuelle alimentation soit à partir de l'infiltration des eaux de pluie ou de la condensation de la vapeur atmosphérique à l'intérieur des dunes. En observant l'humidité du sol en fonction de la profondeur dans les dunes, il considère que l'humidité des sables peut être due à l'évaporation de la nappe, et pense à une alimentation de la nappe par infiltration. Par ailleurs, des profils sismiques effectués par la Compagnie de Géophysique ont révélé l'existence de sables humides en profondeur. Ce n'est qu'en 1956 que des chercheurs physiciens du CNRS concluent à la présence dans l'erg d'un résidu d'eau datant du dernier "pluvial", estimant que l'eau contenue dans les sables des dunes ne peut provenir de la nappe par évaporation ou de la pluie tombant sur l'erg. Par la suite, les mesures isotopiques réalisées par Conrad et al (1972, 1973, 1975), ont mis en évidence le phénomène de recharge dans la vallée de la Saoura où les crues contribuent d'une manière quasiannuelle au relèvement du niveau piézométrique de la nappe superficielle liée à l'oued, et ceci conjointement à la nappe du Grand Erg Occidental située rive gauche de la Saoura.

Dans la région de Béni-Abbès, M. Yousfi (1984) réalisa des profils avec carottages continus en profondeur afin d'estimer la valeur de l'infiltration, à partir de la méthode du Tritium et celle du bilan du Chlore. La teneur en tritium étant particulièrement élevée dans l'hémisphère nord en 1963-1964 à cause de la puissance des essais thermo-nucléaires aériens pendant cette période, il est en principe aisé d'identifier l'eau infiltrée pendant ces années (*voir paragraphe sur le tritium*). Une fois l'identification faite dans l'eau du sol, la recharge annuelle moyenne depuis 1963 est calculée en divisant la quantité d'eau disponible au dessus de cette couche par les années écoulées (Dincer et al, 1974). La valeur de la recharge ainsi calculée sur le profil de Hassi Juiffa, ($R=31$ mm/an) paraît surestimée tandis que celle calculée par la méthode des chlorures, beaucoup plus faible ($R=0.13$ mm/an) semble plus raisonnable. Nous présentons ci-dessous la méthode de calcul de cette dernière valeur.

V.1. Estimation de la recharge à l'aide de la méthode du bilan par les Chlorures

- Principe de la méthode

C'est Anderson (1945) qui utilisa, le premier, le chlore de l'eau de pluie et des eaux souterraines pour calculer le coefficient d'alimentation. Nous reprenons, ci-dessous le principe de la méthode utilisée par Yousfi M. (1984) dans un profil de sol à Hassi Juiffa, dans la région de Béni-Abbès.

En l'absence de ruissellement, le rapport du débit des nappes (V_n) à l'apport d'eau par la pluie (V_p) est égal au rapport entre la concentration C_p en Chlorures de l'eau de pluie et la concentration C_n de la nappe :

$$\frac{V_n}{V_p} = \frac{C_p}{C_n} \quad (1)$$

La méthode des Chlorures a été utilisée par Gatewood, Robinson, Colbes (1950) (*in Yousfi, 1984*) pour calculer l'évapotranspiration dans le fond de la vallée de Safford, dans l'Arizona. Ces auteurs partaient du principe que si Q_i est le débit de l'eau de la nappe latérale de concentration C_i en Chlorures, et Q_0 , le débit de l'eau de la nappe dans le fond de la vallée avec une concentration C_0 en Cl^- , on a une relation homologue à la précédente (1) :

$$Q_0 = Q_i \frac{C_i}{C_0} \quad (2)$$

La quantité évapotranspirée Q_d s'exprime alors par :

$$Q_d = Q_i - Q_0 = Q_i \left(1 - \frac{C_i}{C_0} \right) \quad (3)$$

Cette relation de bilan à l'échelle annuelle est généralisée par Edmunds et Walton (1980) :

$$C_g = C_N \frac{N}{N - E} \quad (4)$$

où :

C_g : est la concentration en chlorures de l'eau souterraine

C_N : est la concentration en chlorures de l'eau de pluie

N : est le total annuel des précipitations atmosphériques

E : est le total annuel de l'évapotranspiration

La concentration moyenne annuelle en chlorures des précipitations peut être estimée par la relation (Allison & Hugues, 1978) :

$$C_p = 0.99 / \sqrt[4]{d} - 0.23 \quad (5)$$

où d représente la distance de la côte (en km) dans la direction la plus probable

Cette méthode ne peut évidemment être appliquée que si la seule source des chlorures est soit les précipitations, soit les aérosols, et que par conséquent, les chlorures ne proviennent pas des phénomènes d'altération ou de dissolution:

On peut alors écrire :

$$\overline{P C_p} = \overline{R C_R} \quad (6)$$

où

P est la précipitation annuelle de concentration C_p

R est le flux de recharge de concentration C_R

Par ailleurs, la relation (6) peut s'écrire:

$$\overline{R C_R} = \overline{P C_p} + \overline{\Delta R \Delta C_p} \quad (7)$$

où ΔR et ΔC_p représentent les écarts de valeurs annuelles de R et C_R à partir des moyennes annuelles :

$$\overline{P C_R} = R_p C_p + \Delta R \Delta C_p \quad (8)$$

$$\text{d'où} \quad \overline{R} = (\overline{P C_p} - \Delta R \Delta C_R) / \overline{C_R} \quad (9)$$

Le rapport de la quantité évaporée Q_v (concentration C_v) à la quantité infiltrée Q_i (concentration C_i) est représenté par :

$$\frac{Q_v}{Q_i} = \frac{C_i}{C_p} - 1$$

- Application au profil de Hassi Juiffa à Béni-Abbès

Les calculs ont été effectués à partir de la teneur en eau pondérale W :

$$W = \frac{M_w}{M_s + M_w}$$

Où : M_s est la masse du sédiment sec

M_w est la masse d'eau extraite sous vide

W est la teneur en eau pondérale

ou encore :

$$M_w = \frac{W \cdot M_s}{(1 - W)}$$

Les teneurs en eau pondérale ont été déterminées par distillation sous vide des échantillons à environ 60°C et piégeage à l'azote liquide (-180°C) pendant une durée de 12h environ selon la technique utilisée par Kunze (1961), da Silva Rosa (1980), Zouari (1982) (*in Yousfi, 1984*). L'échantillon est mis à l'étuve par la suite (105°C) durant une nuit et pesé pour s'assurer de la complète déshydratation.

