

UNIVERSITÉ MOHAMMED V - AGDAL
FACULTÉ DES SCIENCES
Rabat



N° d'ordre 2376

THÈSE DE DOCTORAT D'ETAT

Présentée par

Bouchaib AMMARY

Discipline: Chimie

Spécialité: Chimie Nucléaire et Radiochimie

**Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du
bassin Crétacé d'Errachidia et de la plaine de Tafilalet**

Soutenue le 26 Juillet 2007 devant le Jury composé de:

Président:

Mr S. Bouhlassa Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat

Examineurs:

Mr M. Labraimi Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat

Mr S. Fakhi Professeur à la Faculté des Sciences Ben M'Sik
Casa II

Mr A. Elyahyaoui Professeur à la Faculté des Sciences de Rabat

Mr L. Kabiri Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques
d'Errachidia

Invité :

Mr Y. Kalai Directeur du bassin hydraulique de Ziz, Ghéris et
Guir (Province d'Errachidia)

Avant- propos

Les travaux de recherche présentés dans le cadre de ce mémoire ont été effectués au laboratoire de Chimie Nucléaire et Radiochimie de la Faculté des Sciences de Rabat en collaboration avec l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) et la direction générale de l'hydraulique de Rabat dans le cadre d'un projet pilote régional africain nommé RAF/08/22. Je remercie l'AIEA pour son assistance technique, ainsi que l'administration de l'hydraulique de Rabat et d'Errachidia pour leur support logistique.

La rédaction de ce mémoire étant achevée, le moment est venu d'exprimer ma reconnaissance à tout ceux qui m'ont aidé, conseillé, encouragé depuis le début de ce travail. Mes remerciements iront tout d'abord à Monsieur le professeur S. Bouhlassa l'initiateur de ce projet de recherche RAF/08/22. Je le remercie ici à plus d'un titre: parce qu'il m'a confié un sujet riche et varié; parce qu'il m'a permis de participer à un programme de recherche pluridisciplinaire au sein duquel j'ai pu rencontrer de nombreux hydrogéologues de renommé internationale de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique dont feu Jean Charles Fontes, Mrs Barnes, Froelich, Salliège, Gaye, Aguarwal, Michelot, Malosowsky, Yurtsever et d'autres, qui m'ont initié à des techniques très variées; parce qu'il m'a permis d'aller sur le terrain et de découvrir le Sahara et le Hamada de Guir, qui par leur beauté, leur majesté et leur austérité ont laissé en moi une empreinte indélébile. Je le remercie enfin d'avoir accepter de présider le jury de cette thèse.

Je voudrais exprimer toute ma gratitude à Monsieur le professeur Mustapha Labraimi pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail en acceptant d'assumer la tache de rapporteur et de participer au jury. Ses conseils, suggestions et ses critiques et qualités humaines m'ont toujours été profitables.

Je suis très reconnaissant à Monsieur le professeur Said Fakhi pour l'honneur qu'il me fait d'avoir accepter la tache de rapporteur et juger ce travail. Je lui adresse mes sincères remerciements pour la confiance qu'il m'a ainsi témoignée.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers Monsieur le professeur Ahmed Elyahyaoui pour l'honneur qu'il me fait d'accepter de juger ce travail. Je le remercie à plus d'un titre.

Je voudrais exprimer ma gratitude à Monsieur le professeur Lahcen Kabiri, qui en grand connaisseur de l'aire d'étude et fervent attaché à la province d'Errachidia, me fait l'honneur de participer à ce jury.

Monsieur Yahya Kalai, Directeur du bassin hydraulique de Ziz, Ghéris et Guir, a bien voulu participer à ce jury. Qu'il veuille bien trouver ici le témoignage de ma reconnaissance.

Monsieurs les professeurs Fifani, Bellaouchou et Zrineh m'ont constamment accordé leur appui et leurs conseils amicaux. Je les remercie ainsi que Monsieur le professeur Mohammed Lferd dont l'assistance et la bonne humeur ont constitué pour moi un soutien moral déterminant.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE	1
-----------------------	---

PREMIERE PARTIE: REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

CHAPITRE I: CONCEPTS DE BASE DE LA GEOCHIMIE	5
I.1 GENERALITES	5
I.2 CONCEPTS DE BASE DE GEOCHIMIE	5
I.2.1 ADSORPTION	6
I.2.2 ECHANGE IONIQUE	6
I.2.3 INDICE DE SATURATION.....	7
I.2.4 GEOCHIMIE DES CARBONATES	7
I.2.5 ALTERATION DES ALUMINOSILICATES	9
CHAPITRE II: REVUE DES METHODES DE LA RECHARGE	11
II.1 FLUCTUATIONS PIEZOMETRIQUES.....	11
II.2 METHODE DE BILAN HYDRIQUE	12
II.3 METHODES PHYSIQUES	13
II.4 SIMULATION HYDROGEOLOGIQUE.....	13
II.5 BILAN DES CHLORURES.....	13
II.6 METHODES ISOTOPIQUES	14
CHAPITRE III : TECHNIQUES ISOTOPIQUES	15
III.1 HISTORIQUE.....	16
III.2 RAPPELS DES PRINCIPES DE BASE	17
III.2.1 ABONDANCE ISOTOPIQUE OU DELTA POUR MILLE (δ ‰)	17
III.2.2 FACTEUR DE FRACTIONNEMENT: α	17
III.2.3 FACTEUR D'ENRICHISSEMENT: ϵ	17
III.2.4 LA NOTATION: Δ	18
III.2.5 STANDARDS INTERNATIONAUX	18
III.2.6 ISOTOPES STABLES: CAS DE ^{18}O , ^2H ET ^{13}C	18
III.2.6.1 RELATION: $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$	18
III.2.6.2 APPLICATION DE LA RELATION: $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$	19
III.2.6.3 CARBONE-13: INDICE DE L'ECHANGE ISOTOPIQUE.....	20
III.2.6.3.1 ORIGINE DE ^{13}C	20
III.2.7.1 TRITIUM: ^3H	23
III.2.7.1.2 UTILISATION PRATIQUE DE ^3H	23
III.2.8 RADIOCARBONE: ^{14}C	24
III.2.8.1 CYCLE GENERAL DU CARBONE	25
III.2.8.2 ESTIMATION DE A_0 DU CITD.....	27
III.2.8.2.1. DEFINITION ET PROBLEME FONDAMENTAL	27
III.2.8.2.2 MODELES DE CORRECTION DE L'ACTIVITE INITIALE A_0	28
III.2.8.2.3 EXPLOITATION DE LA METHODE DE RADIOCARBONE	28

CHAPITRE IV:MODELISATION MATHEMATIQUE ET GEOCHIMIQUE	31
IV.1 MODELES MATHEMATIQUES.....	31
IV.1.2.1.MODELES DE "BOITE NOIRE"	32
IV.2. MODELISATION GEOCHIMIQUE	34
IV.2.1. CODE NETPATHE	35

SECONDE PARTIE: APPLICATION DES TECHNIQUES DE L'HYDROLOGIE ISOTOPIQUE ET DE GEOCHIMIE

CHAPITRE I: CADRE GENERAL	37
I.1 ASPECT SOCIO-ECONOMIQUE	37
I.2 CADRE GENERAL.....	38
I.2.1.TOPOGRAPHIE	38
I.2.2. CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES	40
I.2.3. CONTEXTE GEOLOGIQUE	42
I.2.4. CARACTERISTIQUES HYDROGEOLOGIQUES	44
I.2.5. LES APPORTS NATURELS	47

CHAPITRE II: ANALYSES CHIMIQUES ET ISOTOPIQUES 49

II.1 RAPPELS METHODOLOGIQUES	49
II.2 Préparation et analyses chimiques	49
II.3 Préparation et analyse isotopique de ^{18}O , ^2H	50
II.3.1 Mesure de ^{18}O	50
II.3.2 Mesure de $\delta^2\text{H}$	51
II.4 Echantillonnage et Mesure de ^3H	51
II.5 Echantillonnage et Mesure de ^{14}C	53

CHAPITRE III:CARACTERISATION CHIMIQUE DES EAUX 58

III.1 Analyses physico-chimiques	58
III.2 Hydrochimie	58
III.2.1 ORIGINE DE LA MINERALISATION	58
III.2.2 Rapports ioniques	59
III.2. 3 INDICE DE SATURATION	64
III.3 CONCLUSION AU CHAPITRE	65

CHAPITRE IV: ETUDE DES PROFILS ISOTOPIQUES.....67

IV.1 OBJECTIFS ET METHODOLOGIES	67
IV.2 DONNEES DU TRAÇAGE ISOTOPIQUE DES EAUX PAR ^{18}O , ^2H , ^3H ET ^{14}C	68
IV.2.1 ANALYSE ISOTOPIQUE PAR BASSIN	68

IV.2.1.1. BASSIN ZIZ	68
IV.2.1.2. BASSIN RHERIS	74
IV.3 CONCLUSION AU CHAPITRE	76
CHAPITRE V: APPROCHE GEOCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE	78
V.1 INTRODUCTION.....	78
V.2. DONNEES DE BASE	78
V.3 TENTATIVES DE SIMULATION: REACTIONS GEOCHIMIQUES	79
V.4 ANALYSE GEOCHIMIQUE.....	80
V.4.1 NAPPE DE TAFILALET	80
V.4.1.1 MODE DE RECHARGE DE LA NAPPE	81
V.4.1.2 TEMPS DE TRANSIT ENTRE DEUX POINTS D'EAU.....	84
V.4.2 .1.BASSIN ZIZ	85
V.3.2.3 TEMPS DE TRANSIT ENTRE DEUX POINTS D' EAU	87
V.4 CONCLUSION AU CHAPITRE	88
CHAPITRE VI: TEMPS DE RESIDENCE	89
VI.1 PROBLEMATIQUE DE LA RECHARGE	89
VI.2 TEMPS MOYEN DE RESIDENCE	90
VI.2.1 MODELES D'EVOLUTIONS DU TRITIUM DANS LA NAPPE	92
VI.3 CONCLUSION AU CHAPITRE	96
CONCLUSION GENERALE	99
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	102
ANNEXE	116

I. Introduction Générale

Les périodes de sécheresse qui ont durement affecté de nombreuses régions dans le Monde durant les deux dernières décennies, ont mis en relief la précarité des réserves en eaux souterraines et de surface dans les zones semi-arides et arides, ainsi que la nécessité de souscrire aux recommandations de la Décennie Internationale de l'eau.

Au Maroc, la rareté et le caractère aléatoire des précipitations, la désertification de plus en plus inquiétante, l'ensablement qui résulte de la dégradation des ressources naturelles sous l'action de l'homme et de la rigueur des conditions climatiques menacent, en plus des agglomérations, les terrains agricoles et les infrastructures d'irrigation. La surexploitation des eaux souterraines, liée à la forte pression démographique et aux activités d'agriculture et d'élevage, a accentué la tendance à la baisse des niveaux des nappes. Il s'avère donc nécessaire de mettre en œuvre, parallèlement aux programmes d'exploitation, des études globales pour la reconnaissance des ressources en eaux.

La région d'Errachidia-Tafilalet située dans la zone sud atlasique du Maroc, est confrontée à d'énormes difficultés alliant rareté et faible qualité de l'eau suite, aux longues périodes de sécheresse sévère qui l'ont affectée durant ces dernières décennies, et dont les conséquences écologiques sont considérables, comme l'atteste le recul du domaine irrigué sous l'action de la désertification et la progression des sols salés.

Dans cette zone, l'agriculture représente 90% de l'activité économique de la population dont 55 % exerce cette activité. L'activité industrielle est quasi inexistante alors que le tourisme se développe mais occupe encore une place modeste, en deçà des potentialités offertes. Cette activité agricole est toutefois liée directement à la disponibilité des oueds, des sources, et des khattaras qui ont été utilisées depuis l'antiquité par la population de cette zone pour exploiter parcimonieusement l'eau (Boudad et Kabiri, 2002 ; kabiri et al., 2001; kabiri, 2001 et 2004).

De vastes programmes d'exploitation des eaux surfaciques et subsurfaciques ont été initiés dans cette région durant les dernières décennies, des efforts d'aménagement des ressources et de grands projets ont été exécutés, soldés par la réalisation de plusieurs ouvrages dont le barrage Hassan Addakhil, pièce maîtresse de la grande hydraulique d'une capacité de 380 Mm³. D'autre part, la réalisation du projet de transfert des eaux de crue de Rhéris vers le Ziz, a permis d'améliorer l'irrigation de la plaine de Tafilalet et l'alimentation de sa nappe phréatique.

Cependant, les ressources en eau hâtivement exploitées, ont montré dans bien des cas leur vulnérabilité aussi bien sur le plan qualitatif que quantitatif. A partir des années cinquante,

pour faire face à la demande croissante en eau, l'extraction par les motopompes a exacerbé la pression sur la ressource (Margat, 1977; Bellouti et Ben Dhia, 1997; kabiri et *al.*, 2001). Les écoulements de plus en plus temporaires et les débits très irréguliers des cours d'eau s'ajoutent aux périodes de sécheresses prolongées pour accentuer le recours à la surexploitation des nappes phréatiques (Kabiri et Boudad., 2001; Kabiri et *al.*, 2001 ; Kabiri, 2004). Ainsi, le recours croissant aux prélèvements d'eaux souterraines qui a suivi la sécheresse des années 80 a provoqué une baisse importante du niveau des nappes menaçant ainsi l'équilibre de l'écosystème de la région dont notamment la palmeraie de 15000 ha située dans la plaine de Tafilalet.

La région connaît de plus un processus de désertification qui se manifeste sous forme d'ensablement, de dégradation du couvert végétal, de salinisation des sols, d'épuisement des nappes et d'érosion hydrique et éolienne (Yahyaoui, 1987; Benmohammadi et *al.*, 2000). De nombreux projets d'aménagement ou de protection des systèmes agro-écologiques ont été mis en place notamment la protection immédiate par les barrières mécaniques et biologiques (Mainguet et Chemin, 1979 ; Yahyaoui, 1987 ; Abrou, 1991; Benmohammadi et *al.*, 2000). Toutefois et malgré l'importance des actions entreprises, les secteurs vitaux et oasis connaissent toujours une alimentation continue en sables. D'autre part, la salinisation menace à terme la ressource en eau et sol et favorise une désertification rampante: le processus de salinité progresse peu à peu dans la région, fait reculer progressivement les surfaces cultivées, et semble s'accélérer notamment dans des secteurs jusqu'à présent préservés. Une meilleure connaissance de l'origine et des mécanismes de dégradation chimique des eaux, contribuerait à une gestion durable de l'eau et du sol de la région.

La correction de la baisse de plus en plus marquée des niveaux des nappes et l'amélioration de la gestion des ressources, passent par la connaissance des causes du déséquilibre et des termes du bilan hydrique régional et nécessitent une meilleure maîtrise du fonctionnement des systèmes aquifères exploités. Ainsi, pour établir des schémas de gestion rationnelle des ressources en eau, une des toutes premières conditions est de vérifier si les baisses piézométriques constatées sont imputables à l'augmentation des débits extraits ou à une baisse de la recharge naturelle des nappes. Ceci constituera une donnée capitale pour la conception d'une gestion prudente de la ressource hydrique.

Si dans les régions humides où les hauteurs des pluies sont supérieures à l'évapotranspiration, le bilan est généralement positif et l'on peut envisager une recharge quasi continue des nappes. En revanche, il n'en va pas de même pour les zones semi-arides à arides caractérisées par une forte évapotranspiration excédant de loin la pluviosité annuelle. Il

est alors nécessaire de vérifier si avec le régime actuel des précipitations, il existe une recharge des nappes d'en identifier le régime et quantifier le taux.

Selon Freeze et Cherry (1979), la recharge d'une nappe souterraine est le processus par lequel le surplus de l'infiltration sur l'évapotranspiration s'écoule à travers la zone racinaire et continue à circuler dans la zone non saturée en direction de la nappe, où il participe au renouvellement des réserves en eau. L'approche la plus évidente des problèmes d'infiltration devait être donc la mesure des flux de percolation à travers la zone non saturée. Toutefois, comme le font remarquer Allison et al. (1983), Gee et Hilled (1988), et Fontes et al. (1989), la complexité de cette zone n'a pas encore permis de faire un usage routinier de ces méthodes. A défaut, les hydrogéologues s'en sont remis à d'autres méthodes d'évaluation de l'alimentation des nappes, soit en reliant les variations piézométriques observées aux précipitations, soit en établissant un bilan d'eau à l'échelle d'un bassin versant.

Les études menées durant les deux dernières décennies, ont montré que les méthodes usuelles d'estimation de la recharge des nappes n'ont pas apporté les précisions souhaitées en particulier dans les régions semi-arides à arides caractérisées par un fort déficit pluviométrique, et que les recherches devraient être poursuivies sur l'utilisation conjointe des méthodes physiques, et les techniques géochimiques et isotopiques, pour approcher l'évaluation de la recharge des nappes.

Ainsi, l'hydrologie isotopique employant les données géochimiques et isotopiques, est devenue un moyen incontournable pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes aquifères. Ces méthodes de traçage des eaux par les isotopes de l'environnement ont donné des résultats intéressants sous différents types de climat, en particulier en zones arides et semi-arides (Fontes, 1976 et 1989), et se révèlent donc particulièrement utiles pour répondre aux questions de l'origine des eaux et leur mode de recharge.

Les traceurs isotopiques naturels permettent d'obtenir des informations concernant l'âge, l'origine des eaux, et leur vitesse d'écoulement. En effet, ces traceurs donnent en particulier accès à des indications sur l'origine et le temps de résidence des eaux de la nappe, c'est-à-dire, en termes de gestion, sur les sources d'alimentation du réservoir et sur le taux de renouvellement de l'eau dans ce réservoir. Dans les régions arides et semi-arides en particulier, ces techniques d'hydrologie isotopique permettraient de pallier l'insuffisance de données topographiques et contourner les conditions aux limites d'applicabilité de la loi de Darcy (Fontes, 1976, 1982 et 1989).

L'état actuel des connaissances sur les systèmes aquifères de la région, et les travaux isotopiques antérieurs de Louvat et Bichara (1990), Michelot et al. (1992), Bouabdellaoui et al. (1995) dans le bassin Crétacé d'Errachidia, bien que limités, mettent en évidence des signatures isotopiques différenciées des aquifères des formations turoniennes, sénoniennes et infracénomaniennes, mais ne permettent ni d'indiquer les origines des eaux ni de confirmer ou d'infirmer les possibles interconnexions de ces aquifères entre eux et encore moins d'établir l'origine des eaux de la nappe alluviale de la plaine de Tafilalet dont les caractéristiques isotopiques n'étaient pas connues malgré son importance vitale pour le maintien de la palmeraie. La résolution de ces problématiques, ajoutées à une meilleure connaissance de l'origine de la salinité de certains aquifères constituent la trame de cette étude.

Le mémoire comprend deux parties. La première regroupe quatre chapitres généraux abordant les principales méthodes d'interprétation géochimique et isotopique et la modélisation mathématique des écoulements des eaux par traceurs intrinsèques. Dans la seconde partie regroupant cinq chapitres, nous examinerons les informations apportées par les différents sites d'échantillonnage. Nous commençons par les caractéristiques climatiques, géologiques et hydrogéologiques qui conditionnent en grande partie l'interprétation des données chimiques et isotopiques recueillies dans le cadre ce travail. Ensuite nous mettons à profit un outil de simulation basé sur la combinaison des deux approches géochimique et isotopique pour la mise en évidence des principaux mécanismes réactionnels plausibles responsables de la minéralisation, et l'âge apparent des eaux. Enfin, nous tenterons de quantifier le temps moyen de résidence de l'eau dans l'aquifère alluviale de la plaine de Tafilalet au moyen de modèles mathématiques appropriés des écoulements des eaux par le tritium. Les principaux résultats synthétisés dans la conclusion générale, font ressortir l'apport appréciable de ces techniques pour l'évaluation et la définition des caractéristiques des systèmes aquifères étudiées en vue de définir les consignes d'une gestion rationnelle de la ressource en eau dans cette région.

Première partie

Revue bibliographique

CHAPITRE I: Rappels des concepts de base de géochimie

I.1. Généralités

On distingue dans la nature trois grandes familles de roches: sédimentaires, magmatiques, et métamorphiques. Ces roches peuvent être cohérentes (le granite), meubles (sables et galets), plastiques (argiles) et liquides (le pétrole). Elles sont constituées d'un assemblage de différents éléments en grains appelés minéraux. L'étude de ces minéraux constitue la minéralogie.

Plusieurs centaines d'espèces minérales sont connues dans la nature, chacune d'entre elle est définie par sa structure cristalline, et sa composition chimique (formule structurale du minéral). Toutes les formes cristallines connues dérivent de 7 mailles élémentaires ou systèmes cristallins. Chacune de ces sept mailles élémentaires est définie par sa géométrie et ses axes de symétrie.

Les minéraux sont habituellement classés en deux grands groupes: les silicates et les minéraux non silicatés. Les silicates, très abondants, constituent en poids presque 90 % de la croûte terrestre. Les silicates les plus communs sont:

- Le quartz: SiO_2 ,
- Les feldspaths, qui regroupent deux familles (les feldspaths potassiques: l'orthose) et les plagioclases (albite et anorthite),
- Les micas, qui regroupent deux variétés dont les micas noirs (biotite) et les micas blancs (moscovite),
- Les pyroxènes, qui forment une très grande famille avec plusieurs variétés,
- Les amphiboles, formant également une très grande famille (olivines).

Les minéraux non silicatés, sont volumétriquement très réduits par rapport aux silicates. Leur concentration locale donne naissance à des gisements de substances utiles ou de minerais souvent, d'un très grand intérêt économique: la calcite, gypse, pyrite, fluorine, la barytine, la halite, la malachite, la blende..etc.

I.2. Rappels des principes de base de géochimie

Dans certaines conditions de température, pression, déficit en sel et l'état hydrique du sol, il se produit une dissociation des minéraux qui engendrent dans l'eau du sol des groupements

ioniques. De cette mise en solution des sels, résultent différents phénomènes dont l'adsorption et l'échange ionique.

I.2.1. Adsorption

L'adsorption est par définition un phénomène de surface. Par action des forces d'attraction et de répulsion existantes entre les ions ou les molécules des différentes phases, certains cations et anions se trouvent fixés sur la surface des éléments solides du milieu.

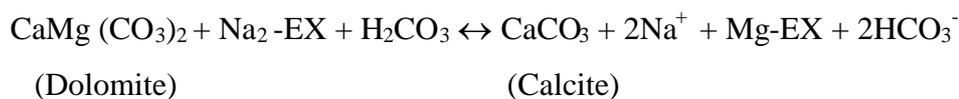
Dans la nature, les argiles et les colloïdes présentent de grandes surfaces spécifiques et sont électriquement chargés. Leur charge globale est le plus souvent négative. Quand ces particules se trouvent en présence de solutions renfermant des ions, ceux-ci vont être attirés par ces particules, une partie y sera adsorbée. Les colloïdes et les argiles fortement chargés fixent préférentiellement les ions bivalents.

La facilité avec laquelle un ion adsorbé peut être remplacé par un autre, ou l'ordre observé pour les cations alcalins et alcalino-terreux est $\text{Na} < \text{K}, \text{Mg} < \text{Ca}$. Plus un ion est gros, plus il est difficile de lui en substituer un plus petit.

Les énergies de liaisons entre ions adsorbés et support sont assez faibles, si la composition de la solution change, des ions primitivement fixés peuvent être désorbés et remplacés par d'autres: c'est le phénomène d'échange ionique ou de base.

I.2.2. Echange ionique

Ce phénomène plus connu avec l'argile, se produit souvent sur les argiles de l'aquifère par fixation des alcalino-terreux (Ca^{2+} et Mg^{2+}) et libération de sodium (Na^+):



Durant son transit, l'eau de l'aquifère chargée de minéraux dissous, se trouve en contact avec des complexes échangeurs de cations. Ceux-ci sont des aluminosilicates formés de couches ou feuillets, dont la cohésion est assurée par l'existence de cations et d'eau interfoliaires. La surface des feuillets est chargée négativement, favorisant ainsi la possibilité d'échange de cations avec ceux de la solution du sol. Cet indice d'échange est exprimé par l'équation:

$$\text{Log}(\text{Ca} + \text{Mg}) - 2 \text{Log Na}$$

I.2.3. Indice de saturation

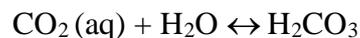
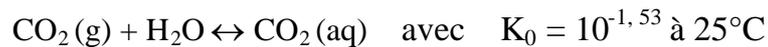
Il est exprimé par l'équation:

$$SI = \text{Log} (IAP/K_s)$$

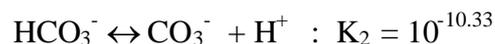
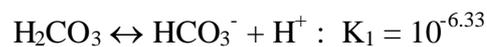
C'est le rapport de l'activité ionique IAP au produit de solubilité à une température donnée. Cet indice indique les tendances des phases à se dissoudre ou précipiter, et permet de suivre l'évolution géochimique de l'eau dans l'aquifère, en traduisant les différents processus réactionnels, dont le siège est l'interaction de l'eau avec les matériaux aquifères. Quand il est positif (SI), il signifie que la solution est saturée ou sursaturée à l'égard du minéral qui a tendance à la précipitation. Par contre, quand (SI) est négatif, la solution est sous-saturée vis à vis du minéral qui a tendance à la dissolution.

I.2.4. Géochimie des carbonates

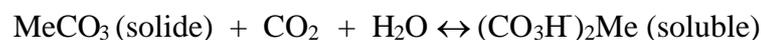
Dans tout les cas, le point de départ du système des carbonates, est la chaîne des réactions suivantes:



L'eau agressive chargée en acide carbonique est ensuite saturée par des cations le plus souvent alcalino-terreux, pour donner les bicarbonates qui circulent dans la zone noyée.



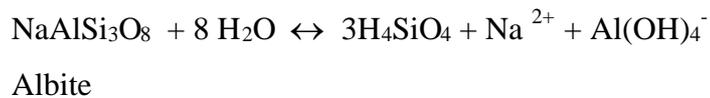
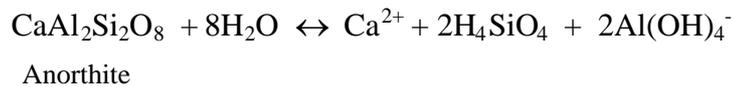
qui se résument en terme de bilan à:



Le cation Me^{2+} est en général Ca^{2+} , mais peut aussi être Mg^{2+} , Fe^{2+} et parfois 2Na^+ dans les saumures alcalines continentales. Lorsque la matrice contiennent de la dolomite, le cristal composite $\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ peut se trouver engagé dans un processus de dissolution incongruente au cours duquel, le cristal entier est dissous avant que la calcite ne précipite à nouveau, tandis que le magnésium reste en solution en compagnie d'ion carbonate. Cela peut être le cas dans des systèmes dans lesquels, la calcite a atteint la saturation, tandis que la solution reste sous-saturée par rapport à la dolomite. Certes, tout apport extérieur d'ions calcium, par exemple à

l'occasion de la dissolution du gypse, augmentera l'état de saturation en calcite et favorise la dissolution incongruente de la dolomite.

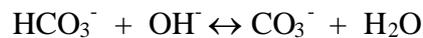
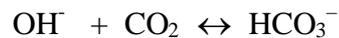
On note toutefois, que les sols peuvent contenir des carbonates solides y compris lorsque la roche mère est composée de silicates, puisque l'hydrolyse des aluminosilicates, peut conduire à la formation de calcite secondaire (recristallisation), comme dans le cas suivant:



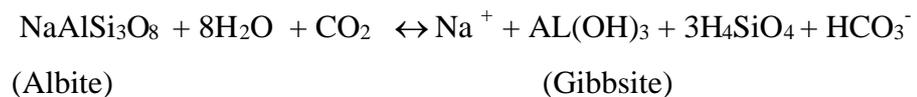
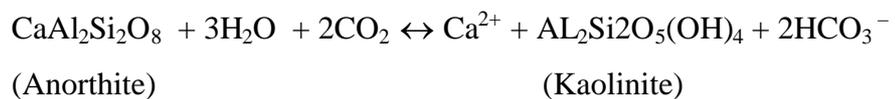
L'hydrolyse des silicates provoque ainsi l'augmentation locale du pH, selon le mécanisme suivant:



Et la montée du pH induit alors la formation et la dissociation acide de H_2CO_3 selon le schéma réactionnel suivant:



D'autres mécanismes d'interactions peuvent se produire; ainsi l'altération des silicates peut conduire à la kaolinite, à la gibbsite et aux bicarbonates:



Tous ces mécanismes réactionnels peuvent donc participer à la production de fortes teneurs en carbone inorganique total dissous (CITD), composé d'espèces aqueuses (CO_2 (aq) et H_2CO_3) et ioniques (HCO_3^- et CO_3^{2-}). Toutes ces formes de carbone peuvent entrer en réactions d'échanges chimiques et isotopiques avec le CO_2 gazeux de la zone non saturée du sol, ou de la fraction carbonatée de l'aquifère.

A l'issue des réactions précédentes, qui gouvernent la chimie des carbonates, et qui se résument en terme de bilan à la réaction:



Plusieurs cas sont à considérer selon que le système, est ouvert ou fermé par rapport au CO₂ gazeux de la zone non saturée.

I. 2. 4.1. Equilibre en système ouvert (réservoir inépuisable en CO₂)

En système ouvert, le CITD des eaux est en équilibre complet avec le CO₂ gazeux du sol et sa composition isotopique correspond, au facteur de fractionnement près, à celle du CO₂ du sol.

La réaction de mélange précitée, s'accompagne ou est suivie, d'échange complet entre les différentes formes du carbone inorganique total dissous (CITD) et le CO₂ gazeux. L'ouverture sur le réservoir de CO₂ implique, que le pH reste relativement assez bas et que les carbonates ne sont pratiquement pas représentés dans la phase aqueuse. Ce qui limite les réactions d'échanges à la mise en jeu de l'acide carbonique et des bicarbonates. Le CITD est alors exprimé par:

$$\text{CITD} = \sum \text{CO}_2 (\text{aq}) = [\text{H}_2\text{CO}_3] = [\text{CO}_2] = K_0 \cdot P_{\text{CO}_2}$$

où P_{CO₂} étant la pression partielle du CO₂ gazeux. La pression partielle du CO₂ dans les sols atteint couramment des valeurs de 10⁻² et même 10⁻¹ atmosphères (Dever, 1985).

I. 2. 4. 2. Equilibre en système fermé (milieu fermé à l'atmosphère)

En système fermé, les eaux souterraines initialement en équilibre avec le CO₂ du sol, sont isolées de ce réservoir avant tout apport en solution d'un carbone inactif. C'est à dire qu'il s'agit de systèmes dans lesquels le CITD des eaux est soustrait du contact du CO₂ de l'atmosphère et du sol dès sa formation, et ne subit plus aucune réaction d'échange dans son transit. La teneur isotopique du CITD dépend non seulement de celle du CO₂ du sol, mais aussi de celle du carbone mort provenant de l'aquifère. Le CITD est alors exprimé par:

$$\begin{aligned} \text{CITD} &= [\text{H}_2\text{CO}_3] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}] \\ \text{Alcalinité} &= [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] \end{aligned}$$

I. 2. 5. Altération des aluminosilicates

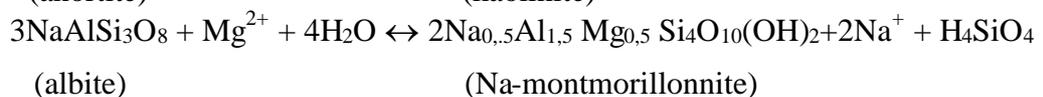
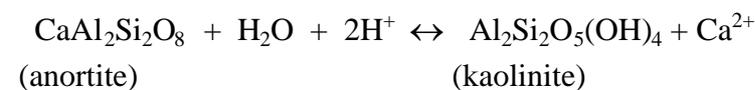
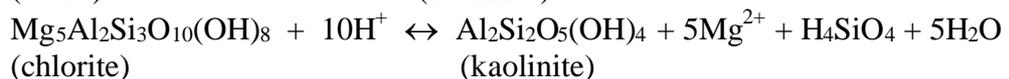
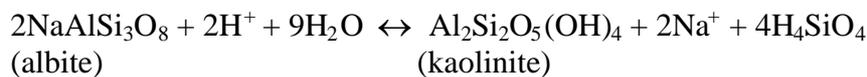
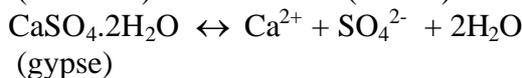
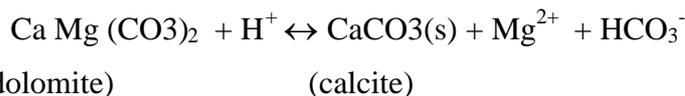
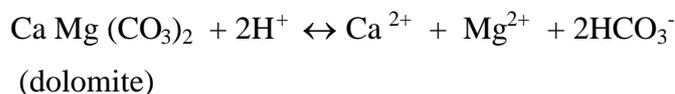
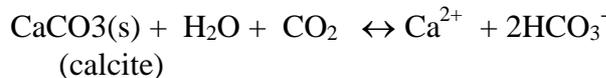
I. 2. 5. 1. Définition

L'altération ou transformation chimique, est par définition, la mise en solution des éléments chimiques de la roche mère. Les minéraux constitutifs de la roche sont attaqués par des eaux riches en acide carbonique. Cette attaque provoque une hydrolyse des minéraux et la mise en solution de leur éléments chimiques.

Ces transformations chimiques correspondent aussi bien à des dissolutions qu'à des néoformations de phases minérales, et peuvent jouer une part prépondérante dans la formation de résidu sec. Ces altérations ont évidemment une influence considérable sur la perméabilité, et la porosité des fissures et des sédiments.

Elles varient selon les secteurs en fonction de la composition minéralogique de la roche. Dans ce qui suit, nous reporterons les principales réactions d'altérations produites lors des interactions eau– sol, influençant ainsi, la géochimie des carbonates.

I.2.5.2. Principales réactions géochimiques des eaux



CHAPITRE II: Revue des méthodes usuelles d'estimation de la recharge

II. 1. Introduction

L'évolution des besoins en eau a nécessité une meilleure connaissance hydrogéologique pour permettre d'assurer le suivi et optimiser la gestion des ressources en eau. Les études s'appuient sur des travaux géologiques, géophysiques, les sondages de reconnaissances, et les essais de pompage entre autres.

Le taux de renouvellement des nappes constitue un facteur essentiel dans tout programme de développement durable basé sur l'exploitation des réserves en eaux souterraines. La grande variété des méthodes proposées pour l'estimation de la recharge démontre l'importance mais aussi les difficultés pour appréhender avec une bonne précision cette variable, pourtant essentielle, dans toute tentative d'évaluation de ressources exploitables des aquifères (Gee et Hilled, 1988; Aranyossy et al., 1990; Aranyossy et Gaye, 1992; Taupin et al., 1993). D'autre part, cette diversité des méthodes montre qu'il n'existe pas de technique applicable à toutes les situations, en particulier dans les régions arides et semi-arides, caractérisées par un fort déficit pluviométrique.

II. 2. Fluctuations piézométriques

Cette méthode consiste à identifier l'infiltration par l'analyse des variations piézométriques dans les nappes. Ainsi on considère qu'à un régime permanent de pluie correspond un régime permanent du niveau de la nappe et son débit, et que toute variation du régime pluviométrique entraîne une variation du régime de la nappe. Cet indicateur de la recharge signifie que la remontée du niveau d'une nappe est sous la dépendance unique de la pluviosité annuelle.

Toutefois, ces méthodes peuvent donner des résultats intéressants dans le cas d'une source prédominante comme l'infiltration verticale sur une surface définie. En revanche, elles sont inopérantes dans d'autres situations. En effet, la zone non saturée, présente des variations d'épaisseur de sorte que l'eau qui s'infiltré dans les parties épaisses met plus de temps à atteindre la nappe que celle qui pénètre au fond des dépressions. De ce fait, L'infiltration est surestimée dans les dépressions, et sous-estimée aux niveaux des points élevés (Tandia, 1990).

Les méthodes utilisant les variations de la piézométrie peuvent donner des résultats intéressants en terme d'évaluation des ressources exploitables. Leur mise en oeuvre nécessite

cependant l'identification des sources d'alimentation et la détermination de leurs parts respectives dans l'eau qui s'infiltré, ce qui est très rarement réalisable.

II. 3. Méthode de bilan hydrique

Le calcul de la lame d'eau infiltrée est fait en considérant les moyennes annuelles sur une période suffisamment longue de précipitations, de ruissellement, d'évapotranspiration et de variations de stock d'eau dans le sol sur un bassin versant.

L'évapotranspiration réelle (ETR) est estimée à partir de la valeur potentielle de l'évapotranspiration (ETP), celle-ci est calculée par des formules empiriques. De l'équation de base du bilan de l'eau (conservation de masse) qui donne les différents chemins suivis par les précipitations en un lieu, est déduite la lame d'eau infiltrée:

$$I = P - (ETR + R + d S)$$

où P est la précipitation moyenne annuelle en mm/an, ETR l'évapotranspiration réelle exprimée en mm/an, R le ruissellement en mm/an.

Par ailleurs, l'évapotranspiration ou l'évaporation totale en un lieu donné, est définie comme étant la perte totale d'eau par évaporation des eaux de surface et du sol d'une part, et par la transpiration du couvert végétal d'autre part. Elle est contrôlée par le pouvoir évaporant de l'atmosphère qui fixe la limite maximale d'eau pouvant être évaporée.

En l'absence de méthode directe de mesure de l'évapotranspiration, un certain nombres de formules empiriques (Thornthwaite, Turc...etc.) nécessitant l'introduction des paramètres météorologiques, permettent une approche plus ou moins précise du volume de l'évapotranspiration.

Cependant, la valeur réelle de l'évapotranspiration est très difficile à déterminer du fait de la complexité du comportement biologique des végétaux et de la diversité des sols. De ce fait, l'évapotranspiration totale réelle (ETR) est calculée indirectement à partir de la connaissance de l'évapotranspiration potentielle (ETP), qui est la limite maximale que peut atteindre l'évapotranspiration totale réelle.

Toutefois, la méthode de calcul de bilan d'eau à partir des données climatiques, conduit à de grandes imprécisions liées à la difficulté de l'estimation de l'évapotranspiration réelle. Ainsi, la fiabilité de ces méthodes dépend de la précision des mesures des hauteurs de pluies et de l'évapotranspiration réelle.

II. 4. Méthodes physiques

Les modèles physiques, basés sur la détermination des gradients de charge hydraulique et l'estimation de la conductivité hydraulique, permettent d'avoir une bonne estimation de l'infiltration sur le site d'essai. Cependant, l'application de ces méthodes à un bassin versant, nécessite la multiplication des mesures pour tenir compte de la variabilité spatiale et des effets topographiques, ce qui augmente les coûts et rend la mise en oeuvre de la méthode onéreuse.

II. 5. Simulation hydrogéologique

Ces modèles sont basés sur la résolution de l'équation de diffusion établie à partir de la loi de Darcy, et du principe de conservation de masse dans la zone saturée. La nappe est considérée comme un réseau de (n) mailles carrées, puis les données nécessaires pour chacune des mailles sont introduites. On procède alors au calage du modèle, qui consiste à ajuster sur la piézométrie étalon mesurée, celle calculée, en faisant varier par approximations successives les différents paramètres introduits. Les modèles de simulation hydrogéologiques peuvent être très utiles pour la gestion des aquifères, si les données de base qui leur sont fournies sont justes; ce n'est pas toujours le cas.

II. 6. Bilan des chlorures

Les chlorures apparaissent comme l'élément conservatif le plus approprié pour de telles mesures. Le principe de la méthode repose sur la connaissance du rapport de concentration en ions chlorures entre l'eau des pluies et l'eau du sol. Ce rapport est directement imputable à la reprise évaporante qui s'effectue sans départ des ions.

Le procédé consiste à échantillonner des profils de sols non saturée afin d'analyser l'eau interstitielle. L'analyse des chlorures est effectuée sur lixiviats, l'humidité pondérale de chaque échantillon est également déterminée après étuvage.

En admettant que l'apport des chlorures provient uniquement des pluies et qu'après évaporation, tous les chlorures restent dans l'eau interstitielle de la zone non saturée du sol, le bilan s'écrit:

$$I_e = (P * C_p) / C_s$$

où I_e représente la recharge annuelle moyenne, P la hauteur des précipitations, C_p la concentration moyenne en chlorures des précipitations, et C_s la concentration moyenne en chlorures de l'eau du sol.

La méthode du bilan des chlorures, théoriquement simple et relativement aisée à mettre en oeuvre, son application plus systématique devra être cependant accompagnée, d'une détermination plus détaillée de la chimie des eaux de la pluie, et notamment de sa répartition spatiale, d'une part et, d'autre part d'une estimation plus précise de la vitesse d'infiltration, qui permette de déterminer la chronique des précipitations à prendre en compte dans le calcul de la recharge.

II.7. Méthodes isotopiques

Les études menées par Fontes (1986), Allison et Barnes (1988) et d'autres depuis les années 80, ont montré que les méthodes usuelles d'estimation de la recharge des nappes n'ont pas apporté les précisions souhaitées et que les recherches devraient être poursuivies sur l'utilisation conjointe des méthodes physiques et des techniques géochimiques et isotopiques pour progresser dans la démarche d'évaluation de l'alimentation des nappes souterraines.

L'étude des isotopes de l'environnement se révéla donc particulièrement utile pour l'obtention d'informations telles que : la mise en évidence de communications entre les nappes, les relations entre les eaux de surface et souterraines, l'occurrence ou l'absence de recharge...etc. Ainsi, l'hydrologie isotopique employant les données chimiques et isotopiques est devenue depuis une trentaine d'années un moyen incontournable pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes aquifères.

Ces techniques isotopiques peuvent contribuer à l'évaluation de la recharge des nappes, en donnant des indications qualitatives sur l'existence ou non d'une recharge, ou de manière quantitative en permettant d'effectuer le calcul du taux de recharge. Ces techniques de traçage ont donné des résultats intéressants sous différents types de climat, et en particulier en zone aride et semi-aride, là où les autres méthodes présentent le plus d'insuffisances (Fontes, 1976, 1982 et 1983).

CHAPITRE III: Techniques isotopiques

III. 1. Historique

Becquerel découvrit en 1886 que l'uranium et ses composés émettent continuellement un rayonnement qui comme les rayons X, traverse d'assez grandes épaisseurs de matière, noircit la plaque photographique, ionise l'air, et rend lumineuse de nombreuses substances. Il apparut de plus, que l'intensité de ce rayonnement ne peut être modifiée, ni par voie chimique, ni par voie physique.

Pierre et Marie Curie, réussirent un peu plus tard à séparer de l'uranite, un élément, le radium (ce qui leur a valu le prix Nobel) dont l'intensité d'émission dépassait celle de l'uranium de plusieurs ordre de grandeur.

Aujourd'hui, Il est bien établi que ce rayonnement résulte d'une transformation spontanée de noyaux atomiques instables d'un élément en noyaux d'autres éléments: c'est le phénomène de la radioactivité naturelle. Elle peut bien être provoquée dans les éléments légers par bombardement de noyaux de ces éléments: la radioactivité ainsi observée est dite artificielle.

Grâce aux travaux de Pierre et Marie Curie, Becquerel, et Rutherford, il a été établi que ce rayonnement renferme trois catégories de rayons qui se distinguent par leur pouvoir de pénétration et d'ionisation: Alpha, Bêta et Gamma. Depuis ces découvertes de nouvelles voies ont été ouvertes à la science en général et à la science de la terre en particulier.

Dés l'année 1947, l'américain Kanem (1947) découvre l'isotope ^{14}C , son compatriote Simson en étudiant le rayonnement cosmique met en évidence sa composante neutronique. Le chimiste Libby (1947) de l'université de Chicago pose les hypothèses de bases de la méthode de datation par le radiocarbone: existence de ^{14}C dans la stratosphère, et participation de ^{14}C au cycle général du carbone.

Ces deux hypothèses furent rapidement vérifiées par Libby. Des auteurs dont Arnold et Libby (1949) furent les premiers essais de datation par le radiocarbone sur du bois provenant de nécropoles égyptiennes calées chronologiquement, et les premières datations confirmèrent les âges historiques prouvant ainsi l'efficacité de la méthode de datation au radiocarbone.

La mise en évidence des isotopes naturels et artificiels, la mise au point du spectromètre de masse et le scintillateur liquide, ont contribué à l'émergence d'une discipline dénommée: Hydrologie Isotopique.

La datation des eaux souterraines par le radiocarbone a été proposée par Munich en 1957, et élaborée au symposium de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique à Tokyo (AIEA,

1963). L'AIEA a ensuite parrainé d'autres réunions consacrées à l'hydrologie isotopique à Vienne (AIEA, 1969, 1970, 1971, 1973 et 1975).

Actuellement l'utilisation de ces techniques en hydrologie est largement développée en sa méthodologie analytiquement et théoriquement détaillée. Il en a été mis en place à travers le monde, un réseau de stations de collecte des eaux de précipitations pour définir des niveaux de référence notamment pour le deutérium, l'oxygène-18, et le tritium. Il a été de même pour le radiocarbone dont l'exploitation a servi à la mise en évidence des différentes variations climatiques dénommées: paléoclimat.

Les explosions thermonucléaires au cours des années 1950 à 1960 ont eu pour conséquence un accroissement très important des teneurs en tritium dans les précipitations, jusqu'au moratoire sur les essais nucléaires aériens en 1963, date à partir de laquelle les teneurs ont commencé à baisser.

L'estimation de la recharge par la localisation du pic de tritium des années soixante a été efficacement employée dans la zone non saturée pendant une vingtaine d'année (Aranyossy et Gaye, 1992). La mise en évidence du pic de tritium thermonucléaire de 1963 à 12 et 20 m de profondeur sur deux profils, effectués dans les sables dunaires de la région de Louga au Sénégal, a permis d'estimer l'infiltration efficace locale.

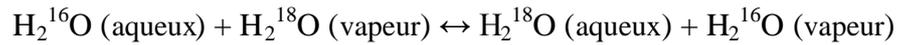
III. 2. Techniques isotopiques

Les traceurs naturels isotopiques permettent d'obtenir des informations concernant l'âge, l'origine des eaux, leur vitesse d'écoulement. Ces traceurs isotopiques donnent en particulier accès à des indications sur l'origine et le temps de résidence des eaux souterraines, c'est-à-dire, en termes de gestion, sur les sources d'alimentation du réservoir et sur les taux de renouvellement de l'eau dans ce réservoir.

Les isotopes constitutifs de la molécule d'eau (^{18}O ; ^2H ; ^3H) sont caractérisés par le fractionnement isotopique. Ce fractionnement est régi par des phénomènes tels que: l'évaporation, la condensation, et la diffusion d'une part, et par les réactions d'échanges isotopique et cinétique d'autre part. Ces réactions obéissent aux lois d'action de masse. Le degré de fractionnement est une fonction complexe de la température, la pression partielle de la vapeur d'eau au dessus de la phase liquide, et de la salinité.

III. 2. 1. Abondance isotopique ou Delta pour mille (δ ‰)

Dans un échange isotopique de l'atome d'oxygène entre deux phases de la molécule d'eau:



la mesure de la différence relative des rapports isotopiques de ces deux phases est suffisante, de plus, elle est plus facilement mesurable que les rapports eux mêmes (Friedman et *al.*, 1977). Cette différence que l'on nomme δ exprime la concentration en isotope lourd d'un échantillon relativement à un étalon; elle est exprimée en part pour mille:

$$\delta = (\text{R}_{\text{échantillon}} / \text{R}_{\text{standard}} - 1) \cdot 10^3$$

ou, $\text{R}_{(\text{échantillon})}$, est le rapport isotopique de l'échantillon ou teneur en isotope lourd, ou concentration de l'espèce isotopique rare, et $\text{R}_{(\text{standard})}$, le rapport isotopique du standard.

III. 2. 2. Facteur de fractionnement: α

Il est exprimé généralement par rapport à la valeur δ que l'on mesure par spectrométrie de masse:

$$\alpha = (\delta_1 + 10^3) / (\delta_2 + 10^3)$$

Les réactions isotopiques obéissent à la loi d'action de masse sous conditions d'équilibre, le facteur de fractionnement est alors relié à la constante d'équilibre K par:

$$\alpha = K^{1/n} = \text{R}_{\text{échant 1}} / \text{R}_{\text{échant 2}}$$

où, n, est le nombre d'atomes échangés (Friedman et *al.*, 1977). On note $K=\alpha$, si la réaction est monoatomique. Le facteur α est corrélé avec la température par:

$$10^3 * \text{Ln}\alpha = a + 10 T^{-1} + c T^{-2}$$

T, étant la température en degré kelvin; a, b et c, étant des paramètres empiriques propres à chaque système (Fritz et Fontes., 1980).

III. 2. 3. Facteur d'enrichissement: ε

La plupart des facteurs de fractionnement isotopique sont proches de l'unité. C'est la raison pour laquelle on exprime le facteur ε en part pour mille. Cette valeur est appelée: facteur d'enrichissement, exprimée par:

$$\varepsilon = (\alpha_{1 \rightarrow 2} - 1) \cdot 10^3$$

ε peut prendre des valeurs positives ou négatives, et on peut en obtenir une approximation en reprenant la définition de α et en tenant compte du fait que δ est très petit devant mille par:

$$\varepsilon = \delta_1 - \delta_2$$

III. 2. 4. La notation: Δ

En utilisant l'approximation sur ϵ ainsi que la simplification mathématique donnant:

$10^{+3} * (\text{Ln } 1.00X) \approx X$, on écrit que le fractionnement en part pour mille est approché par:

$$\delta_1 - \delta_2 \approx 10^{+3} * \text{Ln } \alpha_{1-2} = \Delta_{1-2}$$

car : $10^{+3} * \text{Ln}\alpha_{1-2} \approx (\alpha_{1-2} - 1) * 10^{+3}$

On note, Δ_{1-2} , cette approximation du fractionnement en part pour mille.

III. 2. 5. Standards internationaux

Toute espèce chimique est exprimée par rapport à un standard approprié conventionnellement admis. L'étalon utilisé pour le deutérium (^2H) et l'oxygène-18 (^{18}O), est le SMOW ou le Vienna SMOW: une eau océanique moyenne. Les teneurs en espèces chimiques du SMOW ou VSMOW, sont des standards fixés d'après l'analyse d'un échantillon moyen d'eau de l'océan Atlantique, prélevé à la verticale d'un lieu situé à 0° de latitude et 0° de longitude, et dont la composition isotopique est:

$$\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰} \text{ et } \delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$$

Le standard, VSMOW, est distribué par l'AIEA aux différents laboratoires qui sont appelés à exprimer les résultats d'analyses par rapport au VSMOW (Gonfiantini, 1984). Pour le ^{13}C , l'étalon international, est le PDB (Peedee Belemnitella americana); une calcite biogénique marine (rostre de la Belemnitella Americana de "la Peede formation") du crétacé supérieur de la Caroline du sud aux USA (Craig, 1957).

III. 2. 6. Isotopes stables: cas de ^{18}O , ^2H et ^{13}C

III. 2. 6. 1. Relation: $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$

D'une façon générale, aussi bien sur terre que sur les océans, les teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux de pluies vérifient la droite des eaux météoriques mondiales (DMM: Fig.1) de Craig (1961), d'expression: $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰ SMOW}$, appelée GMWL (Global Météorique Water Line).

Cependant, localement et notamment dans les mers fermées et sur les continents où le recyclage de la vapeur est important, l'excès en deutérium ($d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$) peut être plus grand que 10 (Nir, 1967). Celle des eaux de la Méditerranée orientale présente un excès en deutérium de 22 ($\delta^2\text{H} = 8^{18}\text{O} + 22 \text{ ‰ SMOW}$: Gat et Yourtsever, 1981).

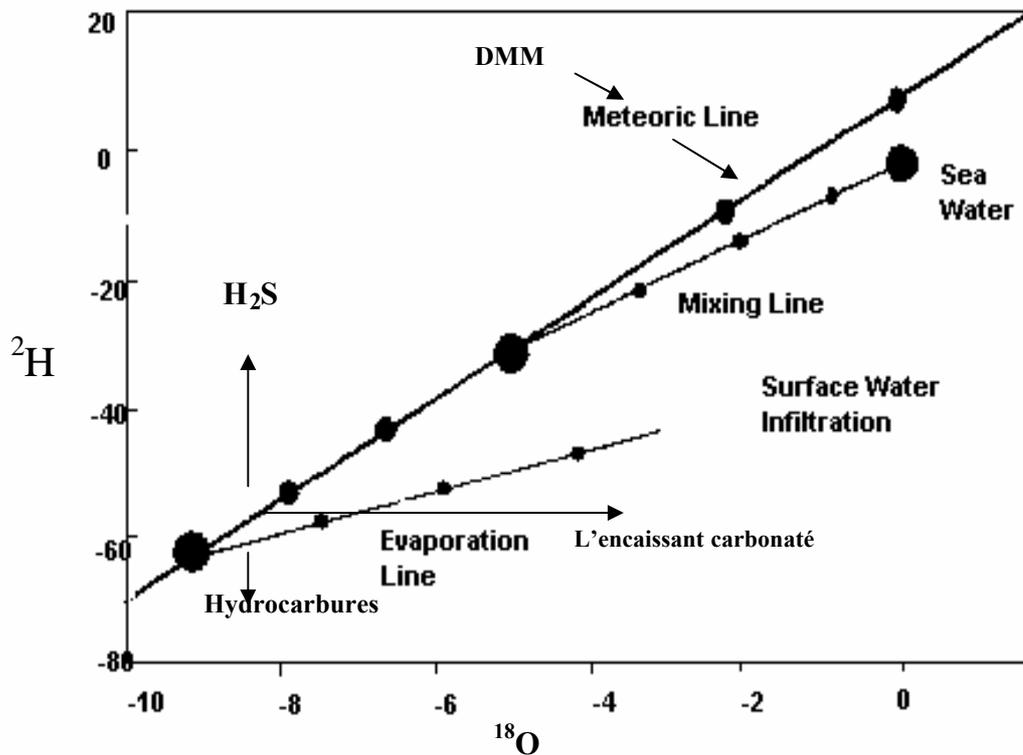


Figure 2: Relation deutérium (^2H) et oxygène-18 (^{18}O)

la pente est inférieure à 8, ceci traduit une re-évaporation des gouttes de pluies en cours de chute, en milieu non saturée. Cette diminution de la pente est due à l'effet de fractionnement cinétique, lui même, lié à la différence entre les taux de diffusivité des isotopes. La tendance horizontale d'enrichissement en ^{18}O (Fig.1) indiquerait un processus d'échange avec l'encaissant rocheux.

Dans la zone non saturée du sol, qui est le siège d'un fractionnement de type cinétique entre l'eau et la vapeur du sol, Barnes et Allison (1988) montrent que les teneurs isotopiques des eaux des sols, sont également corrélées selon des droites décalées par rapport à la DMM, dont la pente varie de 2 à 5.

III. 2. 6. 2. Application de la relation: $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$

Les applications de cette corrélation sont multiples en hydrologie: les teneurs en deutérium et oxygène-18 des eaux continentales, de surface ou souterraines, résultent des teneurs isotopiques des précipitations dans les zones de recharge.

L'étude des isotopes stables ^{18}O et ^2H des eaux de pluies et souterraines permet de retrouver l'origine des masses humides qui ont engendré les précipitations. Des travaux antérieurs (Yonge et *al.*, 1989) ont démontré que la composition isotopique des eaux météoriques, dépendait essentiellement de la longueur du parcours effectué par la vapeur d'eau précipitable au-dessus des continents.

En effet, au cours de sa progression continentale, la vapeur d'origine océanique, soumise à des condensations successives, s'appauvrit en isotopes lourds suivant le modèle de distillation fractionnée de Rayleigh (Taylor, 1986): c'est "l'effet de continentalité".

Par voie de bilan, cet effet s'enregistre dans les précipitations et, en l'absence de reprise évaporatoire fractionnante des eaux souterraines (Addar et Long, 1987), également dans la composition isotopique des aquifères superficiels rechargés (Joseph et Aranyossy, 1989). On obtient alors, en fonction de la distance à la côte, un gradient isotopique de continentalité (δ) qui, dans le cas de la région Ouest du Canada, peut atteindre pour l'oxygène-18, une valeur (δ) égale à -3,1 ‰ par 100 km (Yonge et *al.*, 1989).

D'autre part, l'abondance ^{18}O et ^2H dépend aussi de la température de changement de phase vapeur/liquide ("effet thermique": Dansgaard, 1964) et de l'importance du relief ("effet orographique": Fontes et Olivry, 1976 ; Grootes et *al.*, 1989).

Par ailleurs, en l'absence d'une forte reprise évaporatoire, les caractéristiques isotopiques moyennes d'un aquifère superficiel, peuvent être considérées comme représentatives des teneurs pondérées (^{18}O et ^2H) des averses des dernières années.

Les recharges successives intègrent la nappe, suivant un processus qui naturellement pondère les différents signaux isotopiques (Joseph et Aranyossy, 1989). Dans les zones humides, les eaux souterraines ont pratiquement le même contenu isotopique que celles des précipitations, ce qui atteste d'une recharge récente. En revanche, en zones arides et semi-arides, le contenu isotopique diffère quelques fois de celui des précipitations actuelles.

D'autre part, la présence de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ très appauvris suggèrent des précipitations témoignant d'un climat plus froid; il s'agit alors d'une paléorecharge (Fontes, 1986).

III. 2. 6. 3. Carbone-13: indice de l'échange isotopique

L'intérêt essentiel des mesures des teneurs de ^{13}C est de permettre de différencier les sources de carbone entrant en jeu. La teneur en ^{13}C du CO_2 du sol est indispensable, car ce

CO₂ participe chimiquement et isotopiquement à l'acquisition du carbone inorganique total dissous (CITD) par l'eau qui traverse la zone non saturée du sol.

A partir du réservoir atmosphérique, le ¹³C est assimilé par les plantes et participe dans le cycle du carbone et les différents réservoirs de la même façon que le ¹⁴C. Chaque réservoir est caractérisé par une teneur en ¹³C de l'élément carboné par rapport au PDB (effet réservoir).

Les échanges entre les divers réservoirs de carbone entraînent des variations dans leur composition isotopique. Ces variations sont la conséquence du fractionnement isotopique entre les différentes phases échangeant du carbone.

Les mesures des teneurs en ¹³C des différents composants du carbone dissous, rend possible l'investigation, et dans une certaine mesure l'évaluation des mécanismes d'échange. En effet, les coefficients de fractionnement isotopiques des réactions d'équilibre du système: CO₂-HCO₃⁻ - CO₃²⁻ sont bien établis dans la littérature et le montant de l'échange des isotopes entre CO₂ gazeux et le CITD peut être évalué.

Les réactions d'échanges impliquent également le ¹⁴C, et il est généralement admis (Craig, 1954) que le fractionnement isotopique pour ¹⁴C est lié à celui que l'on relève pour ¹³C, par la relation établie par Craig et précisée expérimentalement par Salliège et Fontes (1984), soit:

$$\varepsilon^{14}\text{C} \approx 2,3 * \varepsilon^{13}\text{C}$$

Puisque les teneurs en carbone-14, sont exprimées en pour cent, et que les teneurs en carbone-13 sont en parts pour mille, il vient que:

$$\varepsilon^{14}\text{C}\% \approx 0,23 * \varepsilon^{13}\text{C}\text{‰}$$

$$\text{avec: } \varepsilon = \delta_2 - \delta_1$$

Les valeurs numériques des différentes (ε), ainsi que leurs variations en fonction de la température ont été déterminées expérimentalement (Mook et *al.*, 1974; Vogel et *al.*, 1970). Les relations s'inscrivent sous forme approchée valable pour le domaine des températures de l'hydrosphère froide et tiède.

$$\delta\text{CO}_2(\text{g}) - \delta(\text{HCO}_3^-) \approx \varepsilon * [\text{CO}_2(\text{g}) - \text{HCO}_3^-] = -9483 / T + 23, 89$$

$$\delta(\text{H}_2\text{CO}_3) - \delta(\text{HCO}_3^-) \approx \varepsilon * [\text{H}_2\text{CO}_3 - \text{HCO}_3^-] = -9866/T + 24,12$$

$$\delta(\text{calcite}) - \delta(\text{HCO}_3^-) \approx \varepsilon * [\text{calcite} - \text{HCO}_3^-] = - 4232/T + 15,10$$

Si l'on veut par exemple transposer à l'activité en carbone, A ¹⁴C on écrira:

$$A^{14}\text{C}(\text{HCO}_3^-) = A^{14}\text{C}(\text{CO}_2) - \varepsilon^{14}\text{C}(\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^-)$$

$$\text{c'est à dire: } A_{\text{atm}}/A_{\text{CITD}} = 1 + \varepsilon^{14}\text{C}$$

$$\text{en introduisant } \varepsilon^{14}\text{C} \% \approx 0,23 * \varepsilon^{13}\text{C} \text{‰}$$

$$A^{14}\text{C}(\text{HCO}_3^-) = A^{14}\text{C}(\text{CO}_2) - 0,23 * \varepsilon^{13}\text{C}(\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^-)$$

Ainsi, à l'équilibre complet avec le CO₂ atmosphérique antérieur aux essais nucléaires, le bicarbonate se trouvera enrichi en carbone-14 sous l'effet du fractionnement isotopique.

III. 2. 6. 3. 1. Origine de ¹³C

(i) Réservoir biologique

Pour les plantes terrestres, le fractionnement isotopique varie selon le cycle photosynthétique (respiration végétale, décomposition de la matière organique). Les processus biochimiques favorisent l'utilisation des isotopes légers (¹²C), en conséquence les plantes vertes, se trouvent appauvries en ¹³C par rapport au CO₂ atmosphérique.

Le degré d'appauvrissement en ¹³C dépend du type de cycle photosynthétique de ces plantes, et l'on peut en conséquence, distinguer dans ce réservoir trois types de végétaux:

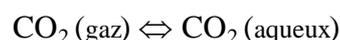
- Les plantes à cycle C₃ ou cycle de (Calvin-Benson). Les premiers composés synthétisés sont des glucides à 3 atomes de carbone. Ce groupe comprend la quasi-totalité des végétaux des régions tempérées: blé, orge, betterave, et la totalité des arbres.
- Les plantes de type C₄ (cycle de Hatch et Slack). Ce groupe de plantes croit en général dans les régions tropicales (maïs, canne à sucre, .etc.).
- Les plantes de type C.A.M (Crassulaccean Acid Metabolism) ont un ¹³C moyen de -17 ‰ PDB; elles comprennent, entre autres, les cactus et l'ananas...etc.
- Les plantes marines (algues) ont un δ¹³C moyen de -22 ‰ PDB.

Par ailleurs, la matière organique des ossements humains ou animaux, reflète le type d'alimentation. Un Européen a un δ moyen de -22 ‰ (alimentation à base de blé). Un Africain a un δ moyen de -17 ‰ (alimentation à base de sorgho ou de maïs: C₄). D'autre part, la décomposition bactérienne produit un CO₂ dont le δ¹³C = -24 ‰ PDB. Ceci a été remarqué dans les carbonates au nord-est du lac Tchad (Zouridakis, 1970).

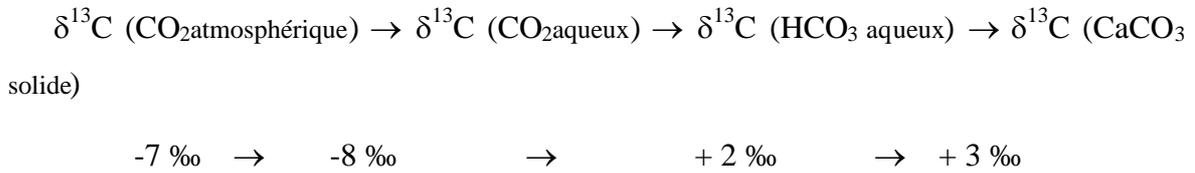
(ii) Réservoir minéral

Ce réservoir est constitué par le CO₂ atmosphérique dont le δ¹³C = -7 ‰ PDB. Les carbonates marins (coquilles) ont des δ¹³C comprises entre 1 et 3 ‰ PDB, et les carbonates continentaux ont des δ¹³C très variables. Le schéma suivant résume les différentes étapes du carbone-13 dans le carbone total dissous:

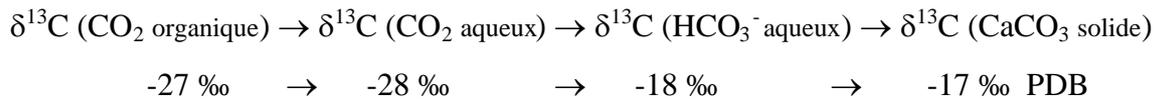
le CO₂ atmosphérique (réservoir minéral):



Quant l'équilibre est atteint, $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 atmosphérique va se transmettre à la suite des composés carbonés conduisant aux carbonates, tout en subissant les divers fractionnements suivants:



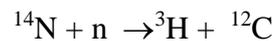
le CO_2 organique (réservoir biologique):



Ainsi, les ions bicarbonatés (HCO_3^-) formés correspondent à deux espèces de carbone; un carbone organique très appauvri en ^{13}C , et un carbone inorganique à $\delta^{13}\text{C}$ nettement plus forte. Les eaux souterraines contiennent sous forme dissoute le ^{13}C provenant de ces deux réservoirs. Cette valeur de $\delta^{13}\text{C}$ indiquerait l'amplitude des interactions eau/matrice.

III. 2. 7. Tritium: ^3H

Le tritium isotope de l'hydrogène, de période 12,43 ans, est produit naturellement dans l'atmosphère par interaction entre les neutrons cosmiques libres et les noyaux d'azote-14 selon la réaction suivante:



Lors des essais nucléaires de surface de 1952 à 1963, le tritium a été produit artificiellement en abondance dans l'atmosphère. Sa concentration est passée dans l'hémisphère nord de 25 à 2200 UT en 1964.

Depuis le moratoire de 1963 sa concentration décroît pour tendre actuellement vers des activités faibles de l'ordre de quelques unités : 1UT = 7,1 désintégration de tritium par minute et par litre d'eau (d/mn/l).

III. 2. 7. 1. Utilisation pratique de ^3H

Associé intimement aux molécules d'eau sous forme de HTO et $^3\text{H}_2\text{O}$, le tritium en constitue un excellent traceur. La présence ou non du tritium est une nette indication des eaux récentes ou d'un mélange d'eau ancienne et récente. La mesure de son activité dans les eaux de précipitations et souterraines, permet d'évaluer le temps de résidence ou transit des eaux de ces aquifères, et en conséquence la vitesse de recharge locale des réserves souterraines.

Le tritium permet également de quantifier un flux d'eau annuel qui correspond à la recharge de la nappe par la relation:

$$R = \Delta H.P$$

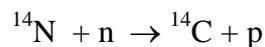
Avec R est la recharge moyenne annuelle en (mm),

P est la porosité matricielle.