Par ailleurs, le bilan dans le sol peut s'écrire :

$$M_w * C_i = Q * C_q$$

Q est la quantité d'eau d'éluion

C_q est sa concentration en Cl

En combinant, $C_i = \frac{(Q * C_q) (1 - w)}{W M_s}$

C_i représentant la concentration en Cl^- de l'eau interstitielle du sédiment.

La valeur moyenne du profil de Hassi Juiffa est évaluée à 1380 mg/l environ, en considérant que la quantité d'eau distillée et de masse du sédiment sec est de 100 ml et 20g respectivement.

Avec, $C_i = 1380 \text{ mg/l}$
 $C_p = 6 \text{ mg/l}$,

On a :

$$\frac{Q_v}{Q_i} = \frac{C_i}{C_p} - 1 = 229$$

La lame d'eau infiltrée est alors donnée par :

$$\frac{Q_v}{Q_i} = \frac{Q_p - Q_i}{Q_i}$$

Connaissant le rapport Q_v / Q_i et Q_p hauteur moyenne des précipitations (30 mm/an), la lame d'eau infiltrée annuellement est de :

$$Q_i = 0.13 \text{ mm/an}$$

En reportant cette valeur calculée au sédiment poreux, pour une porosité égale à 0.45, le taux de recharge obtenu est de :

$$hr = \frac{0.13}{0.45} = 0.22 \text{ mm/an dans le profil considéré}$$

V. 2. Estimation de la recharge par la méthode des isotopes stables

La composition isotopique des eaux souterraines dans les régions arides peut être totalement différente de celle des précipitations locales, et ce, en raison de l'enrichissement de l'eau pendant l'évaporation.

Le déplacement des eaux souterraines par rapport à la droite météorique mondiale permet une estimation grossière de la recharge. Pour des taux de recharge important, l'enrichissement

isotopique par évaporation est minimal, alors que pour des valeurs faibles de la recharge, le déplacement des eaux par rapport à la droite météorique est important (Clark & Fritz, 1997). Allison et *al.* (1983) donne les relations empiriques suivantes pour le calcul de la recharge dans les sables assez grossiers :

$$\Delta \delta \text{ } ^2\text{H} = 22/ \sqrt{\text{recharge (mm/an)}} ,$$

ou bien, $\Delta \delta \text{ } ^{18}\text{O} = 3/ \sqrt{\text{recharge (mm/an)}} \text{ (dérivée de l'équation du deutérium)}$

où $\Delta \delta \text{ } ^2\text{H}$ et $\Delta \delta \text{ } ^{18}\text{O}$ représentent l'écart par rapport à la droite météorique.

En appliquant ces équations à nos données de la campagne 2, dont les teneurs en deutérium et oxygène-18 ont été analysées au laboratoire de l'AIEA, nous obtenons les résultats suivants (*tableau de calcul n°23 en annexe*) :

Nappe	R moy (mm/an)	R min (mm/an)	R max (mm/an)
Grand Erg Occidental	1.03	0.76	1.56
Terrasses quaternaires	0.96	0.69	1.21
Hamada du Guir	3.74	2.36	5.39
Monts d'Ougarta	3.28	/	/

Bien que le nombre de points considérés soit plus important et plus représentatif pour les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental, le taux de recharge, aussi bien pour la nappe du Grand Erg Occidental que celle des terrasses est pratiquement le même, de l'ordre de 1 mm/an. De même, celui de la nappe de la Hamada du Guir et celle des monts d'Ougarta sont très proches (3.74 mm/an pour la Hamada du Guir et 3.28 mm/an pour les Monts d'Ougarta). Les deux premières sont principalement localisées rive gauche de la Saoura, tandis que les secondes sont en rive droite, les Monts d'Ougarta ne sont en fait que le prolongement géographique de la Hamada.

Cette valeur de la recharge, bien qu'elle reste faible, pourrait s'expliquer par le taux des précipitations légèrement plus important au dessus de la Hamada.

Quoi qu'il en soit, ces valeurs de la recharge, notamment pour la nappe du Grand Erg, ne peuvent expliquer l'importance de la réserve et nous confirment donc l'ancienneté de ces ressources.

VI. Conclusion

Au Sahara Nord Occidental, la connaissance du signal isotopique "entrée" a permis de déterminer l'origine des précipitations dans la région (régime de type mousson soudanaise). En raison des phénomènes d'évaporation, les pluies les plus chargées en isotopes lourds seraient les plus faibles.

La relation $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ dans les eaux de pluie définit une droite d'évaporation de pente égale à 4.45, proche de celle des bassins évaporitiques ($p=4.6$). Les mesures de l'activité en tritium précisent l'absence ou la faible participation des eaux récentes aux réserves des nappes étudiées.

La relation $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ dans les eaux de nappes montre également une droite d'évaporation de pente égale à 4.22, pratiquement parallèle à celle des bassins évaporitiques, avec une signature isotopique nettement différente de celles des eaux de pluie actuelle, ce qui confirme l'ancienneté des réserves. Par ailleurs, les eaux de la Hamada du Guir, moins évaporées, se différencient de celles de la nappe du Grand Erg et des terrasses. Les phénomènes d'évaporation sont prépondérants et conditionnent les teneurs isotopiques. Les valeurs de l'excès en deutérium le confirment bien (négatifs pour les eaux de la nappe de l'Erg et des terrasses et positifs pour les eaux de la Hamada du Guir et des Monts d'Ougarta).

L'alignement de toutes les eaux selon une seule droite d'évaporation suggérerait une origine commune. Cependant, contrairement à la relation linéaire qui existe entre la teneur en isotopes et la salinité des eaux, celles de la Hamada du Guir, les plus appauvries en isotopes stables, les moins évaporées et peut-être plus anciennes que celles du Grand Erg, ont une minéralisation plus importante. Cette minéralisation est essentiellement due aux phénomènes de dissolution et d'hydrolyse, bien plus importants dans les formations tertiaires hamadiennes que dans les sables quaternaires de l'Erg (*voir diagrammes d'équilibre dans le chapitre 4*).