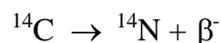
Pour déterminer le déplacement annuel du pic de tritium ΔH , il suffit de repérer sur un profil de tritium dans la zone non saturée du sol (ZNS), des pics caractéristiques connus de certaines années pour en déduire le déplacement relatif du profil isotopique initial . On peut citer, par exemple: le pic de référence de la période de 1963/64 et celui de 1974/75 assez marqués en Europe.

III. 2. 8. Radiocarbone:¹⁴C

L'isotope radioactif du carbone a la même origine que le tritium. La formation naturelle de ¹⁴C dans la haute atmosphère est le résultat d'interactions des neutrons induits par le rayonnement cosmique (ou produits des essais thermonucléaires) avec les noyaux de ¹⁴N selon la réaction:



En revanche le radiocarbone ne se formerait pas en quantité significative dans les réacteurs nucléaires. Par décroissance radioactive β^- , le carbone-14 entame sa désintégration et régénère l'azote-14 selon la réaction:



$$\text{avec : } E_{\text{max}} = 155 \text{ Kev}$$

$$E_{\text{min}} = 46,6 \text{ Kev}$$

$$T_{1/2} = 5730 \pm 40 \text{ ans (Godwin, 1962)}$$

La production du carbone-14 obéit aux mêmes règles que celle du tritium en ce qui concerne l'influence de la latitude. Toutefois, en raison de sa nature gazeuse permanente et de son temps de séjour troposphérique relativement long (5 à 7ans), le radiocarbone est beaucoup mieux homogénéisé à l'échelle du globe (Levin, 1978) que ne l'est le tritium dans la vapeur et les aérosols de la basse atmosphère.

Deux phénomènes ont modifié radicalement les teneurs en isotopes du carbone depuis un siècle. Le premier mis en évidence par H. E Suess a pour cause le développement industriel qui en utilisant massivement charbons et pétrole a déversé dans l'atmosphère de grandes

quantités de carbone inactif, ce qui a eu pour conséquence de diminuer l'activité initiale du carbone-14 entre 1850 et 1950.

L'atmosphère contient approximativement 320 ppm de CO₂ et l'augmentation annuelle est actuellement de 0,7 ppm/an. La plus grande partie de ce CO₂ est toutefois absorbée par les océans. Un deuxième effet, aux conséquences inverses, est dû aux essais des bombes thermonucléaires, qui en libérant les neutrons ont augmenté la production de ¹⁴C dans l'atmosphère. La concentration en ¹⁴C a doublé entre 1850 et 1963 dans l'atmosphère, et depuis l'arrêt des essais thermonucléaires, la concentration en ¹⁴C a diminué; elle est en 1985 voisine de 123 % (par rapport à 100 % en 1950).

Les mesures de l'activité en carbone-14 sont réalisées par comptage β (comptage en phase gazeuse sur CO₂, C₂H₂, C₂H₆; spectrométrie par scintillation liquide sur C₆H₆ ou C₆H₅CH₃). Les résultats sont exprimés en parts pour cent de "carbone moderne".

Le carbone moderne est censé posséder l'activité spécifique du CO₂ de l'atmosphère avant qu'elle ne se trouvât diluée par suite de l'utilisation massive de combustibles fossiles. Cette activité a été estimée à $13,56 \pm 0,07$ dpm/g de carbone (Olsson, 1968) par analyse d'un bois élaboré à la fin du XIX siècle (Broecker et Olsson, 1959), et pour cette raison est également désignée sous le nom d'activité du "bois moderne".

En pratique, l'activité du carbone moderne est égale à 0,95 % de l'activité (au cours de l'année 1950) de l'acide oxalique étalon distribué par le "National Bureau of Standards" de Washington D.C, U.S.A, et dont le stock est maintenant à épuisement.

Au laboratoire le standard international est un benzène distribué par l'AIEA, dont l'activité A₀ est égale à 12,517 dpm/g de benzène ou 13,56 dpm/g de carbone.

Par ailleurs, il est bien établi que la réaction de formation du radiocarbone se produit dans la stratosphère et la troposphère et, après oxydation à l'état de CO₂ le radiocarbone est mélangé au CO₂ troposphérique et participe ainsi aux processus du cycle du carbone.

III. 2. 8. 1. Cycle général du carbone

Après sa production par les rayons cosmiques, le carbone-14 est brassé dans la haute atmosphère sous forme de gaz carbonique ¹⁴CO₂, où il participe ensuite au cycle général du carbone, mélangé aux isotopes ¹²C et ¹³C.

Le ¹⁴CO₂ aussitôt formé, pénètre dans les autres portions du cycle selon deux mécanismes principaux (en négligeant la dissolution directe dans l'eau de pluie qui ne conduit qu'à

quelques ppm de carbone total dissous). L'un de ces mécanismes est la dissolution purement chimique tamponnée par la saturation en carbonate solide par réalisation des équilibres:



L'autre est la minéralisation biochimique du carbone électronégatif issu de la photosynthèse, et c'est la voie préférentielle pour la partie continentale du cycle: l'assimilation du CO_2 de l'atmosphère par les végétaux chlorophylliens (photosynthèse) s'accompagne d'un dégagement de carbone dans les sols par fermentation et décomposition (oxydation ou décarboxylation) de la matière organique (acides fulviques, flaviques et humiques) et surtout par respiration dans la zone des racines. Ce CO_2 biogénique évolue ensuite en fonction des conditions géologiques locales.

L'eau agressive chargée en acide carbonique est ensuite saturée par des cations, le plus souvent alcalino-terreux, pour donner les bicarbonates. La réaction de l'acide carbonique actif (chargée en ^{14}C) qui provient du sol sur les carbonates morts, peut se résumer à une dilution de l'activité du CO_2 de l'atmosphère dans le carbone dissous.

Le CO_2 atmosphérique est pratiquement en équilibre isotopique avec les eaux océaniques de surface. Tant que ces cycles sont ouverts (c'est à dire à l'équilibre isotopique) le taux de ^{14}C reste stationnaire dans chaque réservoir. Par contre la mort des végétaux, la cristallisation des carbonates, ou la rupture des équilibres $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{CO}_3 - \text{HCO}_3^-$, marque la fermeture du système ouvert, en conséquence, l'assimilation de ^{14}C n'est plus renouvelable.

On conçoit alors, que la quantité de ^{14}C sera fonction de l'instant à partir duquel l'échantillon est préservé de tout apport postérieur de carbone (système clos). Il devient possible grâce à la mesure de l'activité de ^{14}C résiduelle de dater tout échantillon carboné par simple application de l'équation:

$$\text{Age } ^{14}\text{C} = (T_{1/2} / \text{Ln}2) \cdot \text{Log} (A_0/A)$$

Comme $T_{1/2} = 5730$ ans, il devient alors

$$\text{Age } ^{14}\text{C} = 8266,6 * \text{Log} (A_0/A)$$

où A_0 est l'activité initiale du radiocarbone, et (A) l'activité mesurée par comptage bêta exprimée en pour-cent de carbone moderne (pmc).

Pour déterminer l'âge d'un fossile, il suffit de connaître l'activité spécifique d'un matériau connu (standard). Celui-ci est un bois qui a poussé en l'absence de CO_2 fossile en 1850. Ainsi, pour les calculs d'âge radiométrique on fait l'hypothèse qu'au cours du temps, A_0 reste égale à une valeur stationnaire atmosphérique qui correspond à un équilibre entre la production, la décroissance, et surtout le transfert dans les portions ultérieures du cycle.

Cette valeur d'état stationnaire serait donc reflétée par l'activité du "Bois moderne", c'est à dire 100 % de "carbone moderne". Il est donc implicitement admis que pendant toute l'étendue de la gamme d'âges exploitables par le radiochronomètre C-14 (les 70000 dernières années et même les 100000 dernières années, si l'on tient compte des performances des accélérateurs de particules) le taux de production du carbone-14 naturel est resté constant.

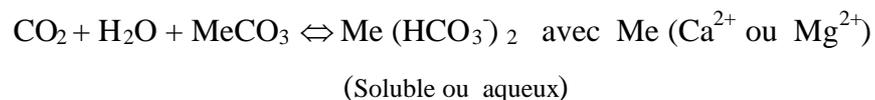
Les seuls éléments de vérifications directe de cette hypothèse sont représentés par le bon accord qui se manifeste entre les âges calendaires et les âges radiométriques obtenus pour du matériel d'âge connu, comme les graines des nécropoles égyptiennes, les anneaux de croissances des arbres à développement très lent comme le " pin Bristlecone" du sud des USA.

Moyennant toutes ces hypothèses, il est plus aisé d'appliquer la datation par le C-14 aux fossiles plutôt qu'aux eaux souterraines. En effet, en raison du comportement complexe, tant chimique qu'isotopique du carbone dans la nature, l'utilisation du radiocarbone pour la détermination du temps à partir duquel une eau a cessé d'être réalimentée en ^{14}C , ne peut être accomplie directement à partir de la mesure de l'activité en ^{14}C d'un échantillon carbonaté.

Les processus géochimiques et isotopiques subis par les carbonates provoquent des dilutions et fractionnement, et compliquent la datation de l'eau souterraine. Une estimation de A_0 du carbone totale dissous est essentielle étant donné que les conditions initiales du cycle sont inconnues.

III. 2. 8. 2. Estimation de A_0 du CITD

Pour les carbonates et bicarbonates dissous dans les cycles hydrologiques, le problème de l'activité initiale A_0 est lié à l'origine du carbone dissous qui suit la chaîne de réactions (voir chapitre I) qui se résument en terme de bilan à:



On devrait considérer l'activité du carbone dissous sous forme de bicarbonate comme le résultat d'un mélange équiatomique de deux espèces de carbone: le CO_2 atmosphérique essentiellement produit par l'activité biogénique, et le carbonate solide dépourvu de radiocarbone.

Avec 100 % de carbone moderne dans le CO_2 d'origine biologique, et 0 % dans le carbone minéral, on obtient une activité théorique de 50 % pour le bicarbonate dissous (CITD), que l'on peut appeler correction de Munnich (1957), ou de supposer que l'activité est restée constante, tout au long de la période d'infiltration.

Le temps écoulé entre deux points serait alors:

$$t_2 - t_1 = \lambda / \ln 2 * \text{Log} (A_2/A_1)$$

La réalité est loin de correspondre à ces deux schémas simples. Le carbone en phase liquide est susceptible d'échange isotopique, soit avec un excès de CO₂, soit avec des carbonates solides de l'aquifère (Fontes et Garnier, 1979).

III. 2. 8. 2. 1. Enoncé du problème fondamental

Afin de calculer une expression du temps radiométrique dans l'équation d'âge du carbone-14, il importe de déterminer les modifications de la teneur en C-14 du CITD imputables à des processus chimiques (dilution) et isotopiques (échange).

On appellera l'activité initiale du carbone inorganique total dissous: A₀ (CITD), l'activité spécifique initiale moyenne, pondérée de l'ensemble des formes du carbone présents en phase aqueuse après achèvement de tous les processus chimiques et isotopiques, et avant toute décroissance radioactive.

Avant de tenter d'estimer l'activité initiale du CITD, il est nécessaire de se livrer à l'inventaire de la composition chimique de la solution et de la composition minéralogique des sols et de la matrice de l'aquifère, en d'autres termes de déterminer le type de système géochimique dans lequel se trouve engagé le CITD (Dever, 1985; Bishop et Liyod, 1990), c'est à dire soit:

- un carbone total dissous de pure origine biologique, le CITD peut alors se trouver en équilibre avec le réservoir de CO₂ (système ouvert) ou dériver d'une complète transformation de CO₂ en CITD (système fermé). Pour ces modèles aucune correction n'est donc nécessaire. L'activité initiale du CITD est celle du gaz du sol, et l'âge radiométrique peut être calculé directement en introduisant par exemple 100 % pour A₀ dans l'équation d'âge de C-14 si l'infiltration s'est produite avant les années 50.
- un carbone total dissous d'origine mixte (biologique et minéral). Dans ce cas il est également fondamental de déterminer si le système est ouvert, auquel cas la composition isotopique en C-13 et C-14 sera entièrement déterminée par celle de la phase gazeuse, ou bien s'il s'agit d'un système fermé, et la composition isotopique est alors directement régie par les termes du mélange des deux sources de carbone.

A partir de ces hypothèses de nombreuses approches de l'activité initiale du CITD ont été proposées pour reproduire au mieux la réalité et conduire à des datations correctes. En général, dans la gamme de pH entre 6 et 8 (eaux légèrement minéralisées), les processus d'interactions chimiques subites par le CO₂, les effets de diffusion, et des échanges

isotopiques sur l'activité spécifique de ^{14}C , n'influent presque pas sur les âges déterminés. En revanche, pour les eaux fortement minéralisées ($\text{pH} > 8$ et $\text{pH} < 6$), des corrections s'imposent.

III. 2. 8. 2. 2. Modèles de correction de l'activité initiale A_0

Il s'agit des modèles suivants:

- a-* Age conventionnel, $A_0 = 100$ pmc (pour-cent de carbone moderne)
- b-* Modèle statistique de Vogel (1967/70): $A_0 = 85$ pmc
- c-* Tamers (1967/75): mélange chimique
- d-* Pearson (1964): mélange chimique et isotopique
- e-* Mook (1972/80): mélange isotopique avec des échanges de CO_2 dans un système fermé,
- f-* Fontes et Garnier, 1979: mélange isotopique, avec échange de ^{14}C entre CO_2 dissous et une phase solide,
- g-* Eching (1983): mélange chimique et isotopique, et échange isotopique à l'équilibre
- h-* Equilibre de masse (Plummer et al., 1990). Ce modèle permet la détermination du temps de transit de l'eau plutôt que son age apparent. La correction demande les données chimiques et isotopiques entre deux points B_1 et B_2 . L'équation de décroissance du radiocarbone entre B_1 et B_2 devient alors :

$$\Delta T = \lambda / \ln 2 * \text{Log} ({}^{14}\text{A}_{\text{corrigée en B2}} / {}^{14}\text{A}_{\text{mesurée en B2}})$$

La correction de l'activité du radiocarbone est faite par l'ajustement de $\delta^{13}\text{C}$ final et initial tenant compte du transfert de masse du carbone et les fractionnements susceptibles de se produire (voir le chapitre suivant pour plus de détail).

Toutefois, selon Fontes (1986), quels que soient les modèles de correction adoptés, la complexité de l'utilisation de la méthode de radiocarbone dans la datation des eaux souterraines, nécessite en particulier:

- la définition précise du problème à examiner, donc le choix des analyses à effectuer, et de l'aire d'étude
- un échantillonnage bien mené, et la détermination de préférence, sur le site des paramètres physiques très instables: T° , pH et conductivité
- d'avoir des données de ^{14}C et ^{13}C du CITD du sol, et de l'alcalinité
- une disponibilité de données hydrologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques.

III. 2. 8. 2. 3. Exploitation de la méthode de radiocarbone

Le standard international pour le carbone-14, est un acide oxalique du NBS "National Bureau of Standard" de Washington DC aux USA, dont 95 % de l'activité ^{14}C est égale à l'activité d'un bois de l'année 1850 ou 1950 soit:

$$A_0 = (13,56 \pm 0,07) \text{ dpm/gC (désintégration par minute par gramme de carbone)}$$

Au laboratoire, le standard est un benzène distribué par l'AIEA, dont $A_0 = 12,517 \text{ dpm/g}$ de benzène, soit $A_0 = 13,56 \text{ dpm/g}$ de carbone.

L'âge conventionnel est défini par:

$$\text{Age } ^{14}\text{C} = T_{1/2} / \text{Log}2 * \text{Log} (A_0/A)$$

$$T_{1/2} = 5730 \text{ ans, il devient alors}$$

$$\text{Age } ^{14}\text{C} = 8266,6 * \text{Log} (A_0/A)$$

$$A = \text{activité spécifique de } ^{14}\text{C (dpm/g)}$$

$$A/A_0 * 10^{+2} = A_r \text{ (activité relative en (pmc))}$$

$$A_0 = \text{activité spécifique du benzène standard, soit}$$

$$A_0 = 12,517 \text{ dpm/g de } \text{C}_6\text{H}_6 \text{ (benzène)}$$

ou encore

$$A_0 = (13,56 \pm 0,07) \text{ dpm/gC}$$

Dans ces conditions, il est nécessaire de normaliser tous les âges C-14 à un $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ PDB. La normalisation des âges radiocarbone se fait à l'aide de mesure de teneur en C-13 de l'échantillon ayant servi à la datation (Olsson et al., 1974). L'équation choisie, modifiée d'après les données de Salliège et Fontes (1984) est la suivante:

$$2,3 * (\delta^{13}\text{C} + 25) = (A - A_N) / A * 10^{+3}$$

$$\delta^{14}\text{C} = (A - A_0) / A_0 * 10^{+3}$$

Ces deux équations constituent la formule de normalisation, d'où:

$$\text{Age } ^{14}\text{C} = T_{1/2} / \text{Log}2 * \text{Log} [1 / (1 + \Delta * 10^{-3})]$$

$$\Delta = [(A_N - A_0) / A_0] * 10^{+3}$$

Avec : A_0 : activité N.B.S

A_N : activité normalisée de l'échantillon (%)

$\delta^{13}\text{C}$: teneur en C-13 de l'échantillon (‰)

A: activité de l'échantillon (%)

Une formule approchée est très utilisée: on sait que 1‰ de variation de ^{14}C est égale à 8 ans d'où:

$$\Delta T = (\delta^{13}\text{C} + 25) * 16 \text{ ans}$$

$$\text{Age }^{14}\text{C} (\text{normalisé}) = \text{Age }^{14}\text{C} + \Delta T$$

Chapitre IV: Modélisation mathématique et géochimique

IV. 1. Modélisation mathématique des écoulements par traceurs intrinsèques

La modélisation mathématique des nappes, est devenue actuellement un outil précieux dans la gestion de la ressource en eau dans la mesure où elle permet, en fonction des conditions de départ, d'aider à la prise des décisions en prévoyant d'avantage l'évolution d'une situation dans le futur. Tout en simplifiant la complexité d'un système réel, la modélisation exige en revanche des données fiables représentatives et des séries chronologiques suffisantes pour la validation de ces modèles.

Selon la disponibilité et la qualité des données, il existe deux approches distinctes pour la conception d'un modèle; l'une déterministe et l'autre probabiliste. A noter toutefois, l'utilisation préférentielle et large de l'approche déterministe dans la simulation hydrologique. Celle-ci est essentiellement basée sur la conservation de masse et d'énergie.

Les lois expérimentales dont celle de Darcy et Fourier (la diffusion thermique) et de Fick (diffusion des espèces chimiques) constituent des équations mathématiques reliant des flux de masse, des moments et des énergies à des variables d'état mesurables, telles que la charge hydraulique, la température et la concentration de soluté (Zuber, 1986a et 1986b).

Dans ce chapitre nous essayerons de décrire les modèles dits de "boîte noire", largement utilisés en hydrologie isotopique, et qui semblent les mieux adaptés au système hydrologique de la région d'étude.

IV. 1. 2. Modèles d'évolutions du tritium dans la nappe

Plusieurs modèles d'écoulements ont été développés pour intégrer les radioisotopes de l'environnements (Yurtsever et Payne, 1978 et 1986; Maloszewski et Zuber, 1982; Maloszewski et al., 1983; Maloszewski et al., 1992; Maloszewski et Zuber, 1993; Maloszewski et Zuber, 1996; Zuber, 1993). Les valeurs estimées des concentrations en tritium dans les eaux des précipitations d'une part (fonction d'entrée), et les eaux de la nappe d'autre part (fonction de sortie), sont utilisées dans ces modèles mathématiques des écoulements par traceur intrinsèque.

L'information sur le temps de transit est dérivée à partir de l'application de modèles, dits "boîte noire", aux teneurs en tritium des précipitations et des eaux souterraines. Par ailleurs, il est bien admis que l'approche de "boîte noire" est limitée à un ou deux

paramètres. Toutefois, le type de modèle et leur paramètre définissent la fonction de distribution d'âge qui donne le spectre des temps de transit.

IV. 2. 1. 1. Les modèles de "boite noire"

Les modèles de boite noire, largement appliqués aux systèmes aquifères d'âge récents, utilisent des traceurs modernes à des concentrations d'entrée variables comme le tritium, l'oxygène-18 et le deutérium. Ils sont linéaires et basés sur des entrées (recharge) et sorties (décharge) connues, tout en négligeant la structure interne du système.

En hydrologie, ce concept correspond à un traceur idéal se comportant parfaitement dans le système comme le matériel tracé, ne réagissant guère avec la matrice et ne varie dans le temps que selon des lois physiques dont notamment la décroissance radioactive.

L'application des méthodes de traceurs dans les systèmes hydrologiques exigent l'introduction de plusieurs définitions des âges dont le temps de transit moyen de l'eau dans l'aquifère, ou "turnover time" ou âge d'eau, ou encore âge du radio-isotope. Les principes des techniques de traçage sont décrits par Maloszewski et Zuber. (1982) et Zuber (1986a, 1986b et 1986c).

Par ailleurs, le temps de transit moyen t_0 de l'eau ou l'âge moyen de l'eau quittant un

$$t_0 = \frac{V_m}{Q} \quad (1)$$

système aquifère est définie comme suit:

où

et

Q étant le débit
 V_m est le volume d'eau mobile

Dans les systèmes des écoulements unidimensionnels, ce temps peut être approché par le modèle de piston flow ((PFM) ou le modèle de dispersion (DM) dans lequel, $t_0 = x/v$, ou x est la longueur du système, et v est la vitesse de transit moyen de l'eau.

Le temps de transit moyen du traceur conservé (t_t), ou l'âge du traceur quittant le système hydrologique, est défini par:

$$t_t = \frac{\int_0^{\infty} t C_I(t) dt}{\int_0^{\infty} C_I(t) dt} \quad (2)$$

ou $C_I(t)$ est la concentration du traceur à tout instant (t).

L'âge du traceur défini par l'équation-2, est égale à l'âge de l'eau défini par l'équation-1, quelque soit le modèle d'écoulement dans le cas où le traceur est injecté et mesuré dans le flux total de l'eau (Maloszewski et *al.*, 1982 et Zuber, 1986a, 1986b et 1986c).

Pour un système hydrologique, la fonction de sortie (C_{out}) est donnée par l'équation-3, reliant la concentration de sortie (C_{out}) à la concentration d'entrée (C_{in}) d'un traceur environnemental, par l'intégrale de convolution suivante:

$$C_{out}(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t-\tau)e^{-\lambda\tau} g(\tau)d\tau \quad (3)$$

où $g(\tau)$ décrit la distribution du temps de résidence (Maloszewski and Zuber, 1982; Zuber, 1986a, 1986b et 1986c), (τ) est le temps de résidence de l'eau dans le système, et λ la constante de désintégration du traceur radioactif.

Le temps moyen de résidence de l'eau dans le système hydrologique ($\bar{\tau}$), c'est à dire le temps de transit moyen entre le moment t_0 de l'entrée dans le système (eau souterraine), ou encore, le temps écoulé entre l'isolation de l'eau des précipitations de l'atmosphère et le moment (t) de l'observation de l'échantillon. Il est exprimé par la relation suivante:

$$\bar{\tau} = \int_0^{\infty} \tau g(\tau) d\tau \quad (4)$$

Les paramètres du modèle sont déterminés de manière itérative en partant des valeurs initiales fixées par l'utilisateur. Dans chaque "itération" les courbes ou valeurs théoriques calculées et expérimentales sont comparées jusqu'à superposition, et la qualité du "fit" est déterminée par la valeur "SIGMA" définie par l'équation-5:

$$SIGMA = \left[\sum_{i=1}^n (C_{mi} - C_i)^2 \right]^{1/2} / n \quad (5)$$

où C_{mi} est la i^{eme} concentration mesurée, C_i est la i^{eme} concentration calculée, et n le nombre d'observation.

Par ailleurs, il est bien admis que l'approche de "boite noire" est limitée à un ou deux paramètres. Toutefois, le type de modèle et leur paramètre définissent la fonction de distribution d'âge qui donne le spectre des temps de transit.

L'approche du modèle de piston flow (PFM) suppose une stratification successive des lames d'eau sans mélange. Il est supposé dans cette approximation d'une part, que les chemins de circulation aient des temps de transit identiques, et que d'autre part la dispersion hydrodynamique et la diffusion moléculaire du traceur sont négligées. Le temps de transit moyen du traceur est le seul paramètre de PFM. Il est égal au temps de transit moyen de l'eau.

L'approximation du modèle exponentiel ou "Exponential Transit time Model" (EM) introduit la notion de mélange avec diffusion et dispersion. Il est supposé que la ligne d'écoulement est courte pour un temps de transit nul et longue à un temps de transit infini. La fonction de distribution $g(\tau)$ est exprimée par:

$$g(\tau) = \frac{e^{-\sqrt{\tau}}}{\tau} \quad (6)$$

L'approche du modèle de dispersion, n'intégrant pas la variation spatiale des isotopes, est valable seulement pour les écoulements en état permanent. Dans ce modèle, la solution unidimensionnel de l'équation de dispersion développée et détaillée par Landa et al. (1970) et Kreft et al. (1978), est introduite dans l'équation-3 à fin d'obtenir la fonction de poids $g(\tau)$ (Maloszewski et *al.*, 1982 ; Zuber, 1986).

Pour le modèle de dispersion (DM), la fonction de distribution du temps de résidence $g(\tau)$, au cas où l'échantillonnage s'effectue à partir de l'aquifère, est donnée par la relation:

$$g(\tau) = [(4\pi D/vx \bar{\tau})^{-1/2} \exp[-\bar{\tau}(1-t/\bar{\tau})^2 vx/4Dt]] t^{-1} \quad (7)$$

où (D/vx) est le paramètre de dispersion, D le coefficient de dispersion, (x) la longueur du système, et (v) la vitesse de transit moyen de l'eau.

IV. 2. Modélisation géochimique et isotopique

Depuis l'avènement de l'hydrologie isotopique, les hydrogéologues avaient pour objectif principal, la possibilité d'évaluer quantitativement l'ensemble des processus décrivant un système aquifère. Dès lors la modélisation géochimique est devenue un outil performant dans la simulation des réactions géochimiques, roche-solution, ou des solutions soumises aux processus d'évaporation, dissolution ou précipitation. Parmi les modèles les plus largement utilisés, et qui ont fait preuve de leur efficacité; le NETPATH (Plumer et al., 1986).

IV. 2. 1. Le code Netpath

Le Netpath (Plumer et al. 1976 et 1990), code performant dans la simulation géochimique, utilise des données physico-chimiques et isotopiques, et répond en fonction des types de contraintes et de phases. Ce modèle en utilisant les données thermodynamiques des réactions chimiques servira, à cerner les principaux mécanismes réactionnels responsables de la composition chimique de l'eau, et établir les corrections nécessaires à la datation au radiocarbone en tenant compte des réactions chimiques mises en évidence et leur influence sur les fractionnements des isotopes du carbone.

Le Netpath, utilise deux codes de fortran 77: (i) la banque de données ou DB (data base); (ii) le netpath.exe

La banque de données permet l'entrée des données des points échantillonnés, et le calcul de spéciation ou calculs thermochimiques, utilisant une version du WATEQfor. Le Netpath.EXE, moyennant, un choix des points d'eau réellement évolutif le long d'un profil d'écoulement hydrologique permet de cerner:

- les chaînes de réactions responsables de l'évolution géochimique le long d'un profil d'écoulement,
- les minéraux réagissants et les produits d'altérations,
- la mise en évidence des mélanges d'eau (dilution),
- la quantification des proportions de mélange,
- les taux d'évaporation,

- l'estimation des âges corrigés par les différents modèles d'estimation de l'activité initiale A_0 du carbone inorganique totale dissous, et par conséquent le temps de transit de l'eau dans l'aquifère.

IV. 2. 2. Estimation de l'âge apparent de l'eau ou le du temps de transit entre deux points par le modèle Netpath

L'approche de la datation par le radiocarbone de l'eau souterraine mise en oeuvre dans le code NETPATH, est orientée vers la détermination du temps de transit entre deux points d'eau. Moyennant des données chimiques et isotopiques de deux points d'eau, la datation par le code NETPATH vise plutôt des datations relatives qu'absolues. Le code NETPATH utilise le transfert de masse, calculé entre le point d'eau initial et final, le long d'un chemin d'écoulement, pour redéfinir la composition hypothétique en carbone-14 au point final notée A_{nd} .

Cette procédure tient compte des réactions hydrogéochimiques mises en évidence entre les deux points d'eau et de l'activité mesurée au point d'eau de départ. Cette approche de datation, permet de construire un modèle de correction adapté pour chaque paire de points d'eau le long d'un chemin de circulation souterraine. Ainsi, lorsque les données isotopiques et géochimiques sont disponibles le long d'un chemin d'écoulement, l'estimation de l'activité initiale A_{nd} en carbone-14, d'un point d'eau autorise l'application de la méthode de datation au radiocarbone qui donne l'âge apparent ou plutôt le temps de transit entre deux points.

Pour le calcul de l'activité A_{nd} , le modèle utilise la composition isotopique A_0 définie, du point d'eau initial. Celle ci est corrigée en tenant compte des transferts de masse de carbone au cours de l'écoulement et des facteurs de fractionnement de ^{14}C qui en découlent. Outre les estimations de l'âge, le code NETPATH détermine la composition isotopique du carbone ^{13}C et ^{14}C au point d'eau final, utilisant le code généralisé d'évolution isotopique de Wigley et al. (1978).

Deuxième partie

Cadre général de l'aire

d'étude

&

Applications des techniques de

géochimie et d'hydrologie

isotopique

Chapitre I: Cadre général de la zone d'étude

I. 1. Aspect socio-économique et problématique

Le Tafilalet est un périmètre de vieilles traditions d'irrigation, qui a connu une sédentarisation des populations remontant à plusieurs siècles et un développement agricole important. Cette région a rayonné sur tout le pays au 18^{ème} siècle lorsque "Sijilmassa" était la capitale commerciale et le lieu incontournable dans les échanges commerciaux entre l'Afrique et l'Europe.

La vie citadine et rurale dans cette zone, trouve son cadre naturel dans les oasis qui constituent un patrimoine séculaire d'une grande importance sociale, économique et culturelle. La densité de la population rapportée à la superficie irriguée est de 10 habitants/ha. Cette population est concentrée dans les vallées cultivées où la densité moyenne atteint 600 habitants/km² (ORMVA/TF, 2004). Les zones cultivées se situent généralement le long des oueds constituant un chapelet d'oasis. Ces systèmes de production oasiens ont permis aux populations locales de se maintenir et de s'épanouir dans des milieux naturels extrêmement fragiles (ORMVAT/TF, 1999).

Les activités de la population se partagent entre l'agriculture et l'élevage, principaux pôles de l'économie de la région. Cette activité agricole est toutefois, liée directement à la disponibilité des oueds, des sources, et des khattaras qui ont été utilisées depuis l'antiquité par la population de cette région pour exploiter parcimonieusement l'eau (kabiri et Boudad, 2001; kabiri et *al.*, 2001; Boudad et Kabiri, 2002; boudad et *al.*, 2003 ; kabiri, 2001 et 2004).

Dans cette région, on dénombre 570 khattaras dont seulement 250 sont encore fonctionnelles, permettant l'irrigation d'environ 900 hectares (ORMVAT/TF, 1999). L'agriculture pluviale est très marginale et pratiquée sur de faibles superficies dans les hauts bassins. Le plus grand périmètre est la plaine de Tafilalet qui s'étend sur 20 000 hectares, irrigués en grande partie à partir du barrage Hassan Addakhil. Les productions agricoles les plus importantes sont les céréales, la luzerne et le palmier dattier qui joue un rôle primordial dans l'économie de la région.

Cette région est confrontée à d'énormes difficultés alliant rareté et faible qualité de l'eau suite aux longues périodes de sécheresse sévère qui l'ont affectée durant ces dernières décennies, et qui ont mis en relief la précarité de ses réserves en eaux souterraines et de surface. La rareté et le caractère aléatoire des précipitations, la maladie du 'Bayoud' qui

menace la palmeraie, la désertification de plus en plus inquiétante, et l'ensablement qui résulte de la dégradation des ressources naturelles sous l'action de l'homme et de la rigueur des conditions climatiques menace en plus des agglomérations, les terrains agricoles et les infrastructures d'irrigation (Margat, 1977 ; Kabiri et al., 2001; Benmohammadi et al., 2000). D'autre part, la salinisation menace à terme la ressource et favorise une désertification rampante

En effet, les données de la pluviométrie moyenne de la région enregistrées au cours des 20 dernières années (DRE, 2006), montrent que durant l'année 89 et la période 93-95, cette région avait bénéficié d'une bonne saison de pluies, alors que durant la période 82-83 et depuis l'an 2000 jusqu'à aujourd'hui, elle connaît une sécheresse sévère. A noter toutefois, que les précipitations qui se sont abattues sur la région du 25 au 27 Mai 2006 ont atteint, au niveau de Merzouga 105 mm, en l'espace de deux heures (d'après la météo du 29 mai 2006). Ces intempéries ont toutefois favorisé des apports d'eau de 39 Mm³ au niveau du barrage Hassan Addakhil (DRE, 2006), l'irrigation de 41,400 hectares soit 77 % de la superficie globale de la région, outre la recharge de la nappe phréatique et l'amélioration des débits des khattaras et des puits.

I. 2. Cadre général

I. 2. 1. Topographie

La zone découverte par l'étude se situe au sud-est du Maroc entre le domaine Atlasique et anti-Atlasique (Fig. 1). Elle s'étend sur une partie du bassin Ziz-Rhéris et est, bordée au sud par le prolongement des formations de l'Anti Atlas oriental, au nord par les calcaires jurassiques du Haut Atlas, et respectivement à l'ouest et à l'est par les confins de Tinghir du bassin du Draa et la Hamada de Guir.