Les nappes de l'Erg, de la Hamada du Guir et des Monts d'Ougarta sont bien différenciées par leur composition isotopique. Les quelques mesures en Carbone 14 ont confirmé les résultats obtenus à partir des isotopes stables et tritium. La nappe du Grand Erg reçoit peut-être l'apport de précipitations actuelles mais c'est une eau fossile qui s'écoule aux sources. La grosse masse des réserves s'est constituée il y a quelques milliers d'années, pendant l'Humide néolithique, et c'est seulement après la réduction des apports, suite à l'aridification du climat, que le niveau piézométrique a progressivement baissé.

CONCLUSION GENERALE

Avant d'être une contribution à la connaissance des eaux de la vallée de la Saoura par les différentes méthodes physico-chimiques et isotopiques, ce travail est d'abord une synthèse complète de toutes les données et travaux existant sur la région.

La vallée de la Saoura est considérée ici, dans toute sa globalité, d'amont en aval (haute, moyenne et basse Saoura). Elle longe de nombreuses palmeraies, essentiellement localisées rive gauche, en bordure du Grand Erg Occidental, qui contient la nappe la plus importante de la région et dont l'étude ne peut être dissociée de celle des terrasses quaternaires qu'elle alimente.

La nappe de la Hamada du Guir et celle des Monts d'Ougarta, situées rive droite, et d'importance moindre, ont également été considérées dans notre étude.

Près de 40 ans séparent nos données des précédentes: l'aridité du climat, la construction du barrage de Djorf Ettorba en amont de l'Oued Saoura et l'exploitation anarchique des eaux souterraines par un grand nombre de puits au niveau des palmeraies sont autant de facteurs qui ont contribué à la dégradation de la qualité de la ressource en eau de la région, notamment au niveau de la nappe des terrasses. Une comparaison entre les résultats des différentes campagnes que nous avons réalisées a d'abord été faite (2002-2003-2004), puis entre nos données et celles déjà existantes (1964-2004).

L'étude hydrogéologique et piézométrique a bien montré qu'en tout point, l'oued draine la nappe dont les eaux s'écoulent de l'Est vers l'Ouest. Une baisse du niveau piézométrique a bien été enregistrée, notamment au niveau de la nappe des terrasses sur l'exemple considéré de la palmeraie de Béni-Abbès (>1m en moyenne). Le débit des exurgences semble toutefois stable et on ne note pas de variations importantes en plus de 40 ans.

Trois groupes d'eau ont été différenciés en fonction de leur minéralisation dont l'évolution se fait selon deux directions principales: d'amont en aval et depuis l'Erg vers l'Oued, conformément au sens d'écoulement souterrain pour cette dernière direction. En effet, la conductivité varie considérablement, de 300 à 19820 $\mu\text{s}/\text{cm}$. Les valeurs les plus faibles

Conclusion Générale

caractérisent les eaux typiques de la nappe de l'Erg tandis que les plus importantes sont celles des eaux de la nappe des terrasses et de l'inféro-flux de l'Oued avec tous les intermédiaires entre ces deux nappes.

Trois faciès chimiques des eaux ont également été mis en évidence en fonction de l'évolution de leur minéralisation. En effet, les eaux vont du faciès bicarbonaté calcique au faciès chloruré sodique, en passant par le faciès chloruré calcique ou magnésien. 52% des échantillons considérés ont un faciès chloruré calcique tandis que 37% sont du type chloruré sodique. En 1964, ce sont les eaux bicarbonatées calciques qui prédominaient.

Si l'étude hydrochimique a mis en évidence une importante augmentation de la salinité des eaux de la nappe des terrasses, les valeurs demeurent relativement stables pour les eaux de la nappe du Grand Erg Occidental et de la Hamada du Guir. Toutefois, le changement au niveau des faciès est bien évident, pour les deux nappes entre les deux périodes d'étude.

Afin d'expliquer les mécanismes d'acquisition des sels contenus dans l'eau, une modélisation géochimique visant à connaître l'état d'équilibre des différents minéraux a d'abord été utilisée. Elle nous a permis de calculer les indices de saturation de l'eau par rapport à certains minéraux ainsi que la pression partielle du CO_2 . Les eaux évoluent globalement de l'état non saturé vers l'état saturé. Elles sont à terme sursaturées par rapport à la calcite, la dolomite, le quartz et la calcédoine, et sous-saturées par rapport à la halite, l'anhydrite et le gypse. L'équilibre par rapport à la fluorite est nettement différencié entre les eaux de la nappe du Grand Erg et celle de la Hamada du Guir.

L'établissement de diagrammes d'équilibre a permis de mettre en évidence les phénomènes d'hydrolyse des silicates, ainsi que les phénomènes d'échanges de base avec les argiles qui différencient clairement les eaux de la nappe de l'Erg et des terrasses de celle de la Hamada du Guir où ces échanges sont prépondérants. Les carbonates sont présents partout dans les sables, grès, calcaires et argiles de la Saoura. Les équilibres calco-carboniques contrôlent également le chimisme des eaux et permettent d'estimer le degré d'ouverture du système aquifère étudié. La relation pH-HCO_3 , exprimée en fonction de la pCO_2 et des températures moyennes des eaux considérées a permis de conclure que le système est ouvert dans son ensemble, pouvant toutefois se refermer par endroits, en fonction des variations lithologiques.

Conclusion Générale

L'étude de l'évolution des différents cations et anions, des rapports ioniques caractéristiques ainsi que l'établissement de diagrammes de concentrations à l'échelle de la vallée et de transects chimiques dans le sens de l'écoulement à l'échelle des palmeraies, a montré que l'évaporation est le principal facteur conditionnant l'évolution de la minéralisation des eaux de la région. Les phénomènes de dissolution de sels, d'altération et d'hydrolyse jouent également un rôle important dans l'acquisition de la charge saline de ces eaux. Les rapports Br/Cl et Sr/Ca viennent confirmer les sources et origines de la salinité.

Conjointement aux méthodes géochimiques, l'outil isotopique a été utilisé. Nous ne disposons malheureusement pas d'une longue chronique pour les pluies actuelles. Quoiqu'il en soit, l'analyse des teneurs en Oxygène 18 des eaux de pluie montre des valeurs très variables dans le temps, tandis qu'elles restent stables et homogènes aussi bien pour les eaux de la nappe du Grand Erg et des terrasses (autour de -4.3 ‰) que celle de la Hamada du Guir (autour de -8.6 ‰). Il apparaît que les pluies les plus faibles sont les plus riches en isotopes lourds à cause de l'évaporation.

La relation $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ aussi bien pour les eaux de pluie, que pour les eaux souterraines, traduit une droite d'évaporation de pente voisine de 4.4. Les eaux de la Hamada du Guir ont une signature isotopique différente de celle du Grand Erg. Leur teneur appauvrie en $\delta^{18}\text{O}$ confirme leur ancienneté. Cette différenciation apparaît également par le calcul de l'excès en deutérium qui met en évidence le phénomène d'évaporation.

Une relation étroite relie la minéralisation des eaux et leur teneur en isotopes lourds. Elle confirme là aussi, l'importance du processus d'évaporation ainsi que ses différents stades.

L'alignement de toutes les eaux selon une seule droite d'évaporation suggérerait une origine commune. Les eaux de la Hamada du Guir, moins évaporées et peut-être plus anciennes que celles du Grand Erg, sont toutefois plus chargées. Ceci peut s'expliquer par une salinité, essentiellement acquise par les phénomènes de dissolution et d'hydrolyse pour la Hamada du Guir.

Conclusion Générale

L'intersection de la droite des eaux évaporées avec celle des eaux météoriques donne la composition isotopique moyenne de l'eau d'alimentation à l'origine ($\delta^{18}\text{O} = -10.2\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -71\text{‰}$), valeurs proches de celles de la Hamada du Guir. Ceci confirme notre hypothèse quant à l'origine commune des eaux et leur ancienneté. Les méthodes de calcul de la recharge actuelle donnent des valeurs faibles, en conformité avec les âges élevés fournis par les modèles ^{14}C . En effet, les estimations des âges des eaux nous permettent de conclure que la recharge de la nappe s'est faite durant la période humide du quaternaire (entre 4000 et 10000 ans B.P. approximativement) correspondant à l'Holocène.

Références bibliographiques

A.I.E.A., UNESCO. (2000). Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle: Principles and Applications. VI Volumes. W.G. Mook Editor.

Allard P. (1986). Géochimie isotopique et origine de l'eau, du carbone et du soufre dans les gaz volcaniques: zone de rift, marges continentales, et arcs insulaires. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris VII, 387 p.

Alimen H., Chavaillon J. et Conrad G. (1959). Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara Nord Occidental. *C. R. somm. Soc. Geol. Fr.*, p. 104-105, bibliogr.

Allison G.B. and Hugues M.W. (1978). The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Aust. J. Soil Res.*, 16: 181-195.

Allison G.B. (1982). The relationship between ¹⁸O and ²H in water in sand columns undergoing evaporation. *Journal of Hydrology*. Vol. 55: pp. 163-169.

Allison G.B., Barnes C.J. and Hugues M.W. (1983). The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils (1. Theory). *Journal of Hydrology*. Vol. 60: pp. 141-156.

Allison G.B., Barnes C.J. and Hugues M.W. (1983). The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils (2. Experimentals). *Journal of Hydrology*. Vol. 64: pp. 377-397.

Anderson W. (1945). On the chloride waters of Great Britain. *Geological Magazine*; November 1945; v. 82; no. 6; pp. 267-273.

Andrews J.N. (1993). Isotopic composition of groundwaters and palaeoclimate at aquifer recharge. In: *Isotope Techniques in the Study of Past and Current Environmental Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere*. Proceedings of an International Symposium, Vienna. International Atomic Energy Agency, Vienna, 271–292.

Andrews J.N., Edmunds W.M., Smedley P.L., Fontes J-Ch., Fifield L.K. and Allan G.L. (1994). Chlorine-36 in groundwater as a palaeoclimatic indicator: the East Midlands Triassic sandstone aquifer (UK). *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 122, Issues 1-2, March 1994, pp. 159-171

Appelo C.A.J. and Postma D. (1996). Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema eds., 3rd edition, Rotterdam, 536p.

Aranyossy J.F., Filly A., Tandia A.A., Louvat D., Ousmane B. Joseph A. and Fontes J.C. (1992). Estimation des flux d'évaporation sous couvert sableux en climat hyper-aride (Erg de Bilma, Niger). pp. 309-324. IAEA. Conference Proceeding isotopes techniques in water resources development, 1991.

Barbecot F. (1999). Approche géochimique des mécanismes de salinisation de aquifères côtiers: chronologies ¹⁴C - ²²⁶Ra. Thèse de doctorat, Paris XI. 261p.

Références bibliographiques

Barnes J.C. and Allison G.B. (1983). The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils. 1 theory. *Journal of Hydrology*. Vol. 60: pp 141-156.

Bath A.H. (1984). Stable isotopic evidence for palaeo-recharge conditions of groundwater. In: *Palaeoclimates and Palaeowaters: A Collection of Environmental Isotope Studies*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 169–186.

Bath A.H., Edmunds W.M. and Andrews J.N. (1979). Palaeo-climatic trends deduced from the hydrochemistry of a Triassic sandstone aquifer, United Kingdom. In: *Isotope Hydrology 1978, Vol. II*. International Atomic Energy Agency, Vienna, 545–568.

Blake R. (1989). The origin of high sodium bicarbonates waters in the Otway Basin, Victoria. In: *Proceedings 6th International Symposium on water-rock interaction* (Edited by Miles, D.L.). pp83-85. Balkema, Rotterdam.

Blanc P. et Conrad G. (1968). Evolution géochimique des eaux de l'Oued Saoura (Sahara Nord Occidental). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.*, (2), vol.X, fasc. 5, pp.415-428, Paris.