Le Haut Atlas qui longe l'aire d'étude dans la direction WSW-ENE, est limité par des falaises escarpées surplombant le bassin Crétacé d'Errachidia (1000 m d'altitude). Les plaines alluviales de Todrha, Ferkla et Tafilalet s'étalent plus au sud. La plaine de Tafilalet (600 à 800 m d'altitude) constitue la zone d'accumulation des dépôts alluviaux, charriés par les crues de l'oued Ziz et Rhéris et leurs affluents.

Au sud-est de la plaine de Tafilalet, les dunes de sable de Merzouga-Chebbi sont formées par les sables de l'érosion hydrique et éolienne à partir du Guir Hammada. A l'est, la vaste étendue du bassin du Hammada de Guir, longe la plaine de Tafilalet à une altitude qui évolue autour de 1000 m. Cette description constitue une illustration sommaire du profil topographique général de la région d'Errachidia-Tafilalet.

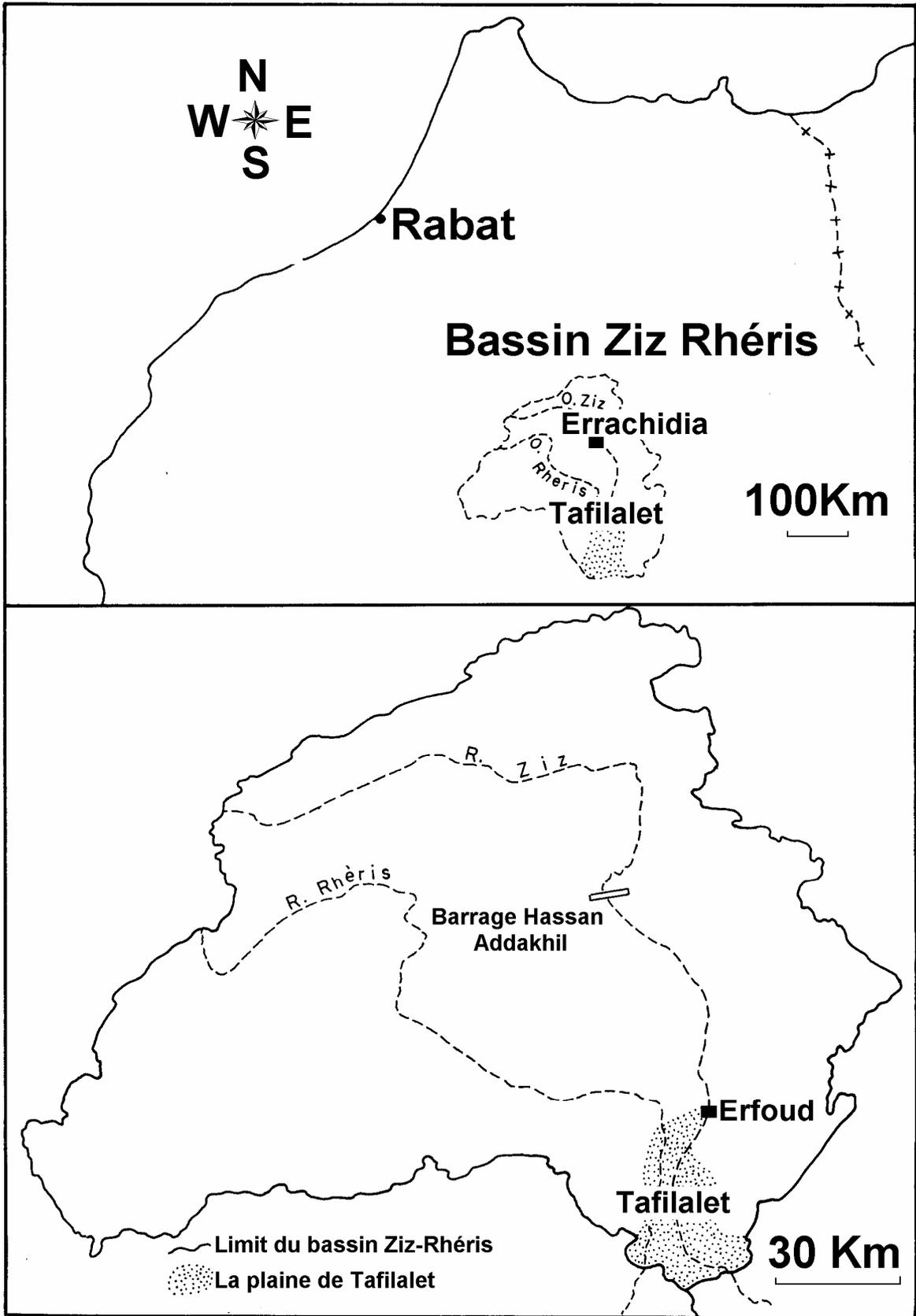


Figure 1 : Situation géographique de la zone d'étude

I. 2. 2. Caractéristiques climatiques et hydrologie de surface

La région d'Errachidia-Tafilalet est marquée par des altitudes variables de 1200 à 800 m qui diminuent du nord vers le sud. Elle est caractérisée par de fortes variations de température et une distribution saisonnière des pluies qui sont peu abondantes et très irrégulières, passant de 270 mm sur les reliefs du haut Atlas à 130 mm dans la zone d'Errachidia pour chuter à moins de 70 mm au niveau de la plaine de Tafilalet (Fig. 2).

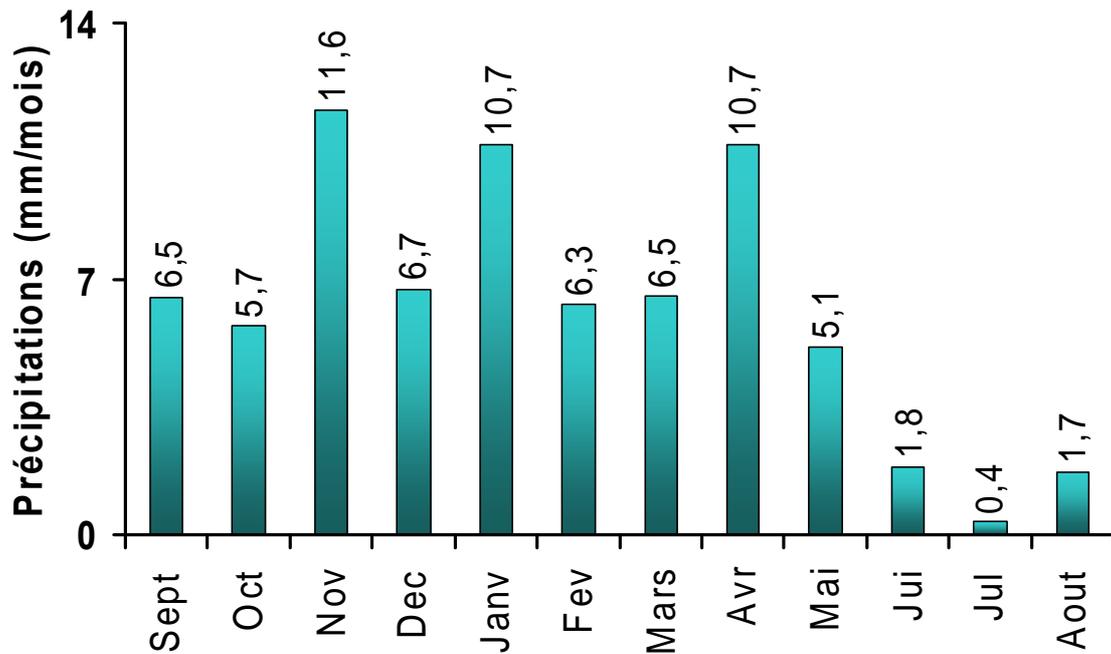


Figure 2 : *Variation intra-annuelle des précipitations moyennes annuelles à Erfoud durant les hydrologiques 1980/1981 et 1999/2000 (précipitations faibles < 80).*

Le régime pluviométrique est dépendant des perturbations orographiques responsables du caractère orageux en été, et des perturbations océaniques à l'origine des pluies d'hiver et de printemps. La rareté des précipitations est due principalement aux reliefs Atlasiques qui constituent une barrière aux influences océaniques.

La présence de la barrière atlasique culminant à des altitudes supérieures à 3200 m et l'intrusion des vents chauds d'origine saharienne sont à l'origine de la rigueur du climat. L'ouverture de la région vers le sud accentue l'aridité et les phénomènes d'évaporation (Kabiri et al., 2003). La moyenne annuelle d'évapotranspiration est de 1600 mm/an (Bouhlassa et Samuel, 2006).

La période sèche dure souvent jusqu'à huit mois avec des températures maximales obtenues au cours des mois de Juin, Juillet, et Août. L'hiver relativement humide et très froid avec des températures minimales au mois de Janvier (Fig. 3).

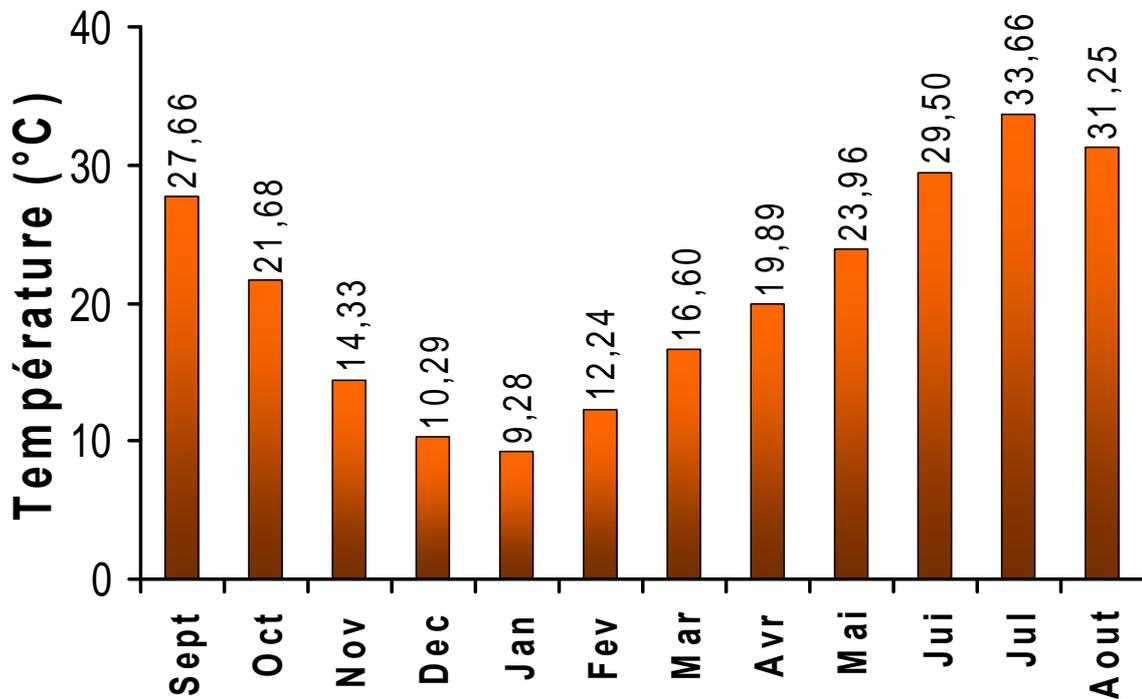


Figure 3: Variation intra-annuelle de la température moyenne mensuelle à Erfoud durant les années hydrologiques 1982/1983-1999/2000

Les vents sont violents et chauds, souvent chargés de sables et de limons, et soufflent essentiellement durant la période de Mars à Mai et de Septembre à Octobre. Ce sont généralement des vents Est-ouest et Sud-ouest (le Sahel en hiver et le Chergui en été : Fig. 4).

Le réseau des eaux de surface, actif pendant l'hiver, se limite à deux oueds principaux (Ziz et Rhéris), provenant du haut Atlas et traversant le bassin du nord au sud. Leurs profils hydrauliques sont irréguliers et comportent une succession de section convexe. Devant la persistance de la sécheresse, ces oueds se sont pratiquement asséchés ou ont vu leurs débits d'écoulement diminuer de façon notable, ce qui a eu des répercussions sur l'alimentation des nappes et de l'irrigation. L'oued Ziz qui était alimenté auparavant par les apports importants d'eaux de ruissellement et qui était pérenne, n'enregistre plus maintenant d'écoulement permanent, depuis la mise en service du barrage Hassan Addakhil au cours de l'année 1970/71. Cet oued est réduit au rôle d'adducteur des lâchers du barrage, visant essentiellement à satisfaire des besoins agricoles en aval. Les apports de l'oued Rhéris sont nettement secondaires par rapport à ceux de l'oued Ziz.

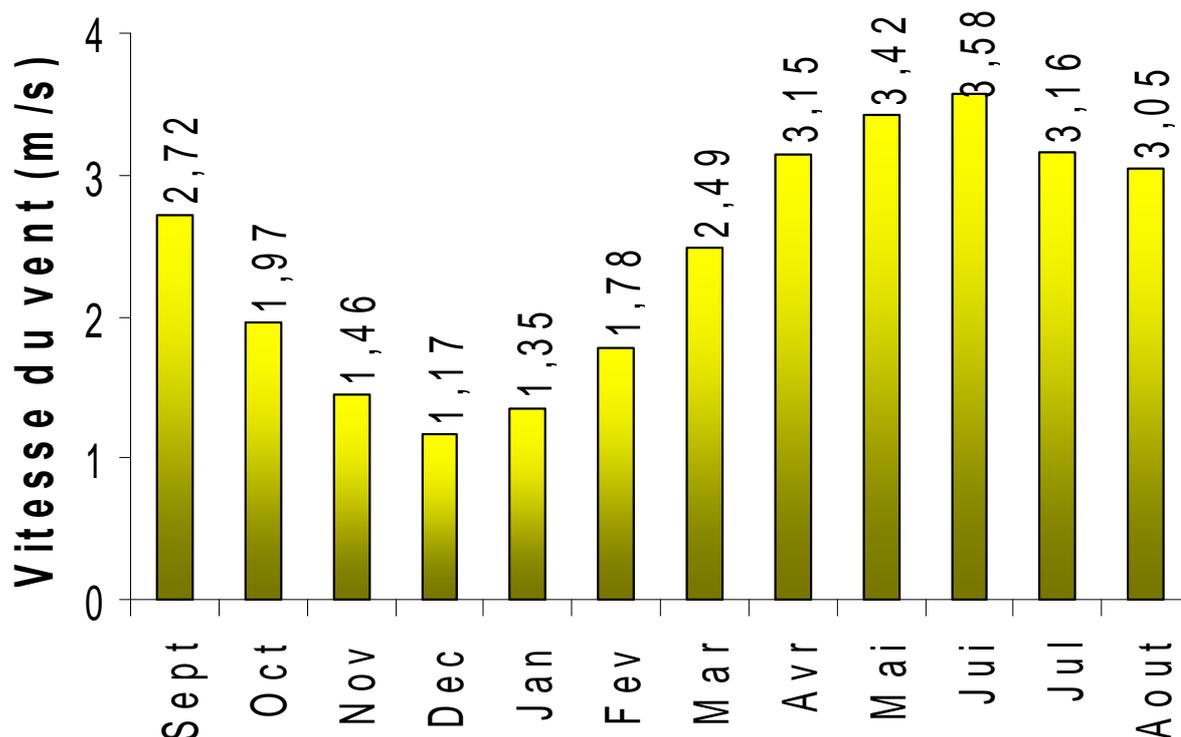


Figure 4 : *Variation intra-annuelle des vents à Errachidia de 1973 à 2000. Grande irrégularité dans l'année et de deux sortes: Le Sahel en hiver et le Chergui en été*

Le barrage Hassan Addakhil est construit à la sortie des gorges de Ziz pour régulariser les écoulements de l'oued Ziz afin de protéger les périmètres en aval et les agglomérations des inondations d'une part et, d'autre part assurer la mise en valeur agricole de la vallée du Ziz et de la plaine de Tafilalet.

I. 2. 3. Contexte géologique

Trois unités morphostructurales forment le paysage de la région du nord vers le sud (Fig. 5): le haut bassin qui correspond au Haut Atlas, le bassin moyen ou sillon préafricain (bassin crétacé d'Errachidia) et le bassin inférieur ou l'Anti Atlas oriental, généralement désigné par les plaines de Todrha, Ferkla et Tafilalet (Margat, 1977).

Le flanc sud du Haut Atlas est constituée par les montagnes plissées et taillées de nombreuses failles, formées lors de l'orogénèse hercynienne, avant le Crétacé et principalement composées de matériaux du Triasique au Jurassique et Paléozoïque (calcaire et dolomite de l'Aalénien et Dogger séparés par le Toarcien marneux). Le flanc sud de cette montagne se termine en une ligne tectonique droite, appelée faille ou accident sud Atlasique

(ASA), orientée WSW-ENE, formant une succession de falaises très abruptes la séparant nettement des zones du sud (Fig. 6).

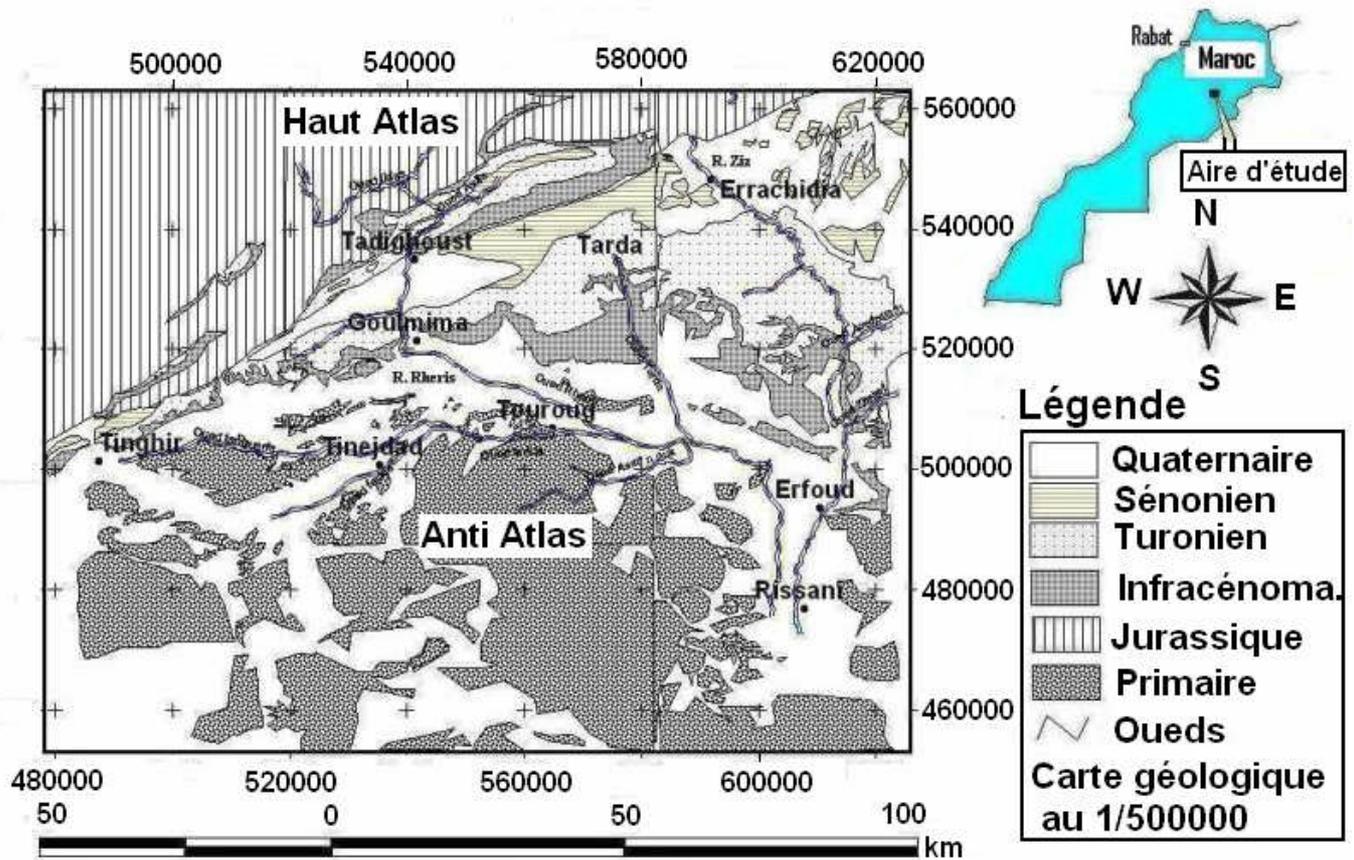


Figure 5 : Esquisse géologique de l'aire d'étude

Le bassin d'Errachidia au centre; généralement désigné par le bassin du Crétacé, est formé principalement de couches horizontales de calcaires crétacés. Ce bassin fait partie des trois ensembles composant le sillon préafricain: Il s'agit d'une structure subsidente comprise entre le domaine Atlasique montagneux au nord, et la plateforme Africaine pénéplanée au sud, remplie de sédiments détritiques variés, essentiellement d'âge crétacé, d'origine variable continentale, lagunaire et marine. Ce bassin, qui se présente comme un synclinorium dissymétrique, est constitué de dépôts carbonatés du Turonien, grés-sableux à intercalation de gypse de l'Infracénomien et de sable argileux avec des dépôts d'évaporites et des formations gypsifères du Sénomien (Fig. 6).

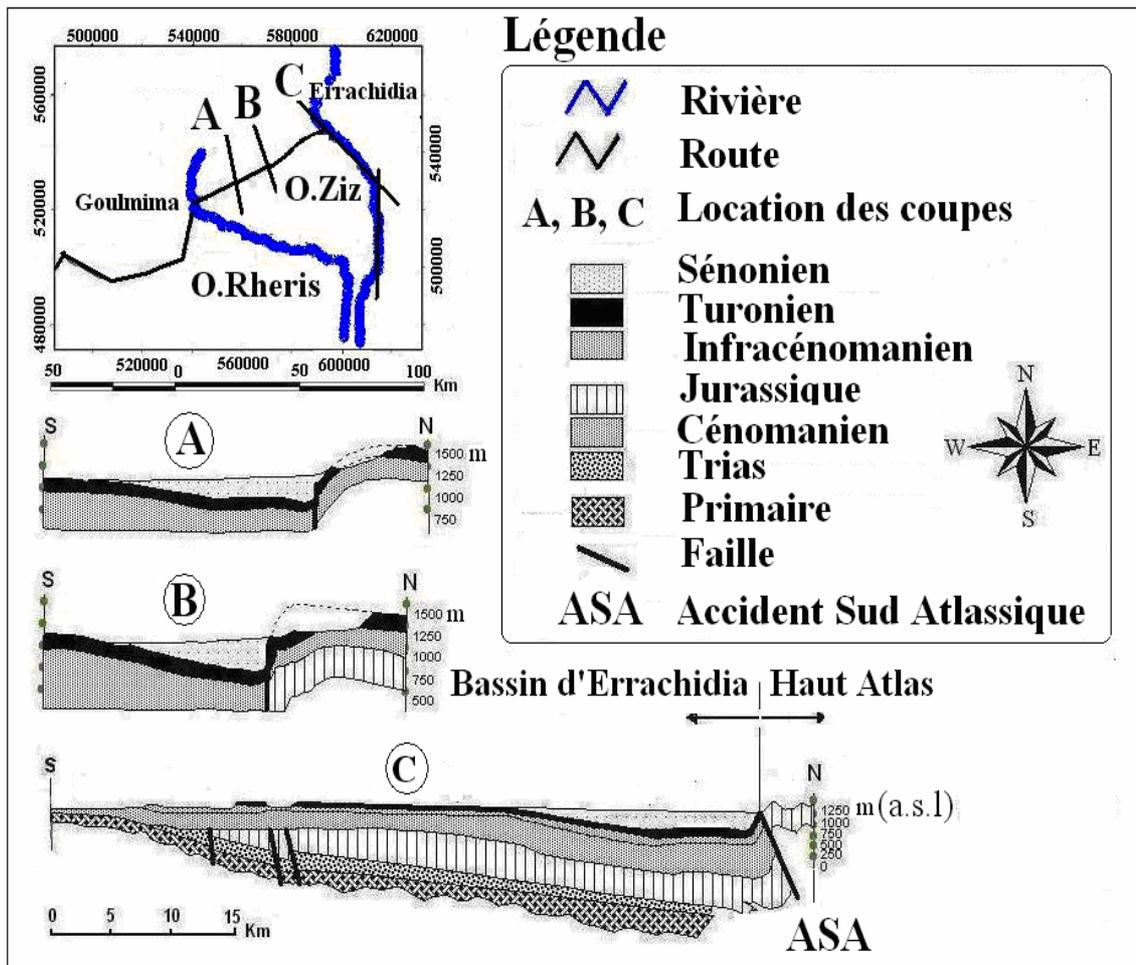


Figure 6 : Coupes géologiques dans le bassin Crétacé d'Errachidia

Les plaines de Todrha/Ferkla-Rhéris et Tafilalet (Margat, 1977) sont des dépressions formées de dépôts sédimentaires alluviaux quaternaires sur le substratum précambrien. Ces formations quaternaires reposent directement sur l'Infracénomanien au nord et sur le Pal ozoique au sud (Fig. 7). La plaine quaternaire de Tafilalet se présente sous forme de deux plateaux argilo-calcaires emboîtés et découpés par les oueds, Ziz et Rhéris, en de profondes vallées

I. 2. 4. Caractéristiques hydrogéologiques

Depuis les études réalisées par Margat, Chamayou et Ruhard durant les années soixante, figurant dans les ressources en eau (1977), très peu d'informations sont disponibles sur le fonctionnement des systèmes aquifères, essentiellement situés dans les formations crétacées. Toutefois, la compilation de quelques travaux et des études isotopiques préliminaires (Louvart et Bicharat, 1990; Michelot et al., 1992; Bouabdellaoui et al., 1995) permettent d'individualiser cinq aquifères dans l'ensemble du bassin hydrologique d'Errachidia-Tafilalet.

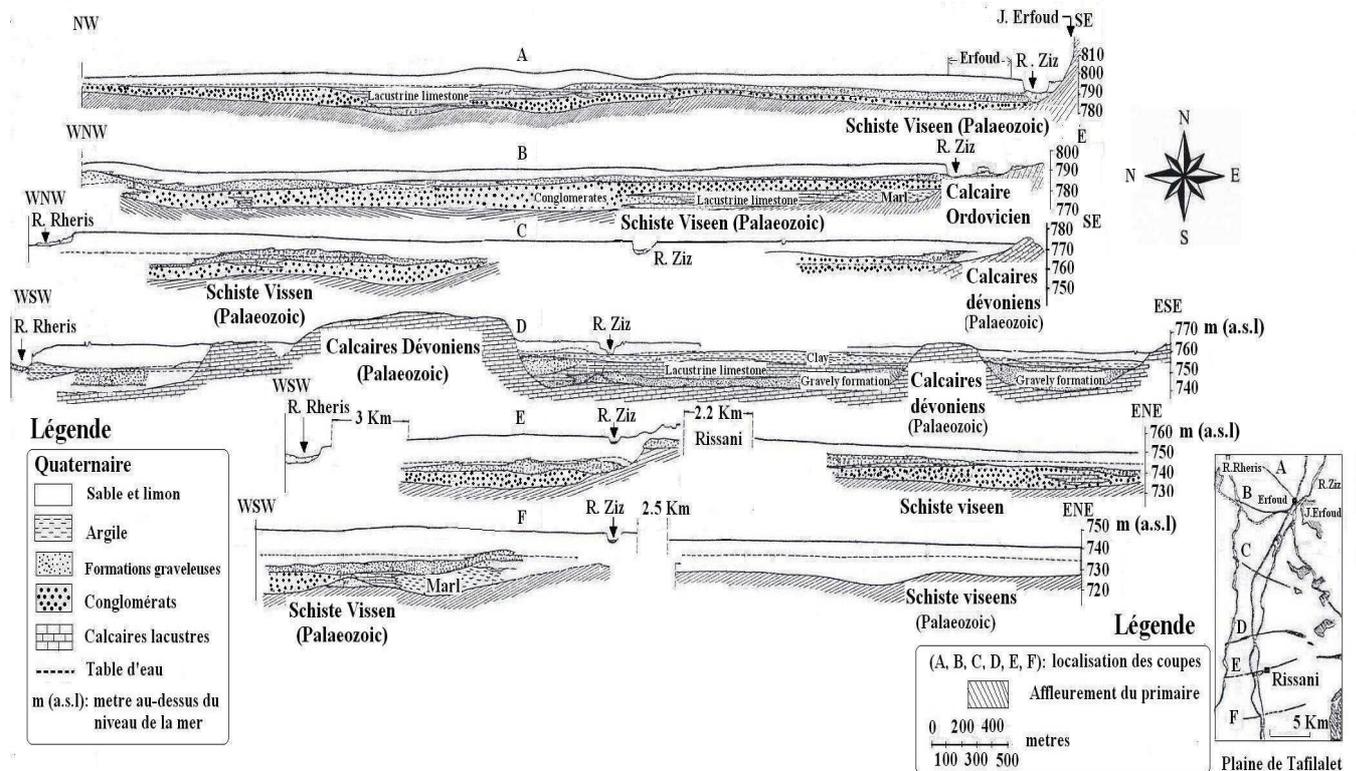


Figure 7 : Coupes géologiques (plaine de Tafilalet)

Le haut bassin abrite les aquifères du Jurassique (Réseaux aquifères du Lias inférieur et réseaux aquifères des nappes de la série calcaires de l'Aalénien et du Dogger) et du Quaternaire. Ce sont des calcaires et dolomies intercalées avec des marnes et des argiles comportant des occurrences d'anhydrite et de gypse, qui reposent sur les schistes et quartzites paléozoïques ou sur les argiles rouges et basaltes du Trias. Ils affleurent au nord du bassin avec une épaisseur de 450 m.

Le bassin moyen renferme des aquifères du crétacé (Sénonien, Turonien, et Infracénomanien) et du Quaternaire. L'aquifère infracénomanien, localement artésienne (Ain El Atti), est drainé par un complexe de khetaras au sud de la zone de Goulmima-Tinjdad. Cette nappe est peu exploitée en raison de sa salinité dans la zone avale (Ain El Atti) et de sa profondeur. La nappe des calcaires turoniens donne naissance aux sources de Tifounassine, Meski, Tarda et Mouy.

Le bassin inférieur (Anti Atlas oriental ou les plaines de Todrha/Ferkla-Rhéris et Tafilalet) renferme des aquifères dans les terrains anciens fracturés du Primaire et du Précambrien et dans les dépôts quaternaires de fond de vallée. Ce sont essentiellement des formations

limono-argileuses ou graveleuses intercalées de calcaires lacustres. Ils affleurent sous forme de plaquages ou de terrasses dans les vallées d'oueds.

Nous rapportons ci-dessous les principales caractéristiques hydrogéologiques des aquifères de la zone d'étude qui englobe le bassin moyen et la plaine de Tafilalet.

L'aquifère Infracénomaniens: A1

Il est constitué de dépôts continentaux (grès grossiers et conglomérats) et lagunaire (sables, argiles et marnes). Il affleure sous forme de vastes plateaux au NW et au sud, avec une épaisseur variable de 200 m au nord et plus de 500 m au niveau de l'axe du bassin, et s'estompe progressivement vers le sud avec 100 à 50 m. Son plancher est imperméable, formé de schistes, marnes et des argiles rouges. Son toit est constitué par des formations cénomaniennes imperméables d'origine marine, composées de marnes et d'argiles versicolores à épaisseurs variables.

L'aquifère Turonien: A2

Il est composé de formation calcaire fracturée et de dolomie d'origine marine, sous forme de faciès karstiques. Affleurant sous forme de plateaux fissurés, d'épaisseur moyenne d'environ 100 m se réduisant à 25 m au sud. Son plancher imperméable est formé d'argiles cénomaniennes, son toit est formé de grès et de marnes sénoniens permettant une communication avec les formations supérieures. Ses principaux exutoires naturels sont des sources dont celle de Tarda, tifounassine, et bleue de Meski représentée par le point 766/48.

L'aquifère Sénonien: A3

Il est composé de formations continentales gréso-argileuses très hétérogènes, comportant du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et de l'anhydrite (CaSO_4). Il affleure dans la partie orientale de la zone d'étude.

Aquifère Quaternaire: A4

L'aquifère quaternaire au sud de la zone d'étude (nappe de Tafilalet), est constitué à la base de, conglomérats plus ou moins cimentés et de calcaires gréseux lacustres, qui contiennent la réserve essentielle de la nappe (Margat, 1977). Le sommet de la formation contient des niveaux perméables, sables et galets, recouverts de limons puissants et assez inégalement répartis. Ces limons constituent souvent la limite supérieure de la nappe (frange capillaire et marge des fluctuations de la nappe). La distribution spatiale des transmissivités montre des valeurs dispersées variant de $10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ à $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Cette nappe est très étendue mais de faible épaisseur (0-33 m), et s'écoule vers le sud, sud-ouest (Fig. 8).

Sa profondeur par rapport à la surface varie entre 8 et 22 m, sa puissance aquifère varie entre 1 et 19 m, et son gradient hydraulique moyen est de 2 ‰ et décroît de l'amont à l'aval.

Cette description hydrogéologique sommaire met en exergue la complexité du système aquifère crétacé qui est d'une part, constitué de formations très hétérogènes aux lithologies diversifiées et épaisseurs variables et, d'autre part affecté par une tectonique en escalier et provoquant des chevauchements plus ou moins importants.

I. 2. 5. Les apports naturels

La recharge des nappes est constituée principalement par infiltration des eaux des lâchers du barrage Hassan Addakhil, et dans une moindre mesure des eaux pérennes de résurgence des oueds Ziz et Rhéris. Les sorties des nappes sont constituées de khetaras, puits, stations de pompes, mais surtout l'évapotranspiration due essentiellement au pouvoir de succions des palmiers dattiers.