Blavoux B. 1978. Etude du cycle de l'eau au moyen de l'Oxygene 18 et du Tritium, possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tem Thèse Doct. Es Sciences. Univ. Pierre et Marie Curie, Paris 6. 333p.

Bottinga Y. (1968). Calculation of fractionation factors for carbon and oxygen in the - carbone dioxide-water. *Journal of Physical Chemistry*, 72, 800-808.

Bouima T. (1986). Le gîte de Rahmani (Monts d'Ougarta, Algérie): sédimentologie du Cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes cuprifères associées. Mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll. Thèse Dr. Ing. Paris XI, 1 vol., 211 p.

Castany G. et Margat J. (1997). Dictionnaire français d'hydrogéologie. Editions du BRGM, Orléans, 249p.

Celle H. (2000). Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée Occidentale. Approche isotopique et chimique. Thèse de doctorat Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse 222 p.

Chavaillon J. (1964). Les formations quaternaires du Sahara Nord Occidental. Pub. du C.R.Z.A., série géol. n°5, C.N.R.S., 393p.

Choubert G. (1952). Histoire géologique du domaine de l'Anti-Atlas. *Notes & Mem. Serv. Géol. Maroc*, 100. 177p.

Choubert G., Clariond L. et Hindermeier J. (1952). Anti-Atlas central et oriental. *19^{ème} Congr. Géol. Inter. Alger, Livret-guide sér. Maroc*. 11p.

Clark I. and Fritz P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis Publisher, New York. 328p.

Conrad G. (1969). L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara Algérien. Editions du C.N.R.S. France, 527p. 284 fig. 11 pl.

Références bibliographiques

Conrad G. et Fontes J.C. (1970). Hydrologie isotopique du Sahara Nord Occidental. I.A.E.A. SM 129/24. pp 405-419.

Conrad G. et Olive P. (1972). Premières données sur les teneurs en Tritium des nappes aquifères du Sahara Nord Occidental et Central : conséquences hydrogéologiques. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 274, p.2019.

Conrad G. et Fontes J.C. (1972). Circulations, aires et périodes de recharge dans les aquifères du Nord Ouest saharien : données isotopiques (18O, 13C, 14C). C.R. Acad. Sc., Paris, t. 274.

Conrad G., Marce A. et Olive P. (1975). Mise en évidence, par le Tritium, de la recharge actuelle des nappes libres de la zone aride saharienne (Algérie). *Journal of Hydrology*, 27(1975). 207-224.

Cook, P.G., Joly I.D., Leaney F.W., Walker G.R., Allan G.L., Fifield L.K. and Allison, G.B. (1994). Unsaturated zone tritium and chlorine-36 profiles from southern Australia: their use as tracers of soil water movement. *Water Resources Research*, 30: 1709-1719.

Cornet A. (1948). Sur la réalité des mouvements post-crétacés au Sahara. *Trav. Ins. Rech. Sahar.*, t. V., pp. 33-46.

Cornet A. (1962). Essai sur l'Hydrogéologie du Grand Erg Occidental et des régions limitrophes. *Trav. Ins. Rech. Sahar.*, t. VIII, pp.71-122, 18 fig., 1 carte.

Craig H. (1961a). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, 133: 1833-1834.

Craig H. (1961b). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133: 1702-1703.

Dansgaard W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16: 436-468.

Dansgaard, W., Johnsen S.J., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdottir A.E., Jouzel J. and Bond G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.

Deines P., Langmuir D. and Harmon R.S. (1974). Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate groundwaters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 1147-1164.

De la Vaissière R. (2006). Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné: Apport de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence. Thèse Doct. Univ. Avignon, 338 p.

Deleau P. (1951). Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région de Colomb-Béchar Abadla, livre I: Stratigraphie, Sédimentation, Paléogéographie. Gouvernement Général de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte géol. de l'Algérie*, 2^{ème} série Stratigraphie n°20, 277 p., 91 fig. et cartes, bibliogr. Livre II : Contribution à l'étude paléontologique.

Références bibliographiques

Deleau P. (1956). De l'alimentation de nappes et du drainage de ces nappes dans la région de Colom-Béchar. Congr. Géol. Internat., Mexico, 1956.

Demon L., Felice P. de, Gondet H., Kast Y. et Pontier L. (1957). Résultats obtenus au laboratoire de Béni-Abbès". Journées de Recherche du CNRS, 24, 1953, p.6 à12 et 38, 1957, pp. 51-54.

Dervieux F. (1956). La nappe phréatique du Souf, Algérie. 2. Etude du renouvellement de la nappe. Contribution à l'étude des phénomènes capillaires dans un milieu pulvérulent. Terre et Eau, 29, pp. 5-39.

De Vries J.J., Selaolo E.T., and Beekman H.E. (2000). Groundwater recharge in the Kalahari, with reference to paleo-hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, Vol. 238: pp 110-123.

Dincer T., Al Mugrin A. and Zimmerman U. (1974). Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *Journal of Hydrology*, Vol.23: pp 79-109.

Dincer T. (1980). Use of environmental isotopes in arid zone hydrology. pp 23-30. IAEA. Conference Proceeding Arid-zone hydrology : investigation with isotope techniques. 1978.

Djoret D. (2000). Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques. 156 pp. Thèse. Université d'Avignon et des pays du Vaucluse.

Doering M. and al. (1964). Salt accumulation and salt distribution as an indicator of evaporation from fallow soils. *Soils Sc.*, Vol. 97 : pp 312-319.

Dray M., Gonfiantini R. et Zuppi G.M. (1983). Isotopic composition of groundwater in the southern Sahara. pp 187-199. Conference proceeding of an advisory Group Meeting, Vienna. 25-9-1980.

Drever J.L. (1997). *The geochemistry of natural waters: Surface and Groundwater Environments*, 3rd ed., Prentice Hall, New Jersey, 436p.

Dubief J. (1959). Le climat du Sahara. Mémo. Hors-série, *Inst. Recherche Saharienne*, t. I, 312p.

Dubief J. (1963). Le climat du Sahara. Tome II. Fascicule I. Univers. Alger, *Inst. Rech. Sahar.*, Publication C.N.R.S., Paris, 275p., 200 fig., 106 cartes, 24 photos.

Durand J.H. (1953). Etude géologique, hydrogéologique et pédologique des croûtes en Algérie. 250 p. S.E.S, Alger.

Edmunds W.M., Guendouz A.H., Mamou A., Moulla A.S., Shand P. and Zouari K. (2003). Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Applied Geochemistry*, Volume 18, Number 6, June 2003, pp. 805-822(18).

Edmunds W.M., Fellman E., Goni I.B. and Prudhomme C. (2002). Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeology Journal*,

Edmunds W.M., Fellman E. and Goni I.B. (1999). Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society*, London, Vol. 156: 345-355.

Edmunds, W.M., Fellman E., Goni I.B., McNeill G. and Harkness D.D. (1998). Groundwater, palaeoclimate and palaeorecharge in the southwest Chad basin, Borno state, Nigeria. pp 693-707. IAEA. Conference Proceeding Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and atmosphere, Vienna.

Edmunds W.M. (1998). Recharge to groundwater in arid and semi-arid regions from the Holocene to the present. In: *Alsharhan, A.S., Glennie, K.W., Whittle, G.L. & Kendall, C.G.St.C. (eds) Quaternary deserts and climate change*, A.A. Balkema, Rotterdam, 419–431.

Edmunds W.M., Shand P., Guendouz A., Moulla A.S., Mamou A. and Zouari K. (1997). Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Oriental basin. Final Report: EC (AVICENNE) Contract CT93AVI0015. British Geological Survey

Edmunds W.M., Darling W.G., Kinniburgh D.G. (1988). Solute profile techniques for recharge estimation in semi-arid and arid terrain. In: *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, Simmers I (ed.). Reidel Publishing Co: Higham, MA; 139–157.

Edmunds W.M. and Walton N.R.G. (1980). A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones: Past and present. In: *Arid-Zone Hydrology: Investigations with Isotope techniques*. IAEA, Vienna, pp. 47-68.

Edmunds W.M. and Wright E.P. (1979). Groundwater recharge and palaeoclimate in the Sirte and Kufra basins, Libya. *Journal of Hydrology*, Vol. 40: pp 215-241.

Epstein S. and Mayeda T. (1953). Variation of ^{18}O content of waters from natural sources. *Geochimica and Cosmochimica Acta*. Vol. 4 : 213-224.

Eriksson E. (1976). The distribution of salinity in Groundwater of the Dehhi region and recharge rates of groundwater. (in *Interpretation of Environmental isotope and hydrochemical data in Groundwater Hydrology*. AIEA, 1-172-177.

Fabre J. (2005). Géologie du Sahara Nord Occidental et Central. Tervuren African Geosciences. Collection. Musée Royal de l’Afrique Centrale- Belgique. Vol. 108. 572 p.

Fabre J. (1976). Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. S.N.E.D. Alger. 421p.

Favreau G., Leduc C., Marlin C., Dray M., Taupin J.D., Massault M., La Salle C., Babic M. (2002). Estimate of recharge of a rising water table in semi-arid Niger from H-3 and C-14 modeling. *Ground Water* 40: 144–151.

Fontes J.C. et Gonfiantini R. (1967). Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth planet. Sc. Lett.*, Vol. 3 : pp 258-266.

Références bibliographiques

Fontes J.C. et Gonfiantini R. (1970). Composition isotopique et origine de la vapeur d'eau atmosphérique dans la région du lac Léman. *Earth Planet. Sc. Lett.*, Vol. 7: pp 325-329.

Fontes J.C. (1976). Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La houille blanche* n°3/4. pp 205-209.

Fontes J.C. (1976). Fontes, J.C. 1976. Les isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : quelques aspects. Thèse Dr-ès-Science, Paris VI, 228p.

Fontes J.C., Aranyossy J.F. et Dray M. (1978). Etude préliminaire par traçage chimique et isotopique de la circulation de l'eau dans la zone non saturée d'un sol typique du Sud Tunisien (Djebel Dissa). Rapport interne.

Fontes J.C. et Garnier J.M. (1979). Determination of the initial ^{14}C activity of the total dissolved carbonate. A review of the existing models and a new approach. *Water Resources Res.* Vol. 15, 2, pp. 399-413.

Fontes J.C. (1983). Dating of groundwater. Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology. Technical Reports Series n°. 91 IAEA, Vienne pp. 285-317.

Fontes J.C. (1985). Hydrogeology in the Service of Man. *Memoirs of the 18th Congress of the International Association of Hydrogeologists*, Cambridge. Vol. XVIII, I.

Fontes J.C. and Edmunds W.M. (1989). The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology – a critical review. IHP- III Project 5.2. UNESCO, Paris 75pp.

Fontes J.C., Sichere M.C., Pouchan P. and Zuppi G.M. (1989). Teneurs en Brome et Chlore du lac Asal (Djibouti) et bilan en eau et en sels d'un système évaporatique complexe. *Compte Rendu Académie des Sciences Paris*, volume 309, II, pp 701-706.

Fontes J.C., Andrews J.N., Edmunds W.M., Guerre A. and Travi Y. (1991). Paleorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry. *Water Resources Research*, vol. 27, no. 2, pp 199-214.

Fontes J.C. (1992). Chemical and isotopic constraints on ^{14}C dating of groundwater. *In: R.E. Taylor, A. Long and R.S. Kra (Eds), Radiocarbon After Four Decades*, Springer-Verlag, New York, pp. 242-261.

Friedman I. (1953). Deuterium content of natural waters and others substances. *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 4: 89-103.

Gat J.R. and Carmi I. (1970). Evolution of the isotopic composition of the atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *Journal of Geophysical Research* 75 p. 3039-3048.

Gat J.R. and Dansgaard W. (1972). Stable isotope survey of the freshwater occurrences in Israel and the Jordan Rift Valley. *J. Hydrol.* 16, 177-211

Gautier E.F. (1903). Le Sahara Oranais. *Ann. Géogr.* t. 12, n°63, pp. 235-259, 8 fig. I carte h.t.

Références bibliographiques

Gautier E.F. (1923). Le Sahara, Payot éd., Paris, 174 p.

Gay C.B. and Edmunds W.M. (1995). Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environmental Geology*. Vol. 27, n°3. pp. 246-251.