Les eaux superficielles sont mobilisées par le barrage Hassan Addakhil d'une capacité de retenue de 380 Mm³ (28 000 ha) et par les barrages de dérivation (32 000 ha) des eaux de crues. Le barrage Hassan Addakhil contribue, par les lâchés programmés en fonction du cycle végétatif des espèces cultivées et de leurs besoins, à un apport annuel moyen de 106 Mm³ et à un volume moyen annuel restitué de 90 Mm³ (Kabiri et Boudad, 2001). Les apports des eaux souterraines sont estimées à 200 Mm³ et sont exploitées au moyen des stations de pompage et khetaras (ORMVAT/TF, 1999).

Les nappes quaternaires qui ont des étendues très limitées, cantonnées aux lits majeurs des oueds, alimentent les palmeraies par des puits, des sources et des khetaras (Margat, 1977). Le volume moyen exploité est estimé à 20 Mm³/an et peut atteindre 35 Mm³/an pendant la période de sécheresse (Yahyaoui, 1987). Les résurgences des aquifères crétacés fournissent des ressources importantes comme la source bleue de Meski dans le bassin versant de Ziz et celles de Tarda, de Tiffounassine et de Mouy dans le bassin versant de Rhéris (Joly, 1962, Ozenda, 1985, et Kabiri et al., 2001).

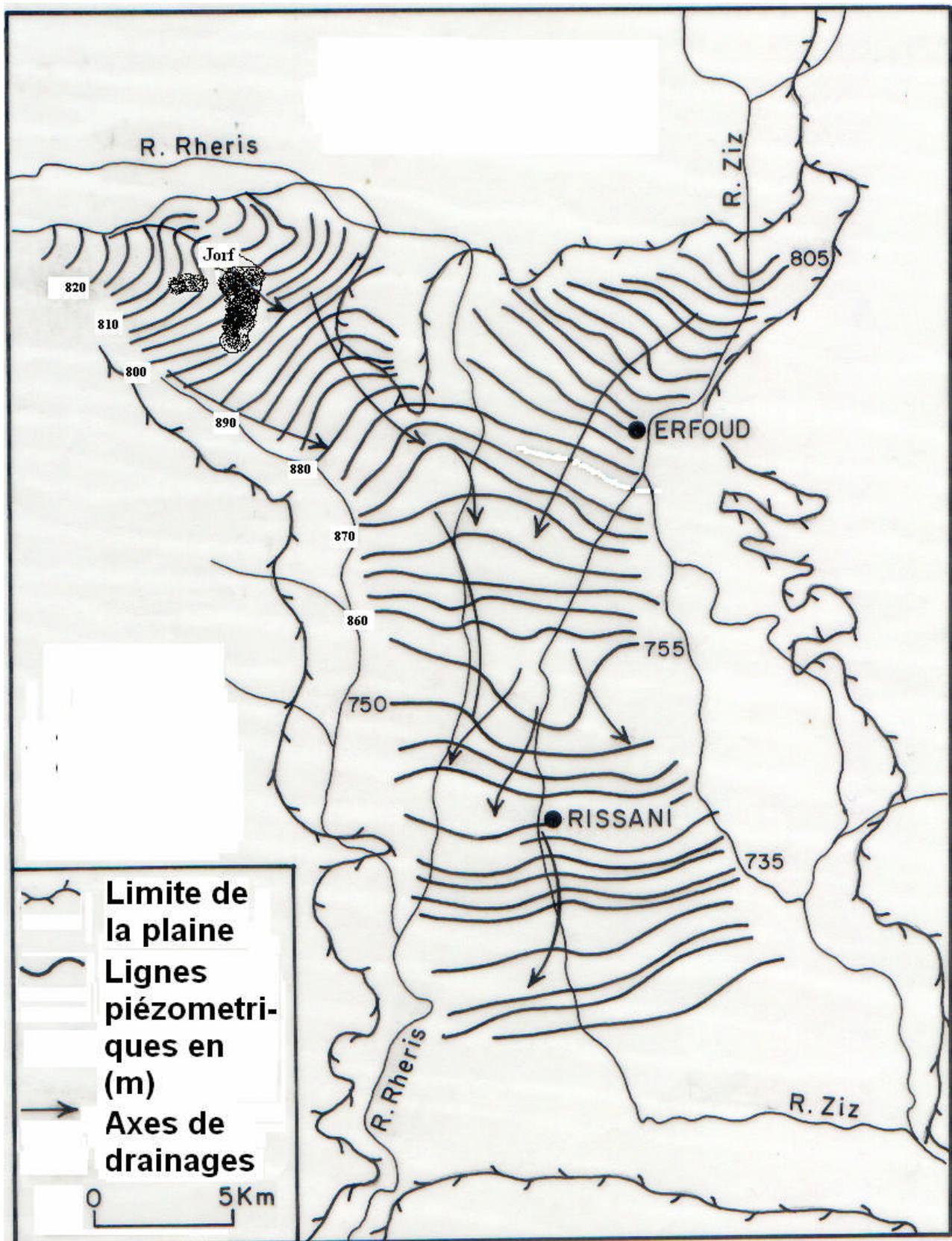


Figure 8 : Carte piézométrique de la plaine de Tafilalet (d'après Margat, 1977)

CHAPITRE II: Echantillonnage et méthodes d'analyses

II.1. Rappels méthodologiques

Les méthodes de l'hydrologie isotopique ont été largement discutées dans la première partie, et les objectifs sont également définis. Nous rappelons à ce niveau que la présente étude se propose par l'utilisation des outils hydrogéochimiques et isotopiques d'identifier les origines et le mode de recharge des eaux souterraines de la région d'étude, d'en estimer le temps de résidence moyen dans les aquifères, et identifier les mécanismes responsables de la minéralisation des eaux.

L'échantillonnage des forages profonds disponibles et puits villageois a été effectué au cours de la période 1995-1997, et réalisé successivement en Juin 95 au début de la période sèche, en février 96 juste après la saison des pluies et en Août 1997 (Fig. 1a, 1b et 1c). En chaque site, les prélèvements sont destinés à la détermination des concentrations en ions majeurs, des teneurs en ^{18}O , ^2H , ^3H , et parfois en ^{14}C et ^{13}C . Les mesures de température, pH et conductivité électrique ont été réalisées en parallèle et in situ, au cours de l'échantillonnage.

II. 2. Préparation et analyse chimiques

Des échantillons d'eau homogènes (100 ml) prélevés sur le terrain sont hermétiquement fermés dans des flacons en PVC, et conservés à l'abri de la lumière. Les teneurs en anions majeurs ont été déterminées par chromatographie liquide, sur des échantillons filtrés (filtres de $0,45\ \mu\text{m}$). Les concentrations cationiques sont obtenues par analyse par absorption atomique ou torche de plasma des échantillons d'eau filtrés et conservés par acidification à pH légèrement inférieur à 2 par ajout de quelques gouttes d'acide nitrique de qualité analytique.

Un strict respect des procédures d'échantillonnage et d'analyse conduit à une précision de 2 à 4 % sur les teneurs des ions et à une balance ionique généralement inférieur à 5%, à l'exception des points 2271/57, 1935/48 et 4035/48 qui présentent des valeurs de la balance ionique supérieur à 5 % mais qui reste tout de même acceptable (8 %).

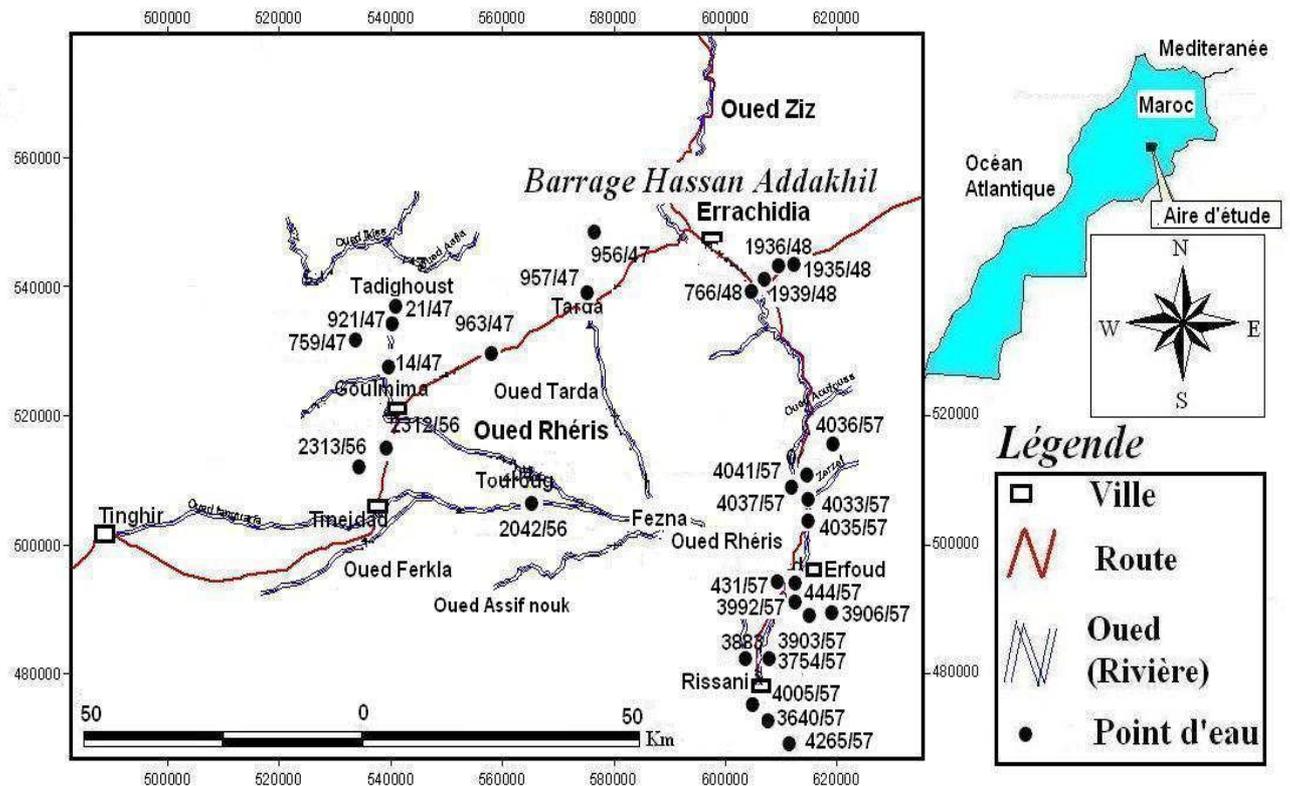


Figure 1a : Localisation des points d'eau dans la région d'Errachidia-Tafilalet

II. 3. Préparation et analyse isotopique de ^{18}O , ^2H

Des échantillons homogènes de 50 ml sont prélevés et conservés dans des flacons en PVC, étanches à l'abri de la lumière, et à températures voisines de 4°C .

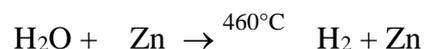
5 ml de $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ (sec) (~ 180 mm Hg)

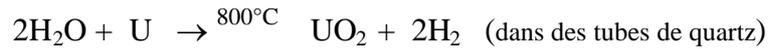
Après 4 heures d'agitations à 25°C , l'équilibre est atteint entre l'eau de l'échantillon et un CO_2 industriel de composition isotopique connue dans les conditions opératoires:



La teneur en ^{18}O du CO_2 est mesurée par spectrométrie de masse. Connaissant le facteur de fractionnement α ($\alpha = 1,0142 \pm 0,0001$: à 25°C) de ^{18}O entre l'eau et le CO_2 , les moles de CO_2 et de l'eau (le contenu isotopique de CO_2 est mesuré avant et après l'équilibre), la teneur en ^{18}O de l'eau est ainsi déduite. La précision est de l'ordre de 0.2 ‰ pour deux sigma.

L'isotope ^2H est mesuré au spectromètre de masse, après réduction de l'eau sur le zinc ou l'uranium à forte température:





Les $\delta^2\text{H}$ obtenus, sont comparés à ceux d'une eau de $\delta^2\text{H}$ connue. Les précisions sont de l'ordre de 0.5 à 2 ‰. Les teneurs en ^2H et ^{18}O sont exprimées en unité δ (‰) par rapport au SMOW.

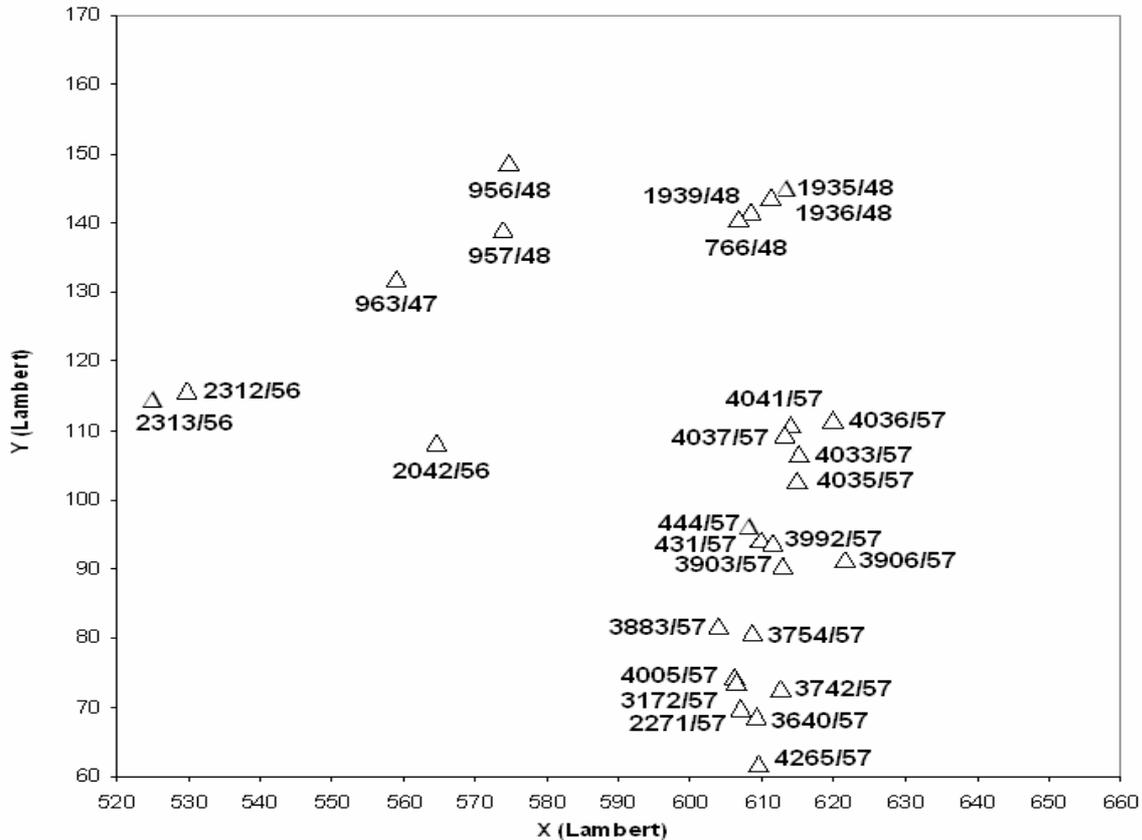


Figure 1b: Localisation des points d'eau dans l'aire d'étude (Coordonnées Lambert)

II. 4. Echantillonnage et mesure de ^3H (tritium)

Environ 250 ml peuvent suffire pour enrichir et mesurer l'activité du tritium. Avant l'analyse, l'eau est mélangée à un cocktail de réactifs commerciaux, appelé INSTAGEI. Le tritium dissous dans l'eau est ensuite mesuré par un comptage β selon deux méthodes décrites par Thatcher et al. (1977). La première est utilisée pour une eau contenant plus de 60 UT. La deuxième méthode d'enrichissement électrolytique, est recommandée pour des teneurs inférieures à 60 UT. L'activité en ^3H est mesurée par scintillation liquide, et exprimée en unité tritium (UT). Il est à noter que 1 UT équivaut à 10^{18} atomes d'hydrogène et 7,1 désintégrations de tritium par minute et par litre d'eau.

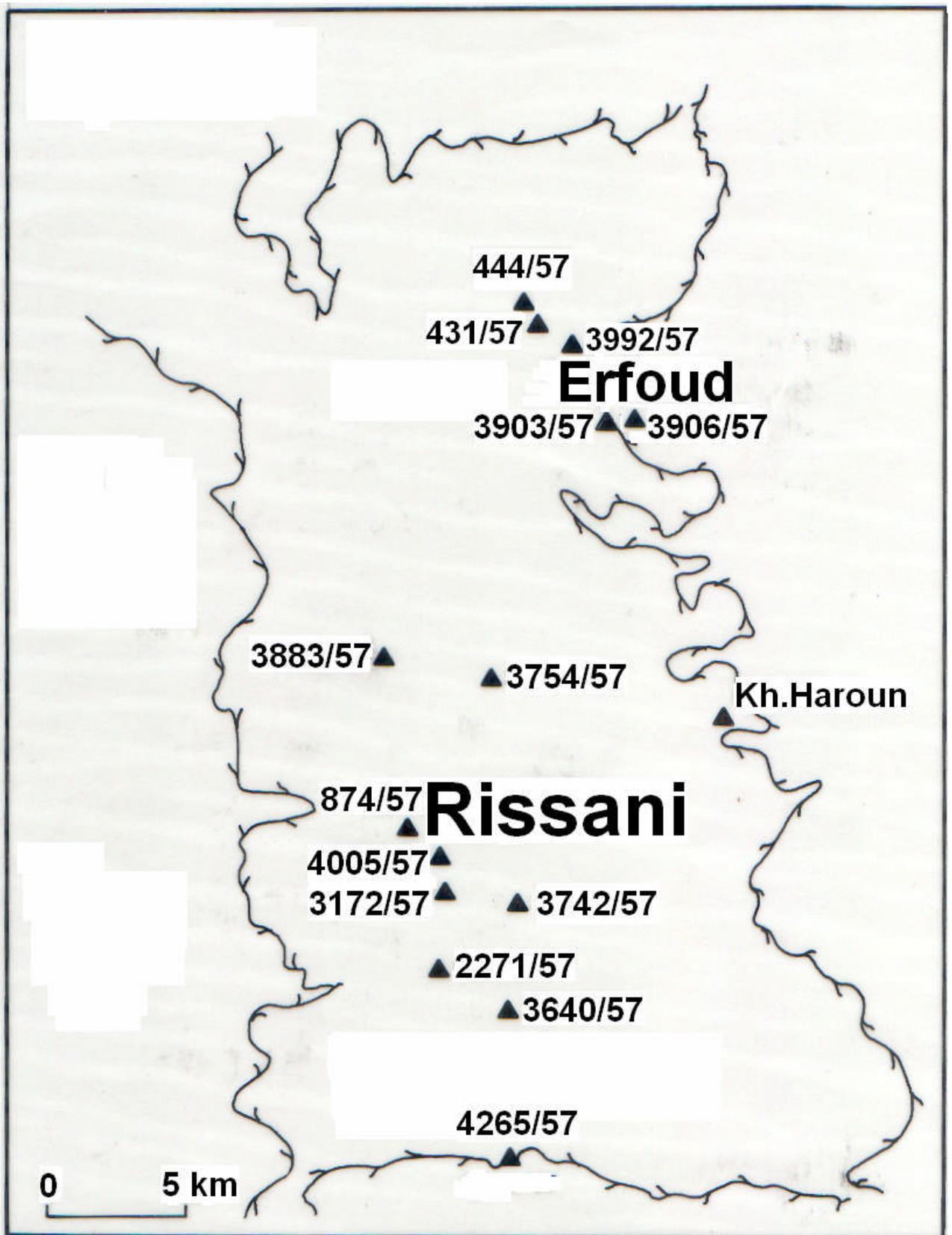


Figure 1c : Localisation des points d'eau quaternaires (plaine de Tafilalet)

Le scintillateur liquide est un système de comptage β approprié. La méthode de comptage β consiste à convertir l'énergie émise par la substance radioactive en énergie lumineuse par scintillation chimique. Les scintillations sont détectées par un tube photomultiplicateur. Le signal électrique ainsi émis est renvoyé après amplification, à un analyseur multicanaux.

II. 5. Echantillonnage et mesure de ^{14}C et ^{13}C

5 mg au moins sont requis pour la mesure du radiocarbone dans le CITD (carbone inorganique total dissous), ce qui demande un échantillon de 50 l qu'il faut précipiter sur le terrain par SrCO_3 ou BaCO_3 à un pH supérieur à 11 par addition de solution de soude forte. Après avoir laissé réagir pendant un temps suffisant, 1 litre au moins du décantât (carbonate précipité) est récupéré et conservé dans un flacon en PVC.

Au laboratoire, l'échantillon carbonaté est traité de façon à synthétiser du benzène pour la mesure de l'activité ^{14}C par scintillation liquide. Le précipité est attaqué à l'acide phosphorique pour libérer le CO_2 qui est réduit sur le lithium à chaud (600 C°) pour donner, de l'acétylène, laquelle est transformée en benzène par catalyse (timérisation de C_2H_2 à base de Cr^{3+} à 60 C°). Pour faire l'objet de comptage β , le benzène ainsi obtenu, est mis dans un flacon identique aux flacons (standard et blanc) pesé avec précision (plus ou moins 1g), et ajusté à 4g de benzène par addition de benzène inactif et 4g d'un liquide scintillant (le butyl PBD).

L'activité en ^{14}C est mesurée par un spectromètre de scintillation liquide, et exprimée en pmc (pour-cent de carbone moderne). Le scintillateur convertit en photon l'énergie d'excitation due au rayonnement β que transmet le solvant. Ces flacons sont comptés pendant 100 minutes, période suffisante pour que l'erreur statistique sur le comptage approche de sa valeur minimum. On obtient une série de paires de comptage de l'échantillon et du blanc en coups par minute et par 4 g de benzène total. La précision est de 100 ans pour un âge apparent mesuré de 10 000 ans, et de 800 ans pour un âge de 30000 ans selon Stuiver (1972).

Le ^{13}C est mesuré sur le CO_2 après attaque à l'acide (H_3PO_4) du précipité SrCO_3 ou BaCO_3 par spectrométrie de masse, et exprimé en unité δ (‰) par rapport au PDB. Les analyses de la composition en éléments majeurs des eaux ont été réalisées au Laboratoire d'analyse chimique de la Direction Régionale de l'Hydraulique de Fès, et les analyses isotopiques aux Laboratoires d'Hydrologie Isotopique de l'AIEA à Vienne, et celui de Géochimie et d'Hydrologie Isotopique de l'université de Paris sud (Orsay).

Les résultats des analyses chimiques, exprimés en milligramme par litre (mg/l) et milléquivalent par litre (meq/l), sont donnés dans les tableaux 1a et 1b. Les résultats des analyses isotopiques sont donnés les tableaux 2 et 3.

Références des points d'eau	T°C	pH	TDS mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	HCO ₃ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	Cl ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l
<i>Nappe de Tafilalet</i>											
431/57	19.7	6.73	8265	1562	58.7	505	501	592	1778	3266	1.9
3992/57	20.7	6.69	5687	1158	18.4	345	306	464	1264	2130	1.8
3903/57	23.5	7.35	1498	312	3.9	96	58	281	280	462	5.5
3883/57	20.3	6.86	8170	1605	18.3	449	435	531	2148	2982	1.4
3754/57	21.9	6.71	6801	1250	18	465	438	509	1499	2609	12.8
4005/57	21.4	6.96	4644	794	17.6	321	302	415	1130	1633	31.7
874/57	22.8	6.78	3220	625	19.6	224	165	512	619	923	132
3172/57	20.9	6.83	8640	1615	17.6	481	574	512	2278	3160	2.8
<i>K.haroun</i>	-	6.90	2930	624	9.8	192	165	140	619	1172	7.8
3742/57	21.2	6.90	5709	1150	16.8	305	345	549	1524	1811	8.4
2271/57	21.3	7.86	5372	1181	117	369	263	384	1367	1580	111
3640/57	22.1	7.15	8336	1610	22	385	593	567	2103	3053	2.6
4265/57	24.2	6.97	2932	625	7.4	224	117	342	594	1012	10.7
444/57	21.4	6.53	7915	1518	29	513	511	506	1553	3284	1.1
3906/57	25.8	6.90	1424	183	6.7	120	73	500	399	142	0
<i>Nappe de Ain El Atti Infracénoma.</i>											
4041/57	26.6	6.1	9847	1516	12.2	1026	489	958	1249	3497	0.05
4037/57	22.1	6.6	8894	1750	93.4	898	379	2068	1079	2627	0.03
4036/57	25.1	6.2	14949	3681	212	914	404	2818	1009	5911	0
4033/57	23.3	6.1	10871	2179	156	946	340	2434	1124	3692	0.02
4035/57	-	-	9206	2338	124.7	561	253	829.6	979	4118	0.1
<i>Meski (Turonien)</i>											
766/48	20.7	6.97	1164	120	2.1	132	75	354	166	296	18.5
1939/48	22.8	-	858	150	15.1	44	70	103.7	6.3	468	1.3
<i>Guir (Sénonien)</i>											
1936/48	22.5	-	3112	200	8.3	528	175	30.5	1447	723	0
1935/48	22.4	-	532	-	-	68	56	220	68	24	14.6

Tableau 1a: Résultats des analyses physico-chimiques et chimiques des eaux.

N° IRE	NA⁺ MEQ /L	K⁺ MEQ /L	CA²⁺ MEQ /L	MG²⁺ MEQ /L	CL⁻ MEQ /L	SO₄²⁻ MEQ /L	HCO₃⁻ MEQ/ L	NO₃⁻ MEQ/ L	B.I	I_s (CAL C)	I_s (DOL)	I_s (GYP)
444/57	66	0.74	12.8	21	92.6	16	9.7	0.018	0 %	0.59	1.0	-0.07
431/57	67.91	1.5	12.6	20.6	92	18.5	7.6	0.031	-1 %	0.65	1.11	-0.03
3992/57	50.34	0.47	8.61	12.59	60	13	4.6	0.029	0 %	0.43	0.63	-0.24
3903/57	13.56	0.003	2.4	2.4	13	2.9	8.19	0.088	+1 %	-0.14	-0.69	-1.11
3906/57	7.96	0.17	2.99	3	4	4.2	8.7	0	+1 %	0.21	0.01	-0.86
3883/57	69.78	0.47	11.2	17.89	84	22.4	8.3	0.022	+3 %	0.55	0.91	0.01
3754/57	54.35	0.46	11.6	18	73.6	15.6	6.8	0.206	0 %	0.57	0.94	-0.09
4005/57	34.52	0.45	8	12.4	46	11.8	8.39	0.511	+4 %	0.37	0.54	-0.28
874/57	27.17	0.50	5.59	6.79	26	6.4	8.39	2.129	+3 %	0.38	0.44	-0.58
3172/57	70.22	0.45	12	23.6	89	23.7	2.29	0.045	-1%	0.55	1.0	0.04
Kh. haro	27.13	0.25	4.79	6.79	33	6.4	9	0.126	+2 %	-0.25	-0.75	-0.64
3742/57	50	0.42	7.61	14.19	51	15.9	6.29	0.135	+1 %	0.45	0.77	-0.22
2271/57	51.35	2.99	9.21	10.82	44.56	14.2	9.29	1.79	+8 %	0.39	0.45	-0.16
3640/57	70	0.56	9.61	24.4	86	21.9	5.6	0.041	0 %	0.50	1.02	-0.08
4265/57	27.17	0.189	5.59	4.81	28.5	6.18	15.7	0.172	+2 %	0.22	-0.04	-0.58
4041/57	65.91	0.31	25.6	20.12	98.6	13	33.9	0.0008	+5 %	1.15	1.8	0.1
4037/57	76.09	2.388	22.4	15.6	74	11.2	46.19	0.0005	+8 %	1.44	2.32	0.0
4036/57	160	5.42	22.8	16.6	166.7	10.5	39.9	0	+2 %	1.52	2.52	-0.13
4033/57	94.74	3.989	23.6	13.98	104	11.7	5.8	0.0003	+2 %	1.51	2.40	0.0
766/48	5.22	0.05	73.29	3.08	8.4	1.7	1.7	0.298	0 %	0.12	-0.2	-1.16
1939/48	6.52	0.386	1.097	2.88	13	0	-	0.021	+1 %	-0.85	-1.70	-3.0
1936/48	8.69	0.21	13.17	7.2	20.4	15	3.6	0	-1 %	-0.50	-1.67	0.11
1935/48	-	-	1.696	2.3	0.68	0.7	0	0.235	-	-0.29	-0.86	-1.70

Tableau 1b: Teneurs en ions majeurs des eaux exprimées en meq/l et indices de saturation des carbonates et sulfates.

Points d'eau	¹⁸ O (‰ Smow)			² H (‰ Smow)			¹⁴ C (pmc)			¹³ C (‰ PDB)			
	Période	95	96	97	95	96	97	95	96	97	95	96	97
<i>Ain El Atti (Infracénom.)</i>													
4037/57	-9.70	-9.78	-	-68.6	-67.4	-	0.9 ± 0.1	1.2 ± 0.2	-	1.15	2.05	-	
4036/57	-9.72	-9.77	-	-66.7	-68.2	-	1.4 ± 0.2	0.8 ± 0.2	-	1.62	1.30	-	
4041/57	-9.62	-9.72	-	-67.1	-66.9	-	1.1 ± 0.1	0.8 ± 0.2	-	0.14	-0.81	-	
4033/57	-9.76	-9.65	-	-68.3	-67.2	-	1.0 ± 0.1	0.5 ± 0.2	-	0.63	-1.54	-	
4035/57	-8.63	-8.36	-	-64.9	-64.8	-	6.0 ± 0.5	4.3 ± 0.2	-	-2.06	-1.54	-	
<i>Nappe de Tafilalet (Quat)</i>													
3903/57	-6.68	-6.97	-6.64	-48.5	-48.3	-54.20	-	-	-	-	-	-	
3906/57	-7.90	-8.23	-	-53.0	-56.9	-	-	-	-	-	-	-	
K.Haroun	-5.97	-6.42	-	-49.8	-45.9	-	81 ± 1.9	-	-	-18.08	-	-	
3992/57	-6.54	-6.7	-6.28	-48.2	-47.0	-37.20	-	-	107.6	-	-	-12.62	
444/57	-6.36	-6.59	-	-46.5	-47.3	-	-	-	-	-	-	-	
431/57	-6.10	-6.65	-6.67	-46.5	-45.0	-38.30	-	-	-	-	-	-	
3883/57	-6.75	-7.05	-6.65	-48.9	-51.2	-46.6	-	-	-	-	-	-	
3172/57	-6.29	-6.60	-6.33	-46.9	-45.1	-44.80	-	-	-	-	-	-	
4005/57	-6.26	-6.61	-6.36	-47.2	-46.9	-43.90	-	-	94.9	-	-	-13.48	
874/57	-6.02	-5.97	-6.73	-59.6	-42.0	-46.50	-	-	-	-	-	-	
3742/57	-6.73	-6.78	-7.0	-46.3	-47.4	-46.6	-	-	-	-	-	-	
2271/57	-5.59	-5.64	-6.13	-44.6	-44.9	-41.0	-	-	-	-	-	-	
3640/57	-6.55	-7.2	-6.67	-50.5	-51.8	-47.9	-	-	101.4	-	-	-14.17	
4265/57	-7.34	-7.57	-	-50.5	-50.8	-	-	-	-	-	-	-	
3754/57	-6.26	-6.49	-6.22	-56.5	-49.9	-44.30	-	-	-	-	-	-	
<i>Turonien (Meski)</i>													
766/48	-	-6.43	-6.43	-	-45.3	-42.40	-	86.9	-	-	-11.6	-	
1939/48	-	-7.0	-6.85	-	-49.8	-55.30	-	-	-	-	-	-	
<i>Sénonien (Guir)</i>													
1936/48	-	-9.63	-9.32	-	-69.5	-67.80	-	-	-	-	-	-	
1935/48	-	-9.51	-9.15	-	-68.0	-62.40	-	-	-	-	-	-	
146/49	-	-8.91	-8.85	-	-65.4	-63.10	-	-	-	-	-	-	
<i>Bassin Rhéris</i>													
2042/56	-	-7.29	-7.45	-	-49.7	-53.5	-	-	-	-	-	-	
2779/56	-	-7.45	-7.94	-	-50.1	-47.30	-	-	-	-	-	-	
2312/56	-	-8.62	-	-	-60.4	-	-	38.9	-	-	-8.16	-	
2313/56	-	-8.83	-8.96	-	-60.09	-60.3	-	47.6	-44	-	-9.34	-8.75	
956/47	-	-9.04	-	-	-62.2	-	-	60.7	-	-	-12.4	-	
957/47	-	-8.06	-	-	-56	-	-	-	-	-	-	-	
963/47	-	-7.31	-	-	-55.5	-	-	46.8	-	-	-8.61	-	
Pluie 1	-7.4	-	-	-48.0	-	-	-	-	-	-	-	-	
Pluie 2	-	-6.39	-	-	-43.0	-	-	-	-	-	-	-	
Pluie 3	-	-7.54	-	-	-49.5	-	-	-	-	-	-	-	

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Tableau 2: Teneurs isotopiques des eaux de la région d'Errachidia-Tafilalet (1995-1997)

<i>N° IRE des points</i>	<i>Tritium (TU) 1995</i>	<i>Tritium (TU) 1996</i>	<i>Tritium (TU) 1997</i>	<i>profondeur en metre</i>
4036/57 et 4041/57	< 0,5	< 0,5		217 et 180
4037/57 et 4033/57	< 0,5	< 0,5		164 et 95
4035/57	1,4 ± 0.3	2,06 ± 0,35		-
431/ 57	12. 31 ± 0. 51	11. 34 ± 0. 51	11. 58 ± 0. 58	13
3992/57	8.64 ± 0. 44	9. 60 ± 0. 48	9. 05 ± 0. 52	15,30
3903/57	-	-	5. 66 ± 0. 43	22
3883/57	15. 96 ± 0. 58	14. 95 ± 0. 62	14. 51 ± 0. 62	11,74
3754/57	19. 31 ± 0. 86	-	16. 16 ± 0.68	14,29
Kh. Haroune	15. 40 ± 0. 56	15. 66 ± 0. 62	-	source
874/57	14. 48 ± 0. 55	14. 75 ± 0. 62	10. 79 ± 0. 49	23
4005/57	15. 41 ± 0. 58	15. 55 ± 0. 64	14. 40 ± 0. 61	24,92
3742/57	20. 37 ± 0. 67	19. 38 ± 0. 73	13. 55 ± 0. 59	20
3172/57	15. 12 ± 0. 56	14. 40 ± 0. 61	12. 98 ± 0. 57	22,90
2271/57	13. 40 ± 0. 53	12. 59 ± 0. 57	12. 14 ± 0. 53	22,90
3640/57	14. 14 ± 0.54	13. 30 ± 0.58	11. 62 ± 0. 52	21
4265/57	5. 87 ± 0. 39	5. 67 ± 0. 42	-	15
766/48		12,81 ± 0.61	10,96 ± 0.47	Source bleue
1939/48		10,62 ± 0.5	9,97 ± 0,46	105
1936/48 et 1935/48		< 0,5	< 0,5	250 et 117
2779/56		7,88 ± 0,47	8,55 ± 0,51	13
2042/56		5,33 ± 0,40	5,13 ± 0,28	

963/47	3,96 ±0,39	190
956/47	< 0,5	191
957/47	1,38 ±0,39	120

Tableau 3 : Teneur en tritium des eaux de la zone d'étude (1995-1997)

CHAPITRE III: Caractérisation chimique des eaux

III.1. Paramètres physico-chimiques des eaux

Les températures des eaux souterraines s'inscrivent dans l'intervalle 19,7 et 25,8 °C, et les valeurs de pH sont, pour la plupart comprises entre 6,5 et 8 (tableau 1a: seconde partie, chapitre II). La charge totale dissoute (CTD ou TDS pour les anglo-saxons) souligne, dans son ensemble, la forte minéralisation des eaux. Ces eaux montrent, en plus des salinités très élevées, de fortes teneurs en chlorures et sulfates. Ceci suggère à priori, la part prépondérante jouée par les phénomènes évaporitiques dans la salinisation des eaux.

III. 2. Origine de la minéralisation

III. 2. 1. Hydrochimie

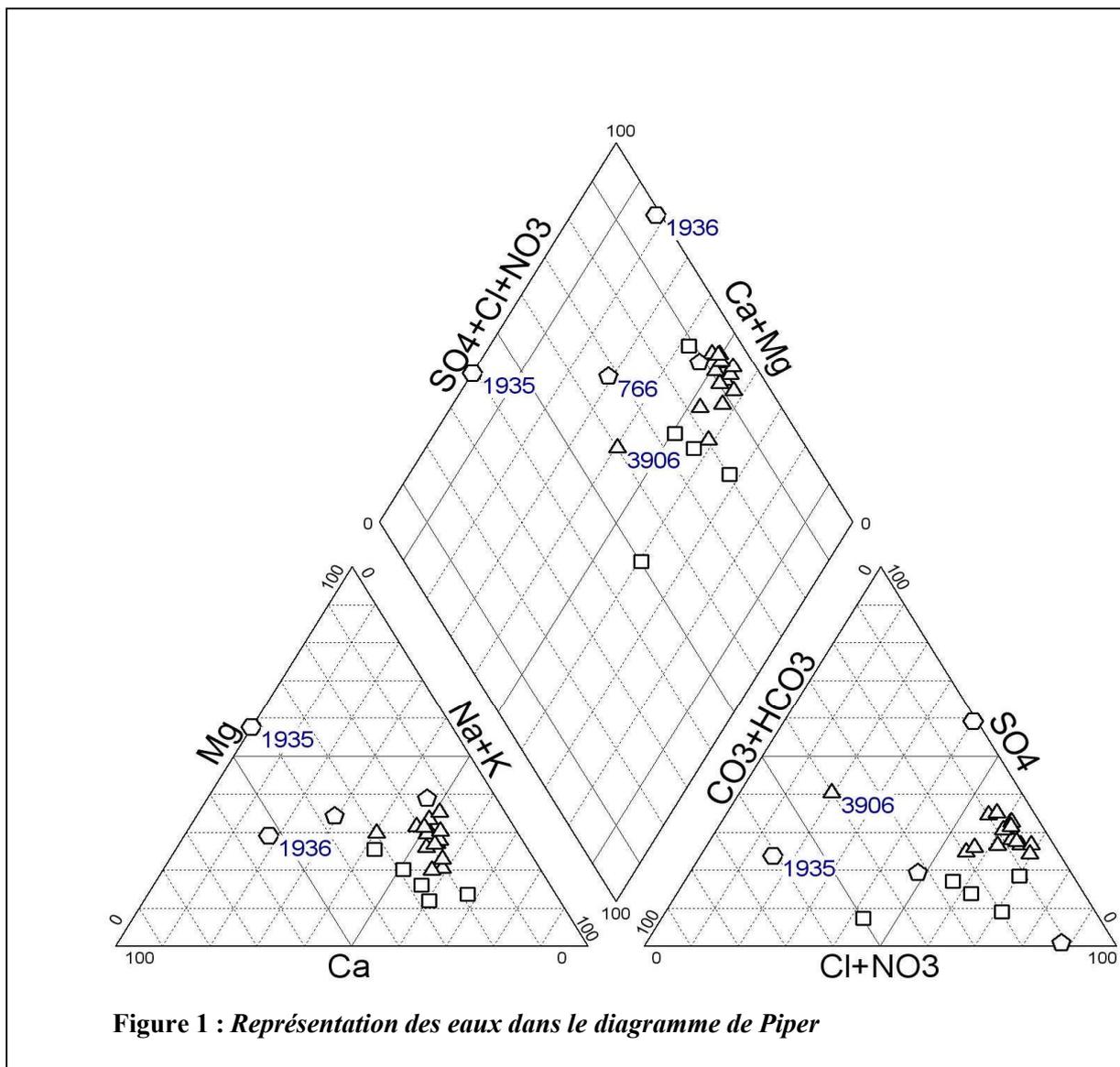
La région est caractérisée par une grande variation de salinité et en même temps une assez grande homogénéité de faciès chimique. La représentation de la composition chimique des eaux sur le diagramme de Piper définit un groupement à faciès chloruré sodique en général (Fig. 1). A noter toutefois le faciès bicarbonaté calcique et magnésien du point 1935/48 et sulfaté calcique du point 1936/48.

Dans le cas des ouvrages de la zone d'Ain El Atti, les valeurs de TDS (tableau 1a, seconde partie, chapitre II) fortement élevées peuvent s'expliquer par la profondeur de la nappe; la minéralisation des eaux pouvant être liée à un long temps de contact entre l'eau et l'encaissant. Un long temps de séjour expliquerait la composition chimique qui s'enrichit en sels minéraux au contact des grès schisteux, marnes et argiles de la matrice minérale.

Dans le cas de la plaine de Tafilalet, la TDS ne montre aucune évolution de l'amont à l'aval de la plaine : elle ne suit pas le sens de l'écoulement. Les eaux salées se rencontrent aussi bien à l'amont qu'à l'aval de la plaine. L'eau de la nappe alluviale de Tafilalet est

fortement minéralisée en particulier dans la limite nord et sud de la plaine, et les eaux les moins salées se trouvent au centre de la plaine.

Par ailleurs, les concentrations en nitrates sont faibles dans l'ensemble de la région, inférieures à 20 mg/l dans la majorité des eaux échantillonnées. Il existe cependant, deux points d'eau dispersés dans la plaine de Tafilalet aux teneurs dépassant 50 mg/l en nitrates (874/57 et 2271/57), lesquelles seraient liées probablement à l'utilisation intensive des fertilisants et la pratique généralisées des fosses sceptiques pour les rejets domestiques dans les agglomérations humaines. Les eaux de l'Infracénomanien présentent des concentrations en nitrates quasi nulles.



III. 2. 2. Rapports ioniques

Les graphes de la figure-2 attestent l'existence d'une corrélation positive entre les concentrations de ($\text{Na}^+ + \text{k}^+$, Mg^{2+} , et Ca^{2+}) et les chlorures (Cl^-). Cette situation est confirmée par la forte corrélation entre ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$), la charge saline totale (TDS) et les chlorures (Fig. 3).

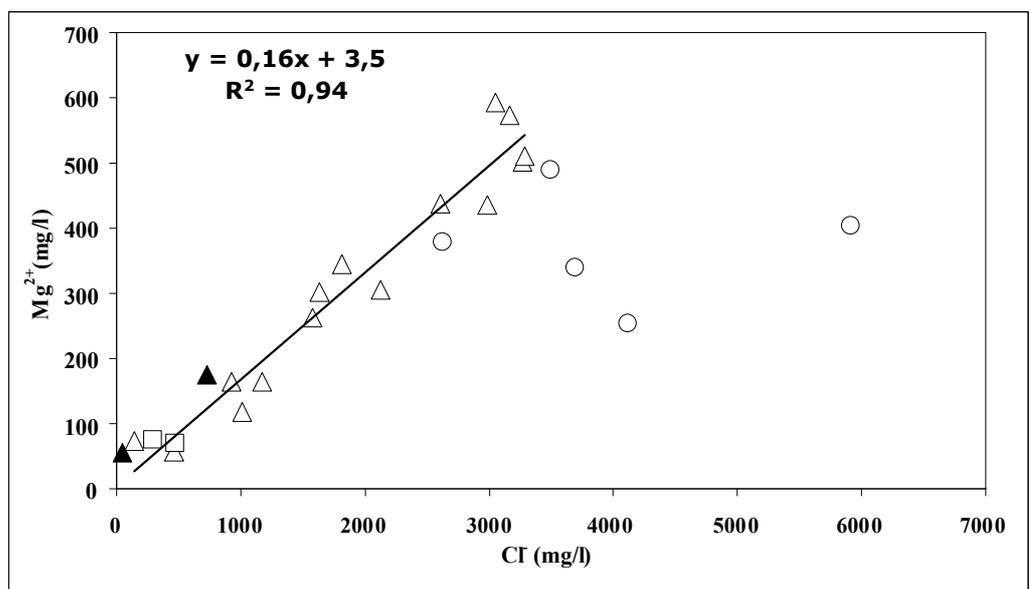
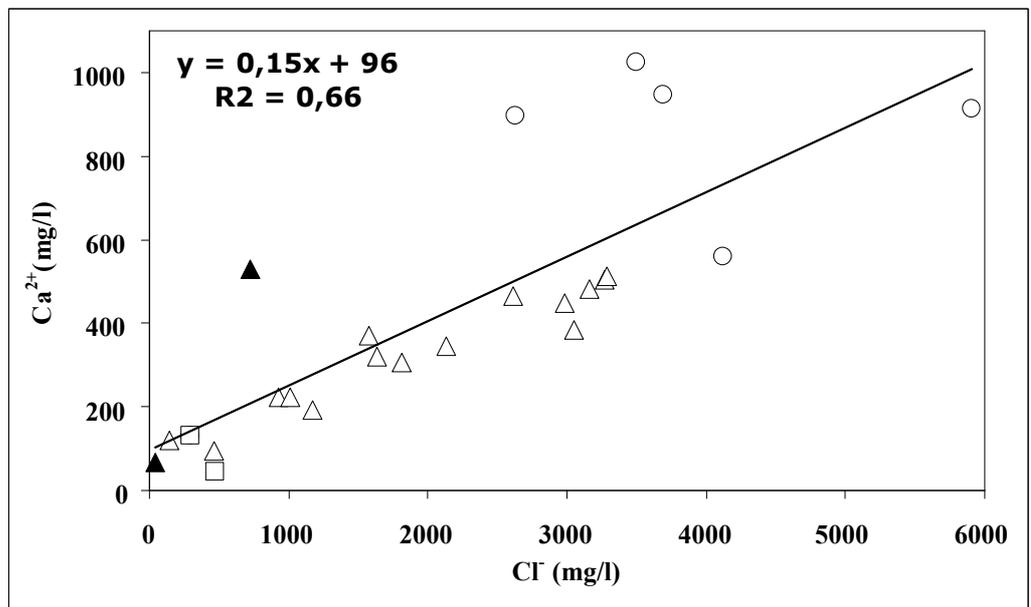
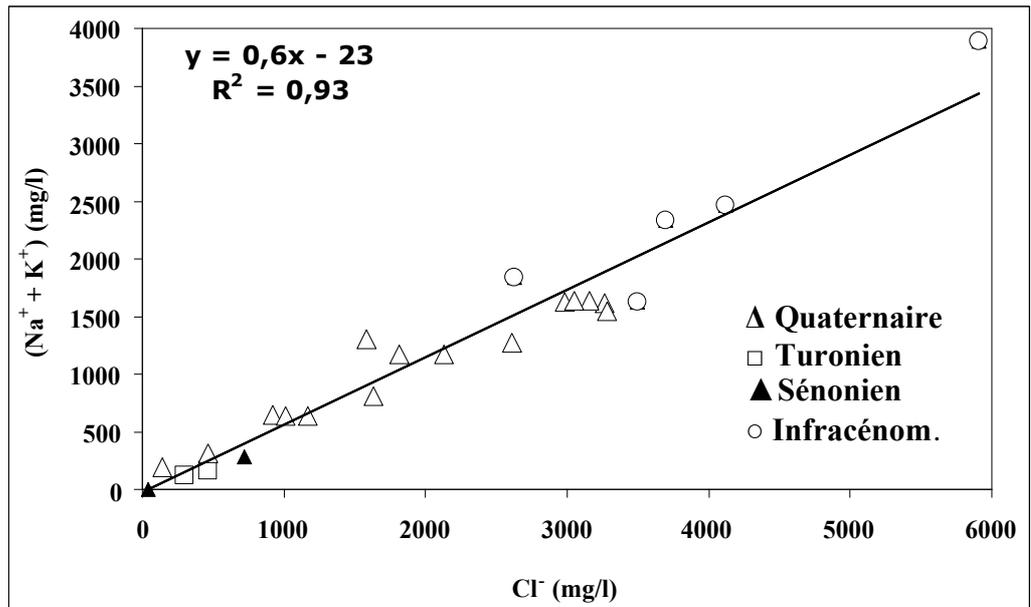


Figure 2 : Corrélations entre $Na^+ + k^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+} , et Cl^-

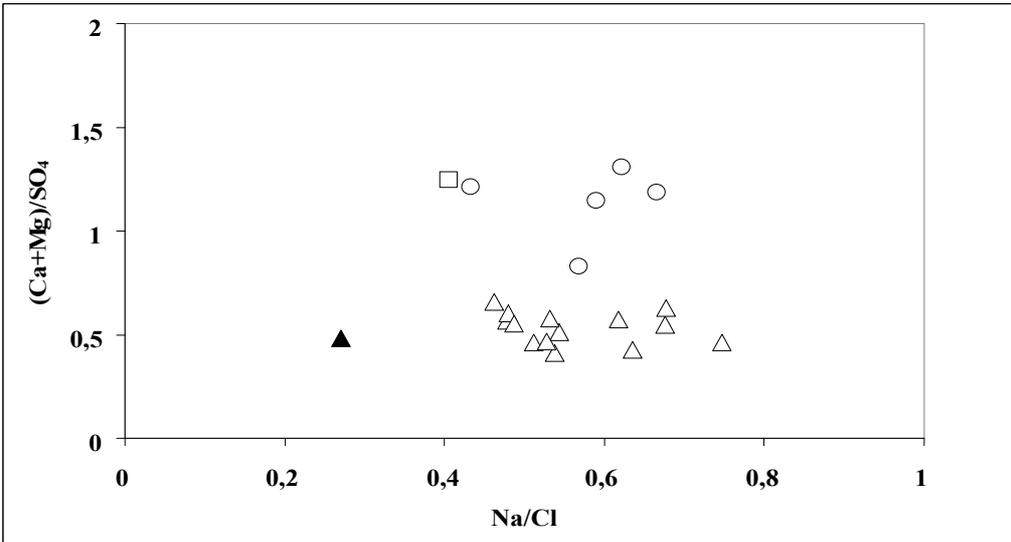
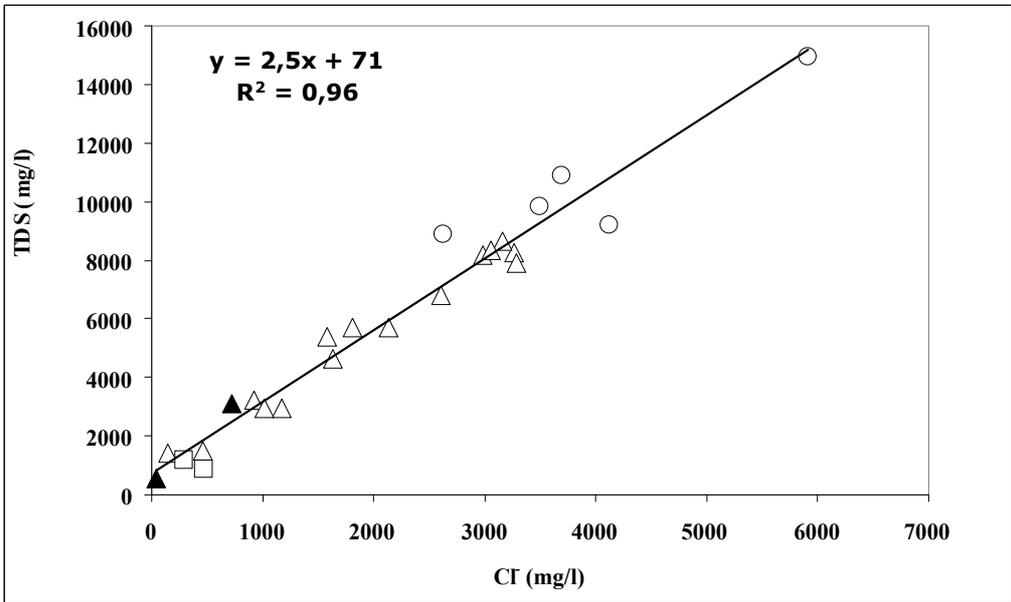
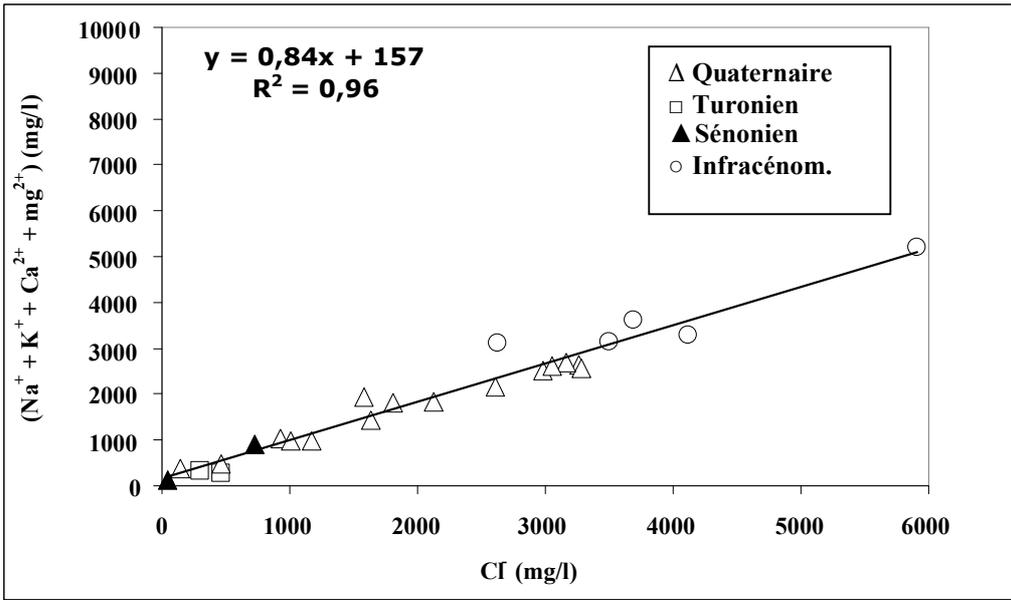


Figure 3: *Corrélation entre la somme des cation, TDS et Cl, et Ca+Mg/SO4 vs Na/Cl*

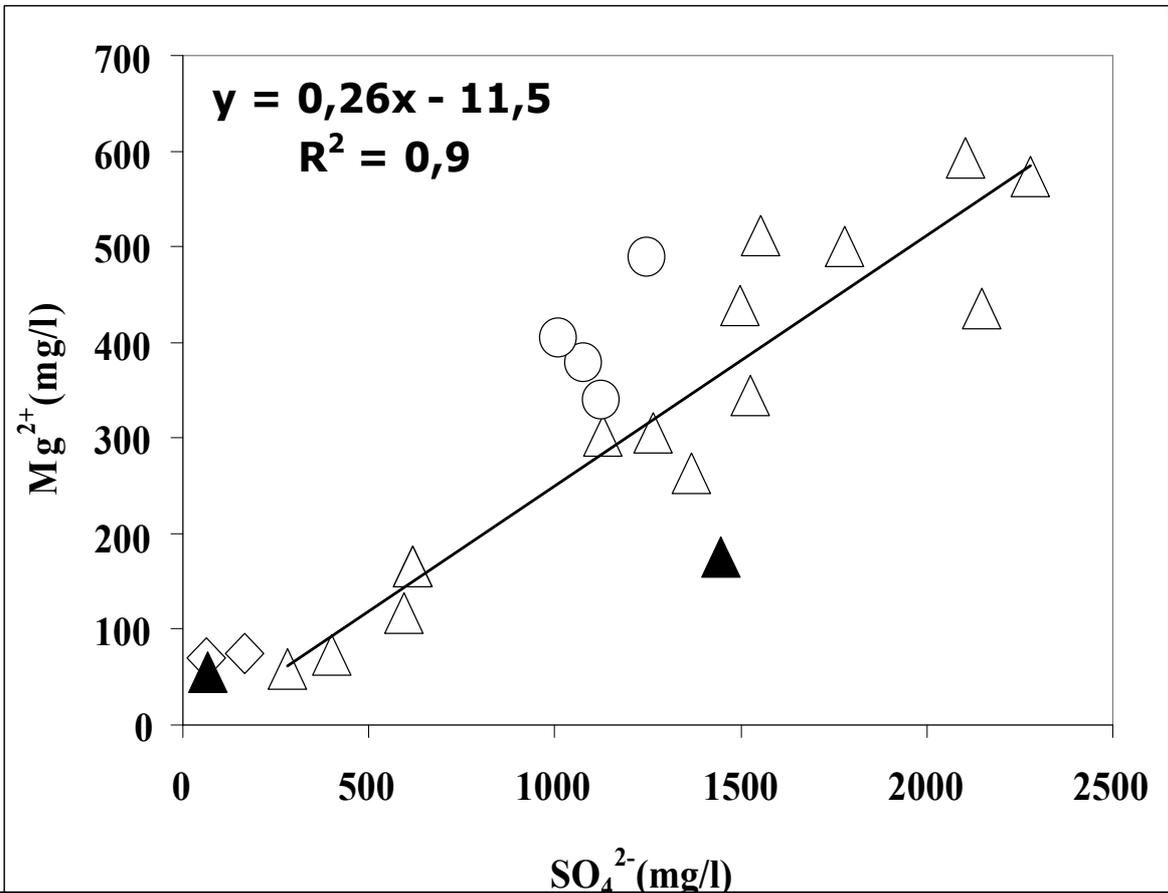
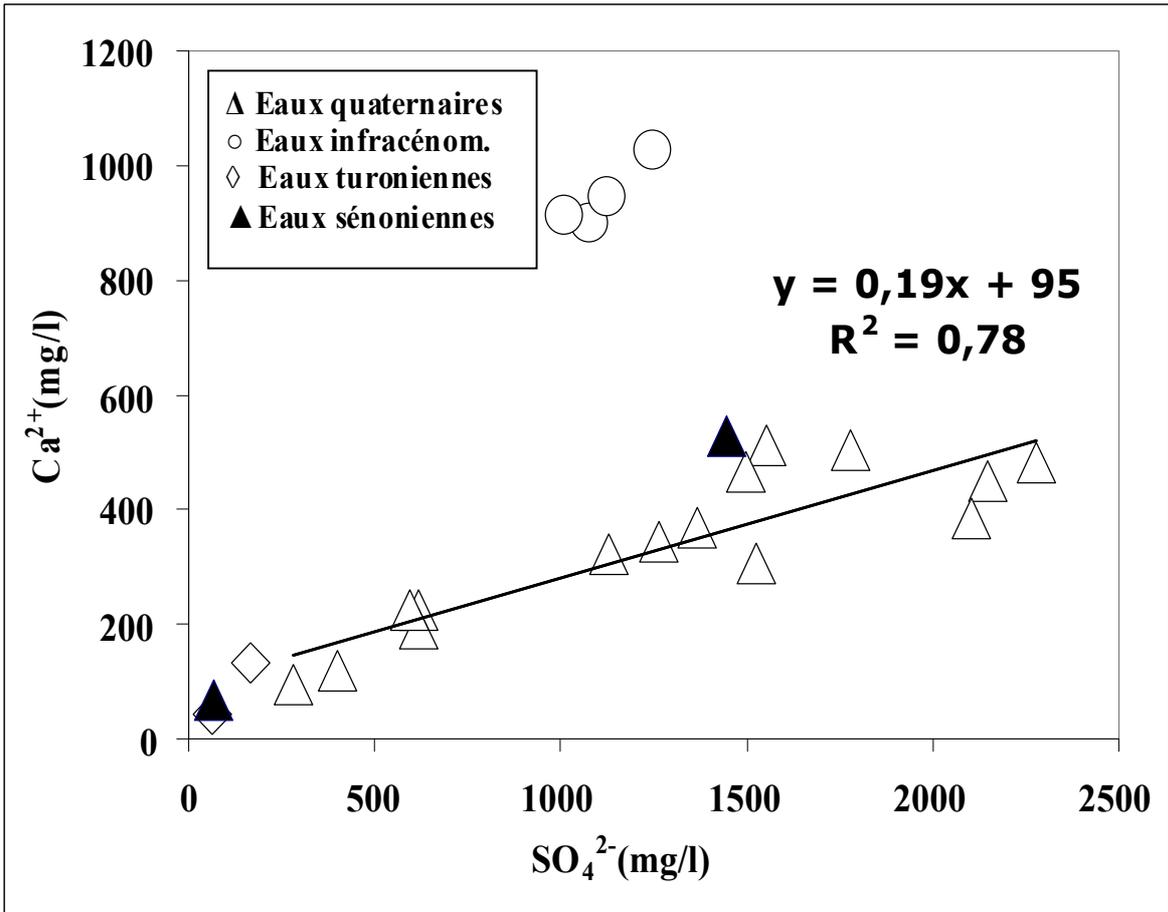


Figure 4 : Corrélations entre les couples (Ca^{2+}, SO_4^{2-}) et (Mg^{2+}, SO_4^{2-})

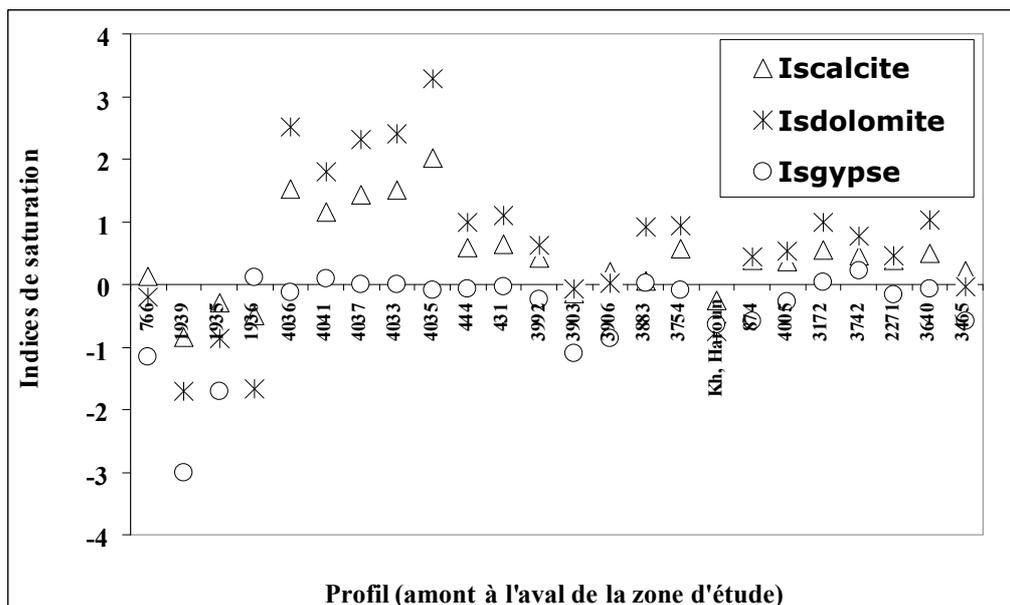
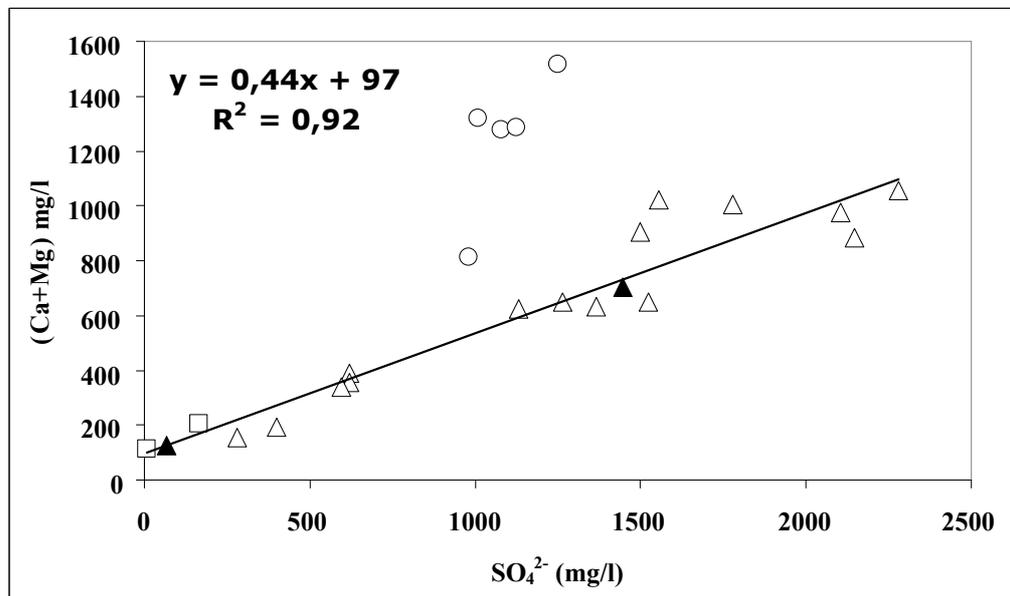
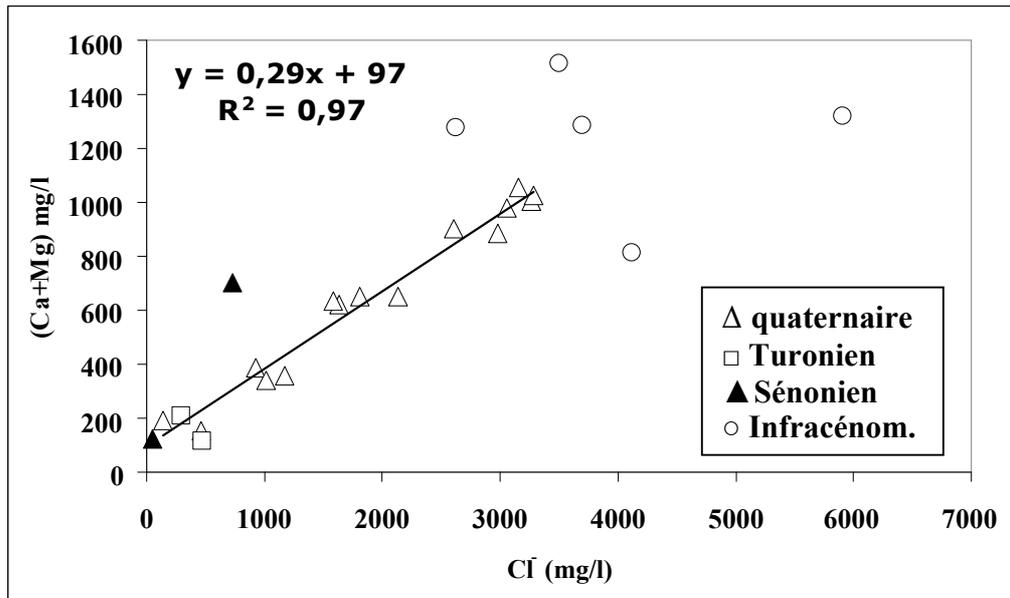


Figure 5 : Corrélations entre Ca + Mg et Cl, Ca + Mg et SO₄, et évolution des indices de saturation en fonction du profil

L'ensemble de ces données plaide en faveur d'une dissolution des évaporites chlorurées. Les coefficients directeurs et les ordonnées à l'origine des droites de corrélation (Fig. 2) montrent que le Na^+ et K^+ sont totalement liés au Cl^- , alors que Ca^{2+} et Mg^{2+} proviennent majoritairement de sources autres que les chlorures.