Gevin P., Feist R. et Montgerea N. (1975). Découverte de Charophytes d'âge Eocène au Glib Zegdou (Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord Alger.* 65. ½, 371-376.

Gevin P, Lavocat R., Montgerea N. et Sudre J. (1975). Découverte de mammifères dans la moitié inférieure de l'Eocène continental du Sahara. C. R. Ac. Sci., Paris, 280. 967-968.

Geyh M.A. (2000). An overview of ¹⁴C analysis in the study of groundwater. *Radiocarbon*, 42 p. 99-114.

Gieske A.S.M. (1992). Dynamics of groundwater recharge: a case study in semi-arid Eastern Botswana. Enschede, Febo, 1992. 289 p.

Godwin H. (1962). Radiocarbène dating. *Nature*, 195, 943-945.

Gonfiantini R. (1986). Environmental isotopes in lake studies. In Fritz P. and Fontes J-Ch. (eds) « Handbook of Environmental Isotopes Geochemistry », Vol. 2, The Terrestrial environment, B ». Elsevier, Amsterdam, The Netherlands : 113-168.

Gonfiantini R. (1996). On the isotopic composition of precipitation ». In Jean Charles Fontes (1936-1994), *Un Souvenir, Proceedings, International Symposium*, déc. 1995. *European Geologist*, 2 : 5-8.

Gonfiantini R., Roche M.A., Olivry J.C., Fontes J.C. et Zuppi G.M. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*. 181 p. 147- 167.

Gouvea Da Silva Rosa B. (1980). Migration des sels et des isotopes lourds à travers des colonnes de sédiments non saturés sous climat semi-aride. Thèse 3ème cycle, Paris VI.

Guendouz A., Moulla A.S., Edmunds W.M., Shand P., Poole J., Zouari K. et Mamou A. (1997). Palaeoclimatic information contained in groundwaters of the Grand Erg Oriental, N. Africa. In: *Isotope Techniques in the Study of Past Current Environmental Changes in the Hydrosphere and Atmosphere*. IAEA, Vienna, pp. 555-571.

Guero A. (2003). Etude des relations hydrauliques du complexe sédimentaire de la bordure sud ouest du bassin Iullemeden (Niger): Approche géochimique et hydrodynamique. Thèse Univ. Paris Sud, UFR scientifique d'Orsay, 249 p.

Huneau F. (2000). Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen, étude géochimique et isotopique du bassin de Valréas (Sud-Est de la France). Thèse Doct. Univ. Avignon, 192 p.

Jalu R. (1965). Note sur le déclenchement des dépressions tropicales sahariennes. *La Météorologie*, Paris, n°78. pp. 113-128. 8 fig.

Joly F. (1952). Quelques phénomènes d'écoulement sur la bordure du Sahara dans les confins algéro-marocains et leurs conséquences morphologiques. Congr. géol. internat., Alger, 1952, section VII, pp. 135-143.

Joseph A. (1990). Recharges et paléo-recharges des aquifères en région sub-désertique au Niger. Thèse Doct. Univ. Paris VI. 167 p.

Joseph A., Frangi J.P. et Aranyossy J.F. (1993). Caractéristiques isotopiques des eaux météoriques et souterraines en Afrique Sahélo-Soudanaise. In «Les ressources en eau du Sahal, IAEA-TECDOC-721.», pp 23-38.

Jouzel J., Froehlich K. and Schotterer U. (1997). Deuterium and oxygen-18 in present-day precipitation : data and modelling. *Hydrological Science-Journal des Sciences Hydrologiques*, 42 (5) : 747-763.

Kalin R.M. (1999). Radiocarbon dating of groundwater systems. *Environmental tracers in subsurface hydrology*. C.P. et H.A.L. Boston, Kluwer Academic Publisher, pp. 111-144.

Kunze R.J. and Kirkham D. (1961). Deuterium and the self-diffusion coefficient of soil moisture. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*, 9-12.

Lavocat R. (1954). Reconnaissance géologique dans les hamadas des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et M. serv. Géol. Maroc*, n°116. 1 vol., 148 p., 27 fig., 5 pl. h. t., 10 pl. et 20 cartes.

Legrand-Blain M. (2001). Le Strunien et le Tournaisien au Sahara algérien: limites, échelles stratigraphiques et biosratigraphiques régionales. *Bull. Serv. Géol. Algérie. Sous presse*

Legrand-Blain M. (1985). Dynamique des brachiopods carbonifères sur la plate-forme carbonatée du Sahara algérien: Paléoenvironnement, paléobiogéographie, évolution. Thèse Doct. Sc. Bordeaux 1. 2 vol. texte + un vol. planches.

Levin I., Graul R. and Trivett N.B.A. (1995). Long terme observations of atmospheric CO₂ and Carbone isotopes at Continental sites in Germany. *Tellus*, 47B, 23-34.

Louvat, D., Michelot J.L. and Aranyossy J.F. (1999). Origin and residence time of salinity in the Äspö groundwater system. *Applied Geochemistry*, Volume 14, Issue 7, pp. 917-925

Love, A.J., Herczeg A.L., Leaney, F.W., Stadter M.F., Dighton J.C. and Armstrong D. (1994). Groundwater residence time and paleohydrology in the Otway Basin, South Australia: ²H, ¹⁸O, and ¹⁴C data: *J. Hydrol.*, 153 411-442, 1994.

Maglione G. (1974). Géochimie et mécanismes de mise en place actuelle des évaporites dans le bassin tchadien. *Ass. Sénégal et Quaternaire. Afr.*, 42-43 : 33-44.

Majoube M. (1971). Fractionnement en Oxygène-18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal of Chemical Physics*, 197: 1423-1436.

Mebrouk N. (1994). Contribution à l'étude hydrogéologique de la plaine d'Ain Oussera, hautes plaines algéroises. Thèse Magister. Univ. Oran.