Ceci est conforté par la variation de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{SO}_4^{2-}$ en fonction de Na/Cl , rapportée dans la figure-3, où la totalité des points d'eau fluctue autour d'un rapport de Na/Cl inférieur à l'unité, de l'ordre de 0.6, caractéristique d'une circulation des eaux dans des formations concentrées en évaporites chlorurées et gypsifères.

La bonne corrélation entre $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et SO_4^{2-} (Fig. 5), souligne fortement le lien entre les deux cations et les sulfates et met aussi en évidence une autre source mineure, autre que les sulfates, de ces cations comme le confirme d'ailleurs les droites de variations des couples $(\text{Ca}^{2+}, \text{SO}_4^{2-})$ et $(\text{Mg}^{2+}, \text{SO}_4^{2-})$ (Fig. 4).

L'ensemble des données attestant d'une corrélation positive entre les concentrations de $\text{Na}^+ + \text{k}^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+} et Cl^- , et le graphique $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{SO}_4^{2-}$ vs Na/Cl illustrant l'évolution des sulfates en fonction des chlorures, plaide en faveur d'une chimie de l'eau contrôlée par les processus de dissolution des évaporites chlorurées notamment la halite (NaCl) et gypsifères ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ et CaSO_4).

III. 2. 3. Indice de saturation

L'examen des paramètres thermodynamiques renseigne sur l'état de saturation de la solution vis-à-vis de chaque minéral. L'équilibre des eaux avec la matrice est souvent exprimé soit par le taux de saturation:

$$S = (\text{PAI}/\text{Ks}) * 100$$

soit par l'indice de saturation:

$$I_s = \text{Log} (\text{PAI}/\text{Ks})$$

où (PAI) est le produit d'activité des ions concernés, et Ks le produit de solubilité du minéral considéré. La valeur ($I_s = 0$) indique un état d'équilibre entre l'eau et le minéral (saturation). Une valeur négative signifie une sous-saturation et une positive la sursaturation. Quand une solution est sous-saturée à l'égard d'un minéral, cela signifie que le minéral a tendance à la dissolution.

Le code NETPATH (Plummer et *al.*, 1976 et 1990), utilisé pour le calcul des indices de saturation à partir des activités ioniques, a conduit aux données rapportées dans le tableau 1b

(seconde partie, chapitre II). La figure 5 montre l'évolution des indices de saturation des carbonates et sulfates des eaux échantillonnées.

Les eaux des formations de l'Infracénomanien de Ain El Atti et du Quaternaire de Tafilalet sont saturées à sursaturées en calcite, globalement saturées à équilibrées par rapport à la dolomie et légèrement sous saturées en gypse et anhydrite. Par contre les échantillons d'eau du Turonien et Sénonien sont plutôt sous saturées en minéraux précités. La solubilisation des formations gypsifères ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ et CaSO_4) semble ainsi marquer la chimie de l'eau de la région.

La dissolution du gypse augmente en conséquence la concentration du calcium et par là même le rapport Ca/Mg. Ce rapport une fois supérieure à 0,5 provoque thermodynamiquement la dédolomitisation qui semble aussi marquer la chimie de l'eau de la région. Ce processus tel que décrit par Plummer et al. (1983) serait provoqué par la dissolution irréversible des sulfates accompagnée de la dissolution de la dolomite et la précipitation de la calcite, selon le mécanisme suivant:



L'interprétation géochimique de l'eau de la région d'étude a permis de mettre en évidence trois principales réactions qui caractérisent son évolution chimique. Il s'agit d'une forte dissolution des chlorures notamment la halite (NaCl), du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et anhydrite (CaSO_4), et d'une dédolomitisation; phénomènes naturels liés à la nature minéralogique des réservoirs.

III. 3. Conclusion au chapitre

Les principaux enseignements de ce chapitre indiquent clairement que la dégradation chimique de l'eau est causée par une salinisation progressive due aux trois principales réactions chimiques. Il s'agit d'une forte dissolution des chlorures, du gypse et anhydrite, et de la dédolomitisation qui explique la sous saturation en gypse ainsi que l'augmentation des teneurs en magnésium. Ces données sont corroborées par la géologie du bassin.

L'analyse hydrochimique des eaux permet d'entrevoir que: (i) l'eau du faciès Infracénomanien prélevée à la zone de Ain El Atti, exclusivement de type chloruré sodique, est très fortement minéralisée; la charge saline totale est comprise entre 8 et 16 g/l. Ceci pourrait s'expliquer par la faible conductivité hydraulique qui, en augmentant le temps de transit, favorise l'échange chimique et isotopique avec la matrice aquifère; (ii) l'eau des faciès

Sénonien et Turonien est douce sauf à 1936/48. Le point 1935/48 est de type bicarbonaté calcique et magnésien et le point 1936/48 présente un faciès sulfaté calcique.

Au niveau de la nappe alluviale de Tafilalet, la distribution spatiale de la charge saline totale n'obéit pas à un gradient croissant dans le sens d'écoulement. Les eaux prélevées le long de l'oued Ziz sont de type chloruré sodique, on peut distinguer: (i) des eaux fortement minéralisées, à charge saline totale comprise entre 3 à 5 mg/l, et qui augmente jusqu'à atteindre 8,5 g/l vers les limites nord et sud de la plaine notamment près d'Erfoud; (ii) des eaux douces, dont la charge saline est en dessous de 3g/l, prélevées au nord-est de la plaine, et au centre dans une zone proche de la ville de Rissani axée sur l'oued Ziz.

CHAPITRE IV: Etude des profils isotopiques

IV. 1. Objectifs et méthodologies

Le principal objectif de ce travail vise essentiellement une meilleure connaissance du fonctionnement hydrologique des aquifères de la région d'étude dont notamment les problèmes d'origine des eaux et leur mode de recharge.

Par ailleurs, en dépit de la complexité hydrogéologique de l'aire d'étude, et afin de mieux comprendre son comportement hydrologique, nous l'avons placée dans le cadre du contexte hydrogéologique général du bassin versant de Ziz-Rhéris. De ce fait, nous étions dans l'obligation, d'essayer de caractériser le mieux possible le fonctionnement des principaux aquifères de la région d'Errachidia-Tafilalet.

L'étude chimique dans les pages précédentes a été focalisée principalement sur les questions de l'origine de la minéralisation et les principaux mécanismes réactionnels plausibles responsables de la composition chimique de l'eau. Dans ce chapitre, nous utiliserons une autre approche isotopique, basée sur le traçage du milieu par la molécule d'eau.

Ces techniques de traçage naturel sont censées d'aborder les problèmes d'origine des eaux, leur vitesse d'écoulement et taux de renouvellement, et les possibilités de transferts souterrains entre unités aquifères. La réponse à ces questions, constituerait une donnée capitale pour la conception d'une gestion prudente de la ressource hydrique dans la région et contribuerait à une meilleure définition des consignes de gestion intégrée, des eaux de surface et souterraines.

Le deutérium (^2H) et l'oxygène-18 (^{18}O) sont deux isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène, faisant partie intégrante de la molécule d'eau, d'où l'intérêt de leur utilisation comme traceurs naturels des eaux souterraines de la région. En effet, les variations des teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux sont liées aux phénomènes de condensation, évaporation, mélanges de vapeurs (marines- continentales- lacustres) et les réactions d'échanges eau/sol. Ainsi, la variation de la composition isotopique est un indicateur très utile de l'origine et la nature de la ressource. Par le traçage naturel de l'eau à l'aide de ses éléments constitutifs ^{18}O et ^2H , nous essayerons d'identifier l'origine des eaux des aquifères étudiés.

Par le traçage naturel de l'eau à l'aide du tritium (^3H) et les isotopes du milieu dissous (^{14}C et ^{13}C), nous tenterons d'analyser qualitativement l'absence ou la présence de la recharge et d'identifier les eaux millénaires et séculaires.

IV. 2. Données du traçage isotopique des eaux par ^{18}O , ^2H , ^3H et ^{14}C

Bien que les chroniques de références locales des eaux de précipitation manquent dans la région, nous signalons néanmoins que les stations de références de l'AIEA les plus proches de la zone d'étude, sont: Gibraltar, Tunis et Bamako (AIEA, GNIP, 1998).

A Gibraltar, la série de mesures allant de 1961 à 1987 donne un $\delta^{18}\text{O}$ moyen pondéré de -4,7 ‰ et un $\delta^2\text{H}$ de -25,7 ‰. Les analyses des précipitations à Tunis de 1968 à 1987 conduisent à un $\delta^{18}\text{O}$ de -4,54 ‰ et $\delta^2\text{H}$ de -26,6 ‰. La station de Bamako (1962 à 1979) a un $\delta^{18}\text{O} = -4,44$ ‰ et un $\delta^2\text{H} = -30,7$ ‰. Par ailleurs, une valeur de $\delta^{18}\text{O} = -2$ ‰ a été mesuré dans les îles Canaries par Gonfiantini et al. (1972). Sausy et Payne (1974) cité par Louvat (Louvat et Bicharat, 1990) ont retenu un $\delta^{18}\text{O}$ de -5,6 ‰ pour une région côtière atlantique du Maroc.

Trois échantillons d'eau de pluie ont donné des valeurs dispersées en raison du caractère orageux des précipitations (tableau 2: seconde partie, chapitre II) avec une composition moyenne de $\delta^{18}\text{O} = -7,1$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -46,8$ ‰ en accord avec la valeur précédente en tenant compte des effets de la latitude et de l'altitude. Ces valeurs permettent d'envisager la situation hypothétique plausible suivante: les eaux quaternaires et turoniennes avec une composition isotopique moyenne de $\delta^{18}\text{O} = -6,7$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -48$ ‰, seraient d'âge récent comme il sera confirmé par l'activité en tritium et radiocarbone, contrairement aux eaux infracénomaniennes au sud et sénoniennes à l'est (Guir), ayant une moyenne de $\delta^{18}\text{O} = -9,5$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -67$ ‰. Ceci est en accord avec les résultats préliminaires antérieurs de Louvat et Bichara (1990), Michelot et al. (1992), et Bouabdellaoui et al. (1995) obtenus sur quelques échantillons d'eau de la région dont il ressort que les eaux quaternaires et turoniennes au nord de la région, ressemblant aux eaux jurassiques, ont une composition moyenne de $\delta^{18}\text{O} = -7,1$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -48,5$ ‰, alors que les quelques points d'eau de l'Infracénomaniens au sud et du Sénonien à l'est du bassin, ont une moyenne $\delta^{18}\text{O} = -8,9$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -61,5$ ‰.

IV. 2. 1. Analyse isotopique par bassin

IV. 2. 1. 1. Sous bassin de Ziz

Les valeurs des teneurs en ^{18}O et ^2H , se répartissent grossièrement en deux groupes correspondant à des compositions pauvres et riches en isotopes stables, permettent de distinguer nettement deux types d'eau d'origine et d'évolution différentes, et semblent refléter le label du faciès qu'elles représentent.

Faciès infracénomaniens

L'eau captant l'Infracénomanien de la zone de Ain El Atti (4041/57, 4037/57, 4036/57, 4035/57 et 4033/57), montre en plus des fortes concentrations chimiques en éléments majeurs, les teneurs les plus appauvries en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}_{\text{moyenne}} = -9,4$ et $\delta^2\text{H}_{\text{moyenne}} = -66,5$ ‰: tableau 2, seconde partie, chapitre II) et est, de plus, dépourvue de tritium (tableau 3, seconde partie, chapitre II), indiquant une absence de recharge récente comme le confirme les activités en radiocarbone (^{14}C : 0,5 à 1,4 pcm: tableau 2, seconde partie, chapitre II). Il est à noter le cas particulier du point d'eau 4035/57 qui présente une teneur en tritium de 1,45 UT laissant entrevoir une possibilité de recharge actuelle à ce niveau de l'Infra cénonanien.

Faciès sénonien

L'eau du faciès Sénonien (1935/48, 1936/48, 146/49) échantillonnées à l'est du bassin est très appauvrie en isotopes ($\delta^{18}\text{O}_{\text{moyenne}} = -9,4$ et $\delta^2\text{H}_{\text{moyenne}} = -66$) avec une activité nulle en tritium ($< 0,5$). Cette eau présente le même cachet isotopique que l'eau infracénomanienne échantillonnée au sud (zone de Ain El Atti).

Faciès turonien

L'eau du faciès Turonien (766/48 et 1939/48), est plus enrichie en éléments isotopiques ($\delta^{18}\text{O}_{\text{moyenne}} = -6,7$ ‰ et $\delta^2\text{H}_{\text{moyenne}} = -49$ ‰) avec une teneur en tritium supérieure à 10 UT, indiquant une recharge récente. Cette recharge moderne attestée par le tritium thermonucléaire, est confirmée par la forte présence de radiocarbone (^{14}C : 86,9 pmc). Ces eaux sont récentes et leur période de recharge est en tout cas postérieure à 1952.

La signature isotopique du tritium des eaux Turoniennes, semblable à celles des eaux Jurassiques (Louvat et Bichara., 1990 ; Michelot et al., 1992), suggère une recharge du Turonien par le Jurassique auquel il est connecté hydrologiquement (voir Fig. 5 et 6, seconde partie, chapitre I) et/ou par les précipitations.

Faciès quaternaire de la plaine de Tafilalet

L'eau quaternaire de la plaine de Tafilalet, présente des valeurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}} = -6,7$ et $\delta^2\text{H}_{\text{moy}} = -48$ ‰, avec une activité en tritium qui varie dans un large domaine, entre 9 et 20 UT, indiquant une recharge récente. Les valeurs des teneurs isotopiques en ^{18}O et ^2H indiquent d'une part, que la recharge de l'aquifère quaternaire s'est faite dans des conditions climatiques actuelles et d'autre part, mettent en évidence une nette différenciation entre la nappe profonde de la zone de Ain El Atti et celle alluviale quaternaire de la plaine de Tafilalet.

Cette recharge moderne attestée par le tritium thermonucléaire, est confirmée par le radiocarbone (^{14}C : 94,9 à 107,6 pcm). Les activités en ^{14}C correspondraient aux infiltrations récentes avec les caractéristiques isotopiques du pôle biogénique ($\delta^{13}\text{C}$: -12,6 à -14 ‰ PDB, tableau 2, seconde partie, chapitre II). Ces eaux sont récentes et leur période de recharge est en tout cas postérieure à l'ère des essais thermonucléaires atmosphériques.

Les teneurs en tritium et radiocarbone confirment le caractère contemporain des eaux Quaternaires, et font ressortir également une différence marquée entre les eaux profondes de la zone de Ain El Atti et celles quaternaires de la plaine de Tafilalet, et élimine à fortiori toutes possibilités d'interconnexions entre ces deux unités aquifères.

Par ailleurs, il est à noter qu'aucune évolution dans la répartition des activités en tritium de l'amont à l'aval de la plaine de Tafilalet n'est perceptible. Cette distribution des teneurs en tritium dans la majeure partie de la nappe de Tafilalet, sans un gradient d'évolution de l'amont à l'aval de la plaine, suggérerait a priori la prédominance de la recharge latérale (ou indirecte) sur la composante verticale ou l'infiltration directe. Car en effet, l'infiltration verticale sur une surface définie, devrait se caractériser par la disposition ordonnée des teneurs en tritium avec une nette décroissance de l'amont à l'aval de la plaine. Cependant, la signature isotopique du tritium de l'amont à l'aval de la plaine de Tafilalet, ne semble pas correspondre à une telle disposition. Elle suggère au contraire la prédominance de la recharge continue de la nappe sur toute son étendue à travers la zone non saturée ou l'oued Ziz.

IV. 2. 1. 1. 1. Relation $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1), les eaux quaternaires de la nappe de Tafilalet et Turoniennes correspondent à un groupe assez homogènes de points, situés pour la plupart en dessous de la droite météorique mondiale (DMM: $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ ‰ SMOW: Craig, 1961). Ces points d'eau, s'écartant de la DMM, attestent d'un fractionnement isotopique dû à l'évaporation, expliquant ainsi l'enrichissement relatif en ^{18}O et ^2H . Ces eaux échantillonnées à la première (1995) et deuxième campagne (1996) se répartissent autour de droites, respectivement de pente 3,5 et 5,3 (Fig. 2 et 3), traduisant ainsi l'effet de l'évaporation.

Le recoupement de la DMM avec ces droites d'évaporation permet de définir la principale origine des eaux quaternaires et turoniennes: ce pôle d'alimentation correspondrait à $\delta^{18}\text{O} = -7,98$ ‰ et $\delta^2\text{H} = -55,9$ ‰, indiquant une recharge à partir de reliefs (hauteurs) assez élevés. En l'absence de stations de collecte et de mesures des teneurs isotopiques des eaux de précipitations dans la région, il est difficile de quantifier l'effet d'altitude et de préciser l'aire de recharge. La littérature rapporte plusieurs études similaires dans les zones arides et semi

arides, dont notamment, les travaux de Gonfiantini et al. (1974 b) en Algérie, de Payne et al. (1980) au Mexique, et ceux réalisées dans le Quaternaire de Santiago en Argentine par Miro et Gonfiantini (1980).

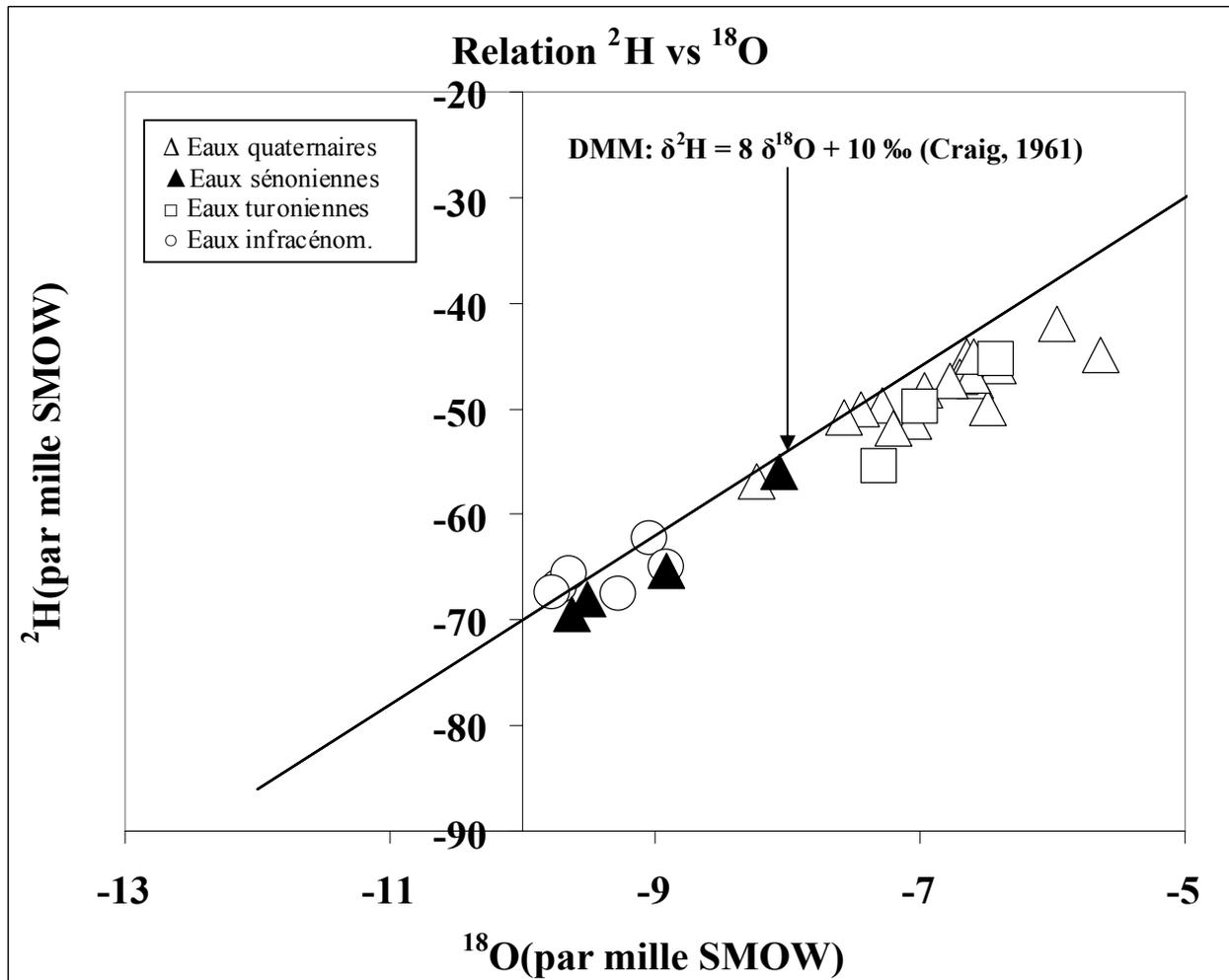


Figure 1 : Relation $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines de l'aire d'étude

En revanche, les eaux infracénomaniennes et sénoniennes globalement situées sur la droite DMM, indiquent l'existence d'une réserve d'eau souterraine ancienne, car l'appauvrissement en ^{18}O et ^2H des ces eaux par rapport aux pluies actuelles, ne pourrait être expliqué par un effet d'altitude (infiltration à une altitude plus élevée que l'altitude moyen du bassin): il n'existe pas, en bordure de la zone de Ain El Atti au sud et à l'est du bassin (Guir) de reliefs assez élevés pour conduire à un tel appauvrissement. Cet appauvrissement en ^{18}O et ^2H semblerait correspondre à un effet thermique: les précipitations qui se sont infiltrées se sont formées à une température inférieure à la température moyenne de formation des précipitations actuelles sur la région. Cette hypothèse rendrait compte de la position sur la droite météorique des points d'eau de l'Infracénomien et du Sénonien dans le diagramme

$\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$, mais suppose une recharge sous un climat différent, plus froid et plus humide que l'actuel, comme le suggère d'autres études (Fontes, 1983 ; Edmund et al., 2004).

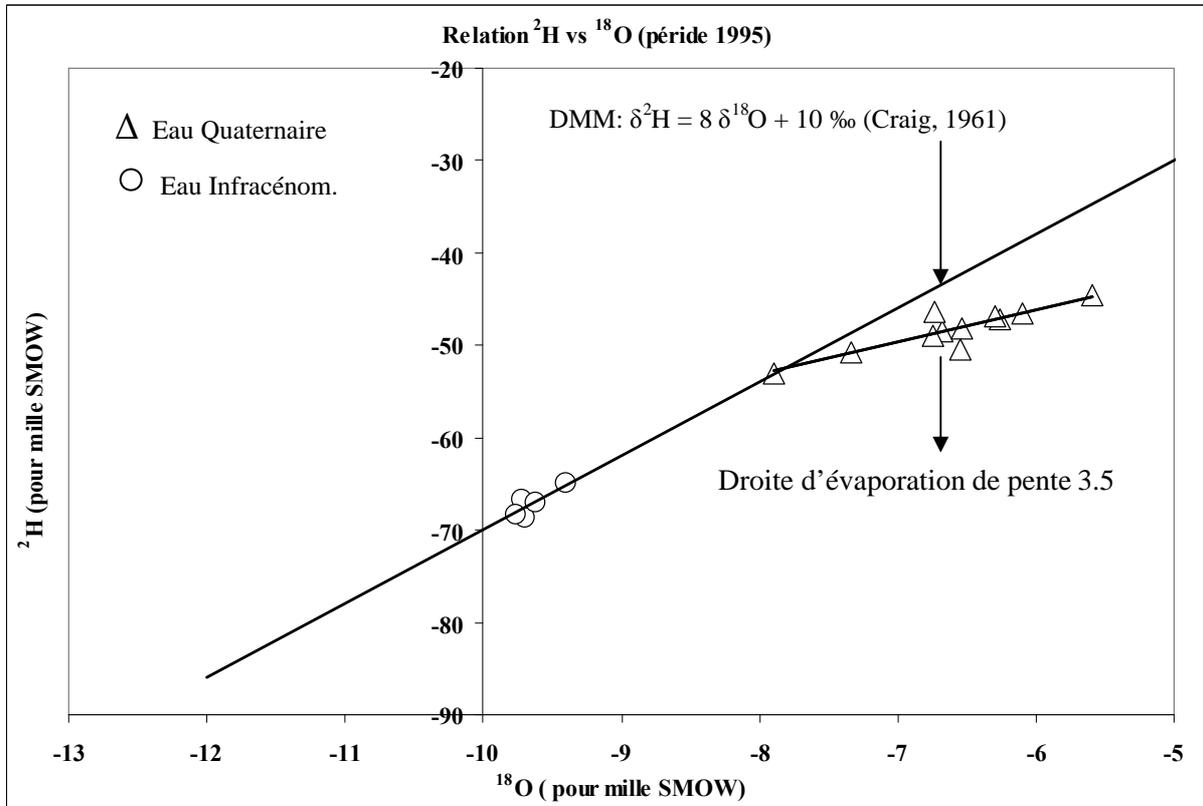


Figure 2: Composition isotopique des eaux dans le diagramme $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ (Période 1995)

IV. 2. 1. 1. 1. Les isotopes ^3H et ^{14}C

A l'exception de l'eau représentée par les points 3903/57 et 4265/57, se singularisant par des teneurs en tritium de 5,66 à 5,87 UT, comparables à celles des précipitations locales (≤ 7 UT) indiquant une recharge actuelle et directe par les précipitations, il est à noter une présence de tritium thermonucléaire dans la quasi-totalité des eaux quaternaires de Tafilalet et tTuronienes de la région de Meski (tableau 3, seconde partie, chapitre II).

Les activités en ^3H et ^{14}C indiquent le caractère récent ou contemporain des eaux des aquifères turonien et quaternaire, et confirme l'association des teneurs en ^{18}O et ^2H enregistrées dans ces eaux aux conditions climatiques actuelles de la région.

Les activités de ^3H relativement élevées de l'aquifère turonien (10 à 13 UT) par rapport aux précipitations actuelles ($\leq 7\text{UT}$) traduisent un temps de résidence de quelques dizaines d'années et renforcent une alimentation à travers les formations jurassiques (Michelot et al., 1992).

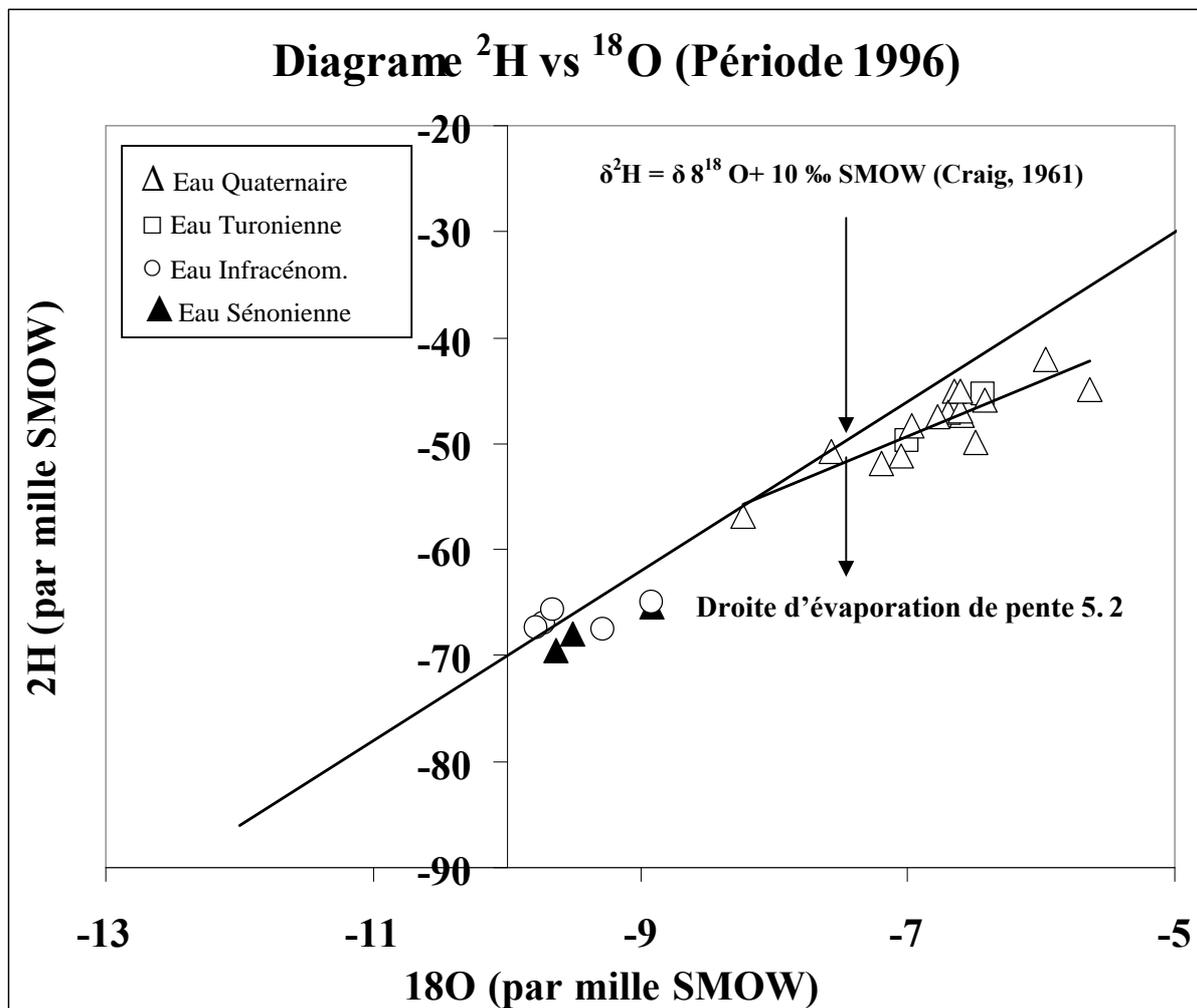


Figure 3 : Variation de la composition isotopique des eaux dans le diagramme $^2\text{H}/^{18}\text{O}$ (Période 1996).

De même les taux de tritium (de 10 à 20 UT) relevé dans le Quaternaire de la plaine de Tafilalet reflète encore l’empreinte de la recharge par les eaux d’épandage des crues épisodiques régulières avant la mise en service du barrage Hassan Addakhil en amont, sur l’oued Ziz en 1971.

L’interprétation des teneurs en ^{18}O et ^2H des eaux, indique que la recharge des aquifères turonien de Meski et quaternaire de Tafilalet s’est faite dans les conditions climatiques actuelles, et les activités en ^3H et ^{14}C confirment le caractère récent ou contemporain de ces eaux.

L’infracénomien au sud (Ain El Atti) semble complètement fermé à toute recharge actuelle. Il est caractérisé par une faible activité en ^{14}C et un $\delta^{13}\text{C}$ nul, des teneurs en isotopes stables très pauvres et une absence de tritium. Les activités en ^{14}C proche de zéro

laisse envisager une eau très ancienne en accord avec les résultats obtenus sur le continental intercalaire en Tunisie et en Algérie par Gonfiantini (1974a et 1974b) et Edmunds et al. (2004), ou dans le Nubien en Lybie et en Egypte par Sonntag et al. (1978). Les conditions de paléorecharge qui pourraient prévaloir dans ces régions ont été discutées par Fontes (1983), Fontes et Andrews (1991), et Edmunds et al. (2004).

IV. 2. 1. 2. Sous bassin de Rhéris

IV. 2. 1. 2. 1. Les isotopes de ^3H , ^{14}C et ^{13}C

Faciès plioquaternaire

L'eau plioquaternaire présente une composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ variante entre -7,5 et -7,3 ‰, et des teneurs en tritium de 5 à 8 TU.

Le point 2042/56 avec $\delta^{18}\text{O} = -7,29$ ‰ et $^3\text{H} = 5,33$ UT, atteste d'une recharge récente et directe. Le tritium aurait sensiblement décré par effet d'âge ou de mélange. La recharge se serait probablement effectuée directement par les eaux actuelles des précipitations sur le haut Atlas. Le point 2779/56 caractérisé par $\delta^{18}\text{O} = -7,45$ ‰ et $^3\text{H} = 7,88$ UT, serait un mélange d'eau pouvant provenir des précipitations actuelles sur le haut Atlas et d'eau ancienne du réservoir.

Faciès sénonien

L'eau du Senonien de Tarda (957/47) caractérisé par $\delta^{18}\text{O} = -8,06$ ‰, $^3\text{H} = 1,38$ TU et $^{14}\text{C} = 46,8$ pmc, atteste d'un mélange d'eau ancienne et récente. La diminution des activités en tritium et radiocarbone serait due à un effet d'âge ou à un mélange d'eau ancienne du réservoir et récente des précipitations sur le haut Atlas.

Cette eau serait constituée d'un mélange d'eau des précipitations sur le haut Atlas et d'eau pouvant provenir du faciès infracénomannien sous-jacent. L'ouverture à une recharge actuelle est attestée par la présence du radiocarbone et par un $\delta^{13}\text{C}$ du CITD voisin de -8,67 ‰, qui traduirait un mélange des pôles biologique et minéral.

Faciès turonien

Le point turonien 963/47 caractérisé par $\delta^{18}\text{O} = -7,31$ ‰ et $^3\text{H} = 3,96$ TU, témoigne d'une recharge récente par les précipitations sur le haut Atlas. La diminution des activités en tritium et radiocarbone serait due à un effet d'âge ou à un mélange d'eau ancienne et récente.

Faciès infracénomannien

L'eau de l'Infracénomaniens est représentée par les points 956/47, 2312/56 et 2313/56. Cette eau est caractérisée par $-8,62 \leq \delta^{18}\text{O} \leq -9,04 \text{ ‰}$ et des teneurs en tritium très faibles ($< 1\text{UT}$) qui témoignent d'une légère perméabilité des formations infracénomaniennes. Les compositions en ^{14}C ($38,9 \leq ^{14}\text{C} \leq 60,7 \text{ pmc}$) semblent conforter l'hypothèse d'un mélange d'eau ancienne et récente.