Références bibliographiques

- Menchikoff N. (1957).** Les grandes lignes de la géologie saharienne. *Rev. Géograph. phys. et géol. dyn.*, janv.-mars 1957, pp. 37-45. I fig.
- Mook W.G., Bommerson J.C. and Stavermann W.H. (1974).** Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth and Planetary Science Letters*, 22: 169-176.
- Munnich K.O. and Thilo L. (1970).** Reliability of carbon-14 dating of groundwater: effect of carbonate exchange. In: *Isotope Hydrology 1970*. AIEA, Vienne, 1970. p. 259.
- Njitchoua R. and Ngounou Ngatcha B. (1997).** Hydrogeochemistry and environmental isotope investigations of the North Diamaré Plain, northern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 25, N°2, pp. 307-316.
- Olive P., Hubert P. et Ravailleau S. (1996).** Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le Tritium. *Revue des Sciences de l'Eau*, Volume 4. pp. 523-533.
- Olive P. (1999).** La datation des eaux souterraines à long terme de résidence par le radiocarbone. Mode d'emploi. B.R.G.M. n°1.
- Plummer L.N., Jones D.F. and Truesdell A.H. (1976).** WateqF, a Fortran IV version of WateqQ, a computer program for calculating equilibrium of natural waters, U.S. Geochemical Survey Water Res. Invest., 76 (13), 61p.
- Razafindrakoto S. (1988).** Teneurs en isotopes stables des précipitations et des eaux souterraines et leurs variations en France. Thèse Doct. 3è cycle. Univ. Avignon et des Pays du Vaucluse. Vol.1, 83p. Vol. 2, 350 p.
- Roche M.A. (1973).** Hydrogéologie de la Haute Saoura. C.N.R.S. Paris.
- Rozanski K., Araguas-araguas L. et Gonfiantini R. (1993).** Isotopic pattern in modern global precipitation. In *Continental Isotope Indicators of Climate*, American Geophysical Union Monograph et al, 1993.
- Rozanski K., Gonfiantini R. and Araguás-Araguás L. (1991).** Tritium in the global atmosphere: distribution patterns and recent trends. *J. Phys. G: Nucl. Part. Phys.*, 17: 523-536
- Saighi O. (2005).** Isotopic composition of precipitation from Algiers and Assekrem, in "Isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate", IAEA. Final report of a coordinated research project 2000-2004. pp. 5-8.
- Scanlon B.R., Keese K.E., Flint A.L., Flint L.E., Gaye C.B., Edmunds W.M. and Simmers I. (2006).** Global synthesis of groundwater recharge in semi-arid and arid regions. *Hydrol. Process.* 20, 3335–3370.
- Scanlon B.R. and Cook P.G. (2002).** Preface: Theme issue on groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 3–4.

- Scanlon B.R., Healy R.W., Cook P.G. (2002).** Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 18–39
- Scanlon B.R. (2000).** Uncertainties in estimating water fluxes and residence times using environmental tracers in an arid unsaturated zone. *Water Resources Research* 36: 395–409
- Scanlon B.R. (1991).** Evaluation of moisture flux from chloride data in desert soils. *Journal of Hydrology* 128: 137–156.
- Schoeller H. (1942).** La question de l'eau fossile au Sahara. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, n°10, pp. 81-83.
- Schoeller H. (1945a).** Le Quaternaire de la Saoura et du Grand Erg Occidental. *Trav. Ins. Rech. Sahar.*, t. III, pp. 57-71, 2 fig.
- Schoeller H. (1945b).** L'Hydrogéologie d'une partie de la vallée de la Saoura et du Grand Erg Occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, t. XV, pp. 563-585.
- Sigg L., Stumm W. and Behra P. (1994).** Chimie des milieux aquatiques, chimie des eaux naturelles et des interfaces dans l'environnement. 2nd Edition, Masson, Paris, 391p.
- Sonntag C., Klitzsch K.O., Lohnert E.P., El-shazli E.M., Munich K.O., Junghans Ch., Thorweihe U., Weistoffer K. and Swailem F.M. (1979).** Palaeoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14 dated North Saharan groundwaters. *In: Isotope hydrology 1978*, Vol. II, IAEA Symposium 228, June 1978, Neuherberg, Germany: 569-581.
- Stumm W. and Morgan J.J. (1981).** *Aquatic chemistry : an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters*. 780p. Willey-Interscience.
- Tamers M.A. (1967).** Radiocarbon ages of groundwater in an arid zone unconfined aquifer. *In: Isotopes Techniques in the Hydrological Cycle*. American Geophysical Union Monograph, 11, 143-152.
- Tardy Y. (1969).** Géochimie des altérations, étude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mémoires du Service de la carte géologique d'Alsace et de Lorraine, Université de Strasbourg, n°31, 199p.
- Travi Y. (1993).** Hydrogéologie et hydrochimie des aquifères du Sénégal. Hydrogéochimie du fluor dans les eaux souterraines. *Mémoire*, 95.
- UNESCO. (1972).** Etude des ressources en eau du Sahara Septentrional. Rapport sur les résultats du projet REG-100, UNESCO, Paris.
- Van Tonder G. and Banard S. (2001).** A guide for the estimation of groundwater recharge in Namibia-Presented in Windhoek.
- Vogel J.C. (1970).** Carbon-14 dating of groundwater. *In: Isotope hydrology 1970*, IAEA symposium 129, March 1970. Vienna: 225-239.

Références bibliographiques

Vogel J.C. (1993). *Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis.* Water Relations 29-38 p.

Vogel J.C. and Van Urk H. (1975). Isotopic composition of groundwater in semi-arid regions of southern Africa. *Journal of Hydrology* . Vol. 25. 23p.

Yousfi M. (1984). Etude géochimique et isotopique de l'évaporation et de l'infiltration en zone non saturée sous climat aride : Béni-Abbès, Algérie. Thèse Doct. 3^e cycle. Univ. Paris-Sud Orsay, 181p.

Yutsever Y. (1975). Worldwide Survey of Stable Isotopes in Precipitations, *Internall Rep*, I.A.E.A., Vienna.

Yurtsever Y. and Gat J.R. (1981). Atmospheric Waters. In « *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle* », Technical Report Series, IAEA, Vienna, n°210 : 103-142.

Zouari K. (1983). Etude géochimique et isotopique de l'infiltration en zone non saturée sous climat semi-aride (Sud Tunisien). Thèse Doct. 3^e cycle, Paris XI, Orsay.