L'eau du forage infracénomaniens de Tarda, représentée par le point 956/47, présente une teneur en $\delta^{18}\text{O}$ voisine de $-9,04 \text{ ‰}$ et une teneur en tritium de $0,39 \text{ UT}$. En dépit de l'absence de tritium, la valeur de $\delta^{13}\text{C}$ voisine de $-12,35 \text{ ‰}$ reflète son ouverture vis à vis du CO_2 gazeux, et indiquerait sa recharge en eau récente. La présence de ^{14}C ($^{14}\text{C} = 60,7 \text{ pmc}$) atteste d'une recharge moderne qui semblerait liée à une alimentation à travers le Cénomano-turonien.

L'eau des forages infracénomaniens de Ferkla, représentée par les points 2312/56 et 2313/56, montre des teneurs isotopiques de $\delta^{18}\text{O}$ variant de $-8,96$ à $-8,62 \text{ ‰}$, une teneur de ^3H inférieure à la limite de détection ($< 0,5 \text{ UT}$), et une valeur de ^{14}C variant de $38,9$ à $44,04 \text{ pmc}$. Les valeurs de ^{14}C suggéreraient soit une faible recharge ou plus probablement un temps de transit lent. La valeur de $\delta^{13}\text{C}$ variant entre de $-8,18$ et $-8,75 \text{ ‰}$, exprime un mélange entre le pôle CO_2 du sol et le carbone minéral.

IV. 2. 1. 2. 2. Relation $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$

Sur le diagramme $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 1), sont représentés également les points d'eau du bassin Rhéris prélevés à la deuxième et troisième période d'échantillonnage : 2042/56, 2779/59, 963/47, 956/47, 957/47 et 2312/56 et 2313/56.

Les points d'eau plioquaternaire 2042/56 et infracénomaniens 956/47 sont nettement situés sur la droite météorique mondiale (DMM). Les points 2779/59, 957/47, 2312/56 et 2313/56 s'en écartent légèrement. En revanche l'eau du point turonien 963/47 présente un enrichissement isotopique relatif.

Les valeurs des teneurs en ^{18}O et ^2H des points d'eaux (2042/56, 2779/56, 963/47, 957/47, 956/47, 2312/56 et 2313/56) semblent refléter le label du faciès qu'elles représentent. Les variations de $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ de la figure-1 mettent en évidence l'existence de deux pôles d'alimentation:

- en provenance du haut Atlas, un pôle de précipitations riche en tritium (\sim de 7 à $7,47 \text{ UT}$) et présentant une composition isotopique de $\delta^{18}\text{O} = -7,54$ et $\delta^2\text{H} = -49,5 \text{ ‰}$,
- un pôle minéral ou pôle réservoir, très appauvrie en éléments isotopiques stables.

Les eaux des points 2312/56, 2313/56, 956/47 et 957/47 par leur situation intermédiaire sur la DMM constituent ainsi une zone de mélange. Ces eaux seraient des mélanges d'eaux actuelles des précipitations et d'eaux anciennes provenant du pôle réservoir. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ comprises entre -8,18 et -12,35 ‰ PDB et les activités de ^{14}C variant de 38,9 à 60,7 pmc plaident en faveur d'un mélange d'eaux anciennes du réservoir et d'eaux récentes.

Le point d'eau de l'Infracénomanien (956/57) par sa situation dans une aire de recharge située au pied du haut Atlas, reflétée d'ailleurs par sa composition isotopique en ^{14}C (60,7 pmc) et ^{13}C (-12,35 ‰) suggérerait des proportions de mélange égales, entre le pôle carbonés d'infiltrations et le pôle minéral de la matrice aquifère.

Il ressort de ce qui précède que: (i) les nappes du bassin Rhéris, à l'exception du plioquaternaire sous la dépendance prédominante des précipitations sur les hauteurs du haut Atlas, sont constituées d'un mélange d'eau pouvant provenir de deux sources, d'une part de la recharge directe par les précipitations et d'autre part du drainage des nappes profondes sous-jacentes; (ii) mis à part le compartiment infracénomanien qui semble géologiquement fermé à une recharge actuelle, l'interprétation qualitative des teneurs isotopiques indique clairement que les aquifères de l'aire d'étude sont réalimentés directement ou indirectement par les épisodes pluvieux. Ces résultats attestent l'existence de ressources renouvelables dans les principaux aquifères de la région d'Errachidia-Tafilalet avec, cependant dans l'aquifère infracénomanien, l'existence d'un compartiment d'extension limitée à réserve plus ancienne.

IV. 3. Conclusion au chapitre

L'analyse isotopique confirme que malgré les conditions d'aridité, la nappe turonienne est pour l'essentiel alimenté à travers le Jurassique et partiellement directement par les précipitations, alors que l'aquifère quaternaire de Tafilalet n'est actuellement rechargé que grâce aux lâchers de la retenue, c'est-à-dire, par les écoulements en provenance du haut Atlas retenus par le barrage Hassan Addakhil. L'analyse isotopique confirme le caractère actuel ou récent des eaux souterraines de la région avec, cependant dans les aquifères crétacés, l'existence d'un compartiment d'extension limité à réserve plus ancienne.

Les résultats et particulièrement ceux du tritium et carbone-14 montrent la participation d'eaux infiltrées sur une dizaine à plusieurs dizaines d'années dans la région avec présence d'eau séculaire et même millénaire dans les formations Infracénomaniennes de la zone de

Ain El Atti. Il semble clair que mis à part l'infra-cénomanien de Ain El Atti qui semble géologiquement fermé au moins dans sa partie orientale à toute influence externe, la recharge sur toute l'étendue du bassin hydrologique d'Errachidia- Tafilalet est établie

L'interprétation des analyses des chimiques (chapitre II, seconde partie) montre que l'origine des fortes concentrations en sels observées dans les eaux souterraines de la région est due notamment à la dissolution des évaporites des formations aquifères et au processus de dédolomitisation; phénomènes liés principalement à la nature minéralogique des réservoirs. Ces conclusions sont corroborées par la géologie de la région.

L'apport essentiel, cependant de l'analyse des données isotopiques, est la mise en évidence de mécanismes supplémentaires contrôlant la composition chimique de l'eau; il s'agit notamment d'une légère reprise évaporatoire et d'un pôle riche en tritium, et surtout l'indépendance des modes de recharge et de circulation de l'aquifère infra-cénomanien de Ain El Atti et alluviale de la plaine de Tafilalet. En effet, en dépit de leur faciès chimique identique (Na-Cl type), l'analyse des données isotopiques des eaux de ces aquifères, élimine toute connexion entre ces deux unités. Ce qui induit une révision de la conception prévalant jusqu'à présent admettant qu'un flux transite de la nappe infra-cénomanienne située en amont vers la nappe alluviale de Tafilalet au sud.

La recharge de la nappe phréatique de Tafilalet, dépend principalement de la retenue du barrage, puisque au vu des observations piézométriques, de fortes infiltrations ne seraient enregistrées qu'à la suite des lâchers du barrage (Amharref, 1991). Cette réponse instantanée de la nappe aux événements pluviométriques et aux lâchers du barrage, tout en confirmant sa recharge ne se traduit cependant pas par des effets saisonniers sur les compositions chimiques et les activités en ^3H , mais indiquerait plutôt soit une réponse instantanée de la nappe à une transmission de pression et non pas de matière, soit le transfert en zone non saturée du sol telle que l'eau met un certain temps à arriver jusqu'à la nappe. Ces deux hypothèses sont justifiées par le type de réalimentation observée dans cette plaine, puisque l'essentiel de la recharge de la nappe alluviale de Tafilalet se produit par concentration des eaux des lâchers du barrage dans l'oued Ziz, puis infiltration à travers l'épaisseur du sol non saturé ou le lit de l'oued Ziz.

Par ailleurs, le bassin Rhéris est caractérisé par la prépondérance de la recharge directe et rapide du faciès plioquaternaire par les précipitations actuelles sur les hauteurs du Jurassique,

et indirecte des faciès sénonien et turonien, et une circulation lente dans l'fracénomannien avec cependant, une ouverture de cette formation sur le Cénomano-turonien.

CHAPITRE V: Approche géochimique et isotopique

V.1. Introduction

La définition des voies d'écoulement ne peut être précisée sans le recours aux données géochimiques et isotopiques qui permettent d'identifier les interactions et les échanges eau/matrice, et les réactions qui en découlent responsables des caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des eaux souterraines dont en particulier les teneurs en carbone-14 et 13 fortement dépendantes des carbonates dans le milieu.

L'outil d'investigation que nous tenterons d'utiliser est basé sur la combinaison des deux approches étudiées auparavant:

L'analyse géochimique, par l'emploi des paramètres thermodynamiques, a permis de cerner les principales réactions plausibles responsables de la composition chimique de l'eau. Il s'agit de la dissolution des chlorures et gypses, et de la dédolomitisation. L'interprétation des profils isotopiques stables et radioactifs a mis en évidence la recharge actuelle des principaux aquifères. L'analyse isotopique confirme le caractère actuel ou récent des eaux souterraines de la région avec, cependant dans les aquifères crétacés, l'existence d'un compartiment d'extension limité à réserve plus ancienne.

L'utilisation conjointe et efficiente de ces deux approches servira à la simulation géochimique et isotopique qui devrait permettre tout en vérifiant les mécanismes réactionnels responsables de la minéralisation des eaux mises en évidence par la chimie, d'établir les vitesses de circulation ou le temps de transit entre deux points d'un même faciès ou de nature différente. C'est ce que nous tenterons d'examiner dans ce chapitre, par la mise en oeuvre du code NETPATH

V. 2. Données de Base

La constitution minéralogique de la région, serait au vu des études pétrographiques et des analyses aux rayons X (Bouabdellaoui, 1995): des carbonates de la calcite et de la dolomite, des sulfates essentiellement du gypse et de l'anhydrite, les chlorures, des oxydes de fer, et des produits de l'altération des minéraux silicatés. Cette composition minéralogique nous conduit à proposer, la calcite, dolomite, gypse et anhydrite, et l'échange ionique comme phases hypothétiques. Les contraintes sont évidemment, le carbone, le calcium, le magnésium, le sodium, le soufre, le chlore et l'aluminium.

Le modèle NETPATH ne pourra fonctionner que si le nombre de phases est au moins égal au nombre de contraintes. Toutes les possibilités théoriques répondant aux correspondances contraintes/phases sont testées et proposées par le modèle. Il revient à l'utilisateur d'en garder celles qui semblent répondre aux données chimiques et aux conditions lithostructurales locales.

V. 3. Tentatives de simulation: Réactions géochimiques

Les points d'eau échantillonnés disponibles dans le bassin d'Errachidia ne permettent pas une construction continue, néanmoins, nous avons pu vérifier les réactions hypothétiques responsables de l'évolution géochimique des eaux. Les résultats des tentatives de simulation par le modèle NETPATH sont reportés en annexe. Nous en donnons un exemple relatif à l'eau du Quaternaire.

Puits initial 3992/57 : Puits Kasmi

Puits final 3640/57 : Puits Zaouit malaykhaf

	Final	Initial
C	9.6869	10.1936
S	20.6742	13.1791
CA	10.3392	8.6927
MG	17.3991	12.7106
NA	75.3781	50.8673
CL	81.3228	60.1747
AL	.0000	.0000

8 model checked

2 model found

Modèle 1

CALCITE	-11.19058
DOLOMITE	5.34195
GYPSUM	7.49510
KAOLINIT	-7.17047
Mg-MONT	6.15491
NaCl	21.14809
Mg/Na EX	1.68134

Modèle 2

CALCITE	-7.82790
DOLOMITE	3.66061
GYPSUM	7.49510
KAOLINIT	-7.17047
Mg-MONT	6.15491
NaCl	21.14809
EXCHANGE	1.68134

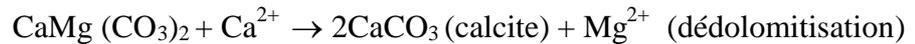
Les deux modèles vérifient les réactions chimiques plausibles responsables de la composition des eaux, mises en évidence par la chimie. Il s'agit des réactions chimiques suivantes:

-forte dissolution du chlorure de sodium (Halite): $\text{NaCl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$

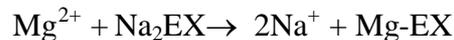
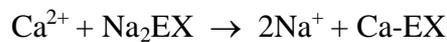
-précipitation de la calcite: $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}(\text{CO}_3)_2(\text{c}) + \text{H}^+$

-dissolution incongruente du gypse/ anhydrite: $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} (\text{c}) \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$

-dédolomitisation: la dissolution irréversible des sulfates s'accompagne de la dissolution de la dolomite et la précipitation de la calcite:



-échange ionique: ce phénomène se produit souvent sur les argiles de l'aquifère par fixation des alcalino-terreux Ca^{2+} et Mg^{2+} et libération de sodium Na^+ .



EX, étant un échangeur ionique, généralement une argile

-dissolution congruente de la smectite magnésienne et formation de la kaolinite:

Les enseignements tirés de ce paragraphe, indiquent que la forte minéralisation de l'eau, est démontrée par la dissolution des formations évaporitiques chlorurées et gypsifères, et en partie par le processus de dédolomitization provoqué thermodynamiquement par la dissolution irréversible des sulfates.

-évaporites (gypse et anhydrite) ... $\rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$

-évaporites (halite: NaCl) $\rightarrow \text{Na}^+ + \text{Cl}^-$

-Ca Mg $(\text{CO}_3)_2$ (dolomite) + $\text{Ca}^{2+} \rightarrow 2\text{CaCO}_3$ (calcite) + Mg^{2+} (dédolomitisation)

La simulation géochimique suggérerait la dissolution congruente de la smectite magnésienne et formation de la kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$). Les eaux souterraines de la région acquièrent donc une part de leur chimisme par le processus d'hydrolyse des argiles:

-système silicates (Mg-montmorillonite) \rightarrow kaolinite (faciès néoformé)

En conclusion, la composition chimique observée des eaux quaternaires de Tafilalet serait ainsi due en partie à l'altération des minéraux silicatés, en particulier les smectites magnésiennes qui évolueraient vers un faciès néoformé: la kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$).

V. 4. Analyse géochimique

V. 4. 1. Nappe de Tafilalet

La pression partielle de dioxyde de carbone $p\text{CO}_2$ des eaux de la nappe quaternaire de Tafilalet, évolue dans un intervalle restreint de $10^{-1,96}$ à $10^{-0,98}$ atmosphères. Ces valeurs de P_{CO_2} élevées sont compatibles avec les $p\text{CO}_2$ en milieu ouvert, puisque la pression partielle du CO_2 gazeux dans les sols atteint couramment des valeurs de 10^{-2} et même 10^{-1} atmosphères (Dever, 1985).

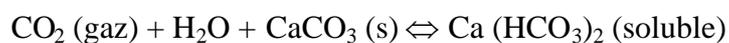
L'évolution conjointe de $\delta^{13}\text{C}$, $\text{IS}_{\text{calcite}}$, pH , $\text{Log } p_{\text{CO}_2}$ et la concentration des bicarbonates (HCO_3^-) des eaux quaternaires de Tafilalet (Fig. 1) reflète l'état général d'ouverture des eaux sur le CO_2 gazeux qui contrôlent le ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ du CITD de ces eaux. Ceci signifie que la nappe de Tafilalet est complètement ouverte à une recharge actuelle. Cette ouverture de la nappe sur toute son étendue indique que celle-ci constitue une zone de recharge active où l'eau s'infiltre à travers la zone non saturée avec une P_{CO_2} élevée. L'eau de percolation amène le CO_2 dissous à la nappe, accompagné de carbone-14 moderne et de $\delta^{13}\text{C}$ appauvri (-8,08 à -18 ‰ PDB) suite à une plus grande contribution du pôle gazeux du sol à l'hydrochimie de l'eau.

V. 4. 1. 1. Mode de recharge de la nappe

Les variations de $\delta^{13}\text{C}$, $\text{IS}_{\text{calcite}}$, pH , $\text{Log } p_{\text{CO}_2}$ et HCO_3^- (Fig. 1 et 2) permettent de révéler une recharge indirecte pour la majeure partie de la nappe alluviale de Tafilalet, et directe identifiée seulement par l'eau représentée par les points d'eau 3903/57 et 4265/57, où les teneurs en tritium (5,66 à 5,87 UT) sont comparables aux teneurs en tritium des précipitations.

Une recharge indirecte, apparaît au niveau des eaux représentées par les autres points : 444/57, 431/57, 3992/57, 3883/57, 3754/57, 4005/57, 3172/57, 3742/57, 2271/57 et 3640/57, où un appauvrissement en $\delta^{13}\text{C}$ presque constant autour de -13,4 ‰ dans le sens de l'écoulement est noté. Ces valeurs reflètent la contribution des teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol lors de la percolation des eaux à travers la zone non saturée.

Les teneurs de $\delta^{13}\text{C}$ du CITD étant contrôlées par la solubilisation du pôle gazeux, d'où un appauvrissement en $\delta^{13}\text{C}$ fortement lié au pôle biogénique. Dans ce cas, l'alcalinité en HCO_3^- serait acquise sous l'action de CO_2 hydraté du sol sur la calcite, selon l'équilibre ci dessous, qui est en accord avec l'état général de saturation de cette eau vis à vis de la calcite (Fig. 1 et 2) et explique en partie sa charge en CO_2 :



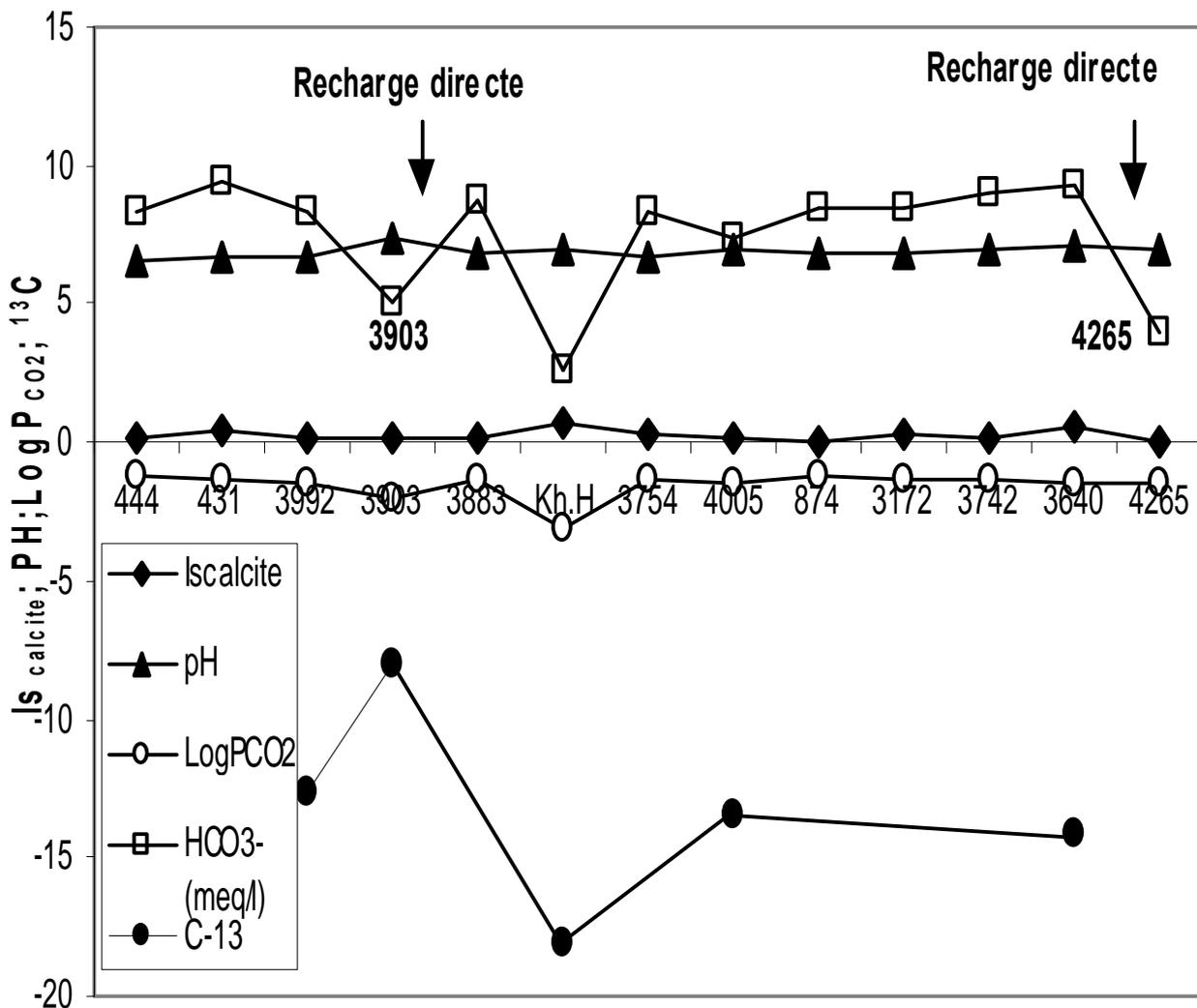


Figure 1: Variations de IS (calcite), $\delta^{13}\text{C}$, pH, LogpCO_2 et HCO_3^- (Nappe quaternaire alluviale de la plaine de Tafilalet)

Une recharge ou ouverture directe sur l'atmosphère, apparaît seulement au niveau de l'eau représentée par les points d'eaux 3903/57 et 4265/57, où l'on enregistre une légère baisse de pCO_2 accompagnée d'une décroissance des teneurs en bicarbonates (HCO_3^-), et où semblerait apparaître une acquisition du CO_2 atmosphérique par le CITD de cette eau. Ces deux points d'eau constituent des points actifs d'infiltrations directes des précipitations, et où un $\delta^{13}\text{C}$ du CITD voisin de $-8,08\text{‰}$, contrôlé par la solubilisation du CO_2 atmosphérique est noté.

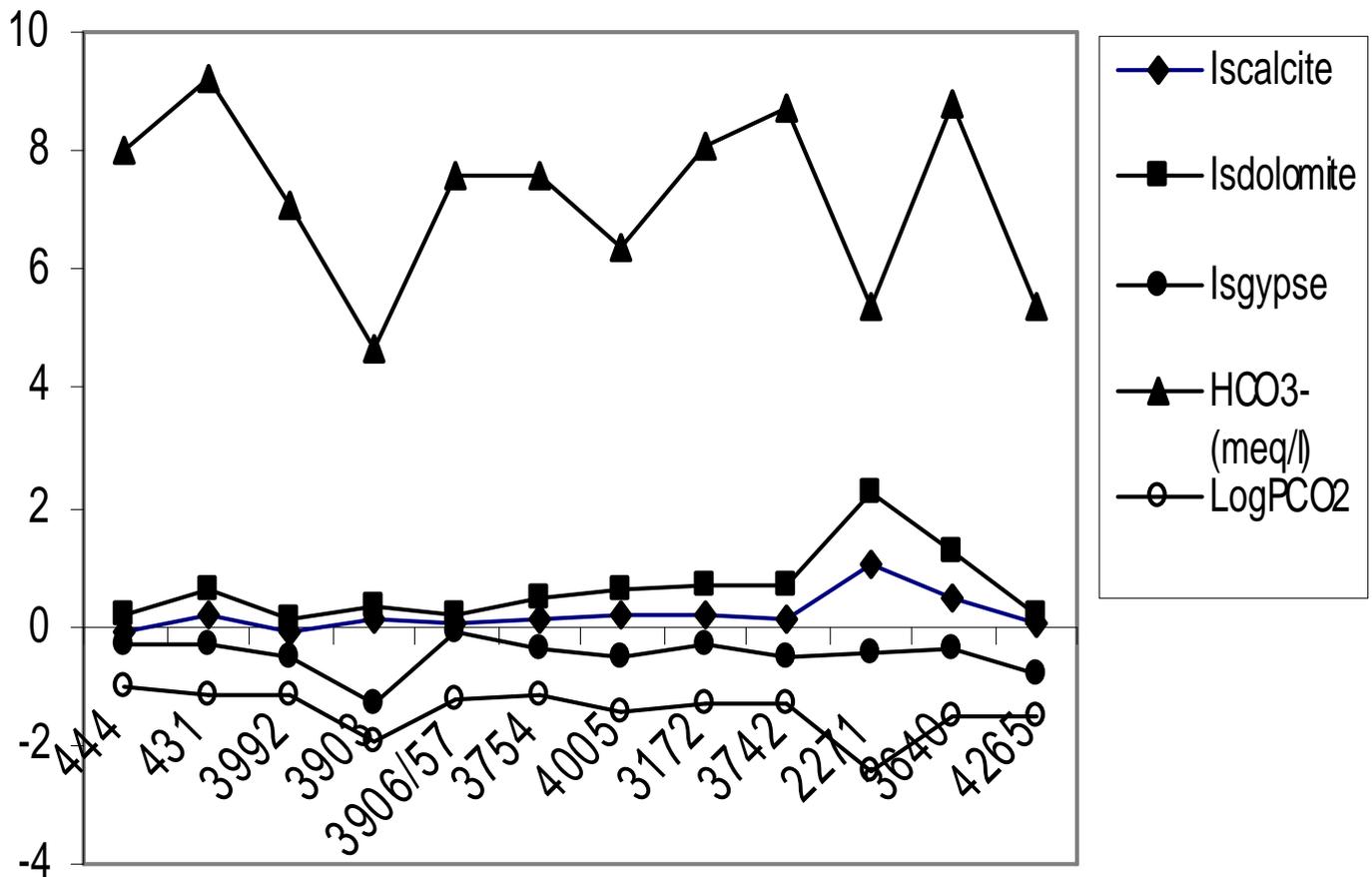


Figure 2: Variations des indices de saturation, LogPCO_2 et HCO_3^- (nappe de Tafilalet)

V. 4. 1. 2. Temps de transit entre deux points d'eau : Nappe de Tafilalet

Le système étant ouvert, la quasi-totalité des eaux quaternaires de Tafilalet ont un CITD récent et d'origine biogénique. On admettra donc dans ce contexte de milieu ouvert sur le CO_2 gazeux du sol ou atmosphérique, que les activités en ^{14}C du CITD mesurées, ne doivent pas être corrigées de la dilution par le carbone "mort ou inactif", et sont directement représentatives au fractionnement présent, de celles du CO_2 de l'atmosphère et donc de l'âge des eaux souterraines.

Les activités en radiocarbone du CITD des eaux quaternaires ne semblent donc pas subir de dilution lors de leur passage vers l'aquifère. Aucun vieillissement apparent ne semble pouvoir être mis en relation avec une dissolution de la calcite. Ceci est en accord avec les indices de saturation positifs des eaux à l'égard de la calcite (Fig. 1 et 2) et les teneur en $\delta^{13}\text{C}$

mesurées sur le CITD (-8 ‰ à -18,08 ‰ PDB), exprimant ainsi un équilibre complet du CITD avec le CO₂ gazeux du sol et le CO₂ atmosphérique.

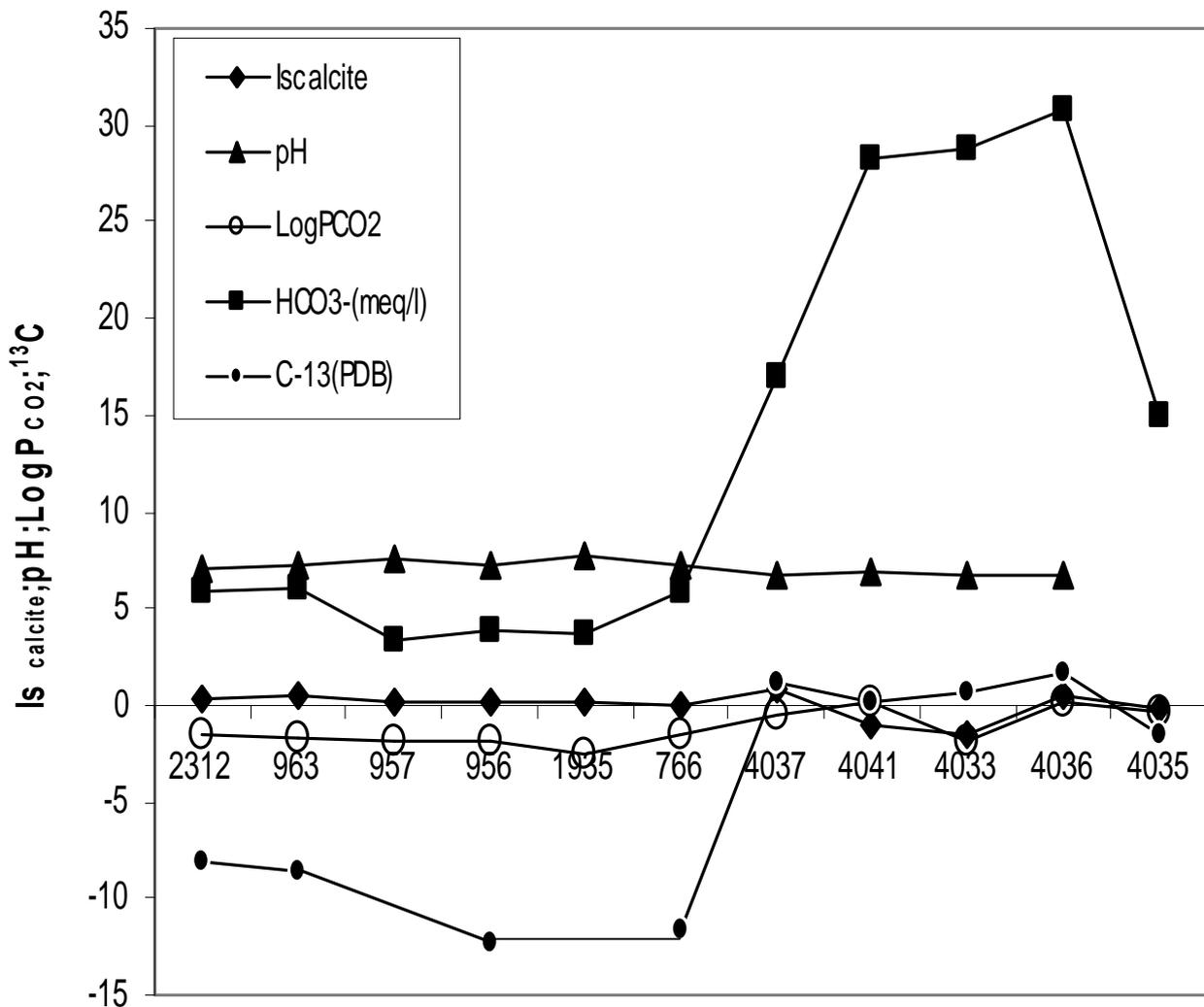


Figure 3: Variations de IS (calcite), $\delta^{13}\text{C}$, pH, LogPCO₂ et HCO₃ bassin d'Errachidia

Nous donnons à titre d'exemple ci-dessous, l'âge apparent ou le temps de transit entre le point initial 3992/57 et final 3640/57 (tableau 5).

La totalité des modèles de correction de l'activité initiale A₀ semblent concorder. Ils donnent des âges récents et indiquent aussi que les différentes hypothèses de dilutions de ¹⁴C qui sous-tendent les modèles ne reflètent nullement les valeurs mesurées.

<i>Model (for initial A0)</i>	<i>A₀ (initial) pmc</i>	<i>A_{nd} (calculée) pmc</i>	<i>A¹⁴C:mesurée pmc</i>	<i>Age final en BP (before present)</i>
<i>Original Data</i>	107,60	106,39	101.40	397 Actuel
<i>Mass Balance</i>	21.05	20.81	101.40	-1309 Actuel
<i>Vogel</i>	85.00	84.04	101.40	-1552 Actuel
<i>Tamers</i>	62.72	62.01	101.40	-4065 Actuel
<i>Ingerson and Pearson</i>	50.48	49.91	101.40	-5860 Actuel
<i>Mook</i>	2.16	2.14	101.40	-3190 Actuel
<i>Fontes and Garnier</i>	50.11	49.55	101.40	-5920 Actuel
<i>Eichinger</i>	45.03	44.52	101.40	-6804 Actuel
<i>User-defined</i>	100.00	98.87	101.40	-209 Actuel

Tableau 5 : Calcul de l'âge apparent des eaux quaternaires de Tafilalet par les différents modèles de correction de l'activité initiale.

Ces résultats attestent d'une recharge moderne et continue de l'aquifère. Le lien chimique entre les différents points d'eau de la nappe de Tafilalet est prouvé puisqu'il s'agit des mêmes réactions chimiques (voir exemples de simulation en annexe).

L'évolution hydrogéochimique et isotopique a révélé un système d'interaction, ouvert à une recharge directe et indirecte, dans lequel la chimie de l'aquifère quaternaire de Tafilalet est contrôlée par: (i) la solubilisation du CO₂ gazeux d'origine biologique ou atmosphérique qui réagit fort probablement avec Ca²⁺ et Mg²⁺, provenant du gypse et dolomie, pour donner des bicarbonates solubles en maintenant une saturation en calcite: la figure 1b montre les variations des indices de saturation de la calcite, gypse et dolomie qui confirment cette hypothèse; (ii) la dissolution des évaporites chlorurés et gypsifères, qui démontrent la forte salinité de l'eau; la dissolution congruente des smectites magnésiennes et la formation de la kaolinite.

V. 4. 2. Bassin Crétacé d'Errachidia

L'évolution hydrogéochimique (Fig. 3) permet de distinguer les aquifères du Turonien à recharge rapide du Sénonien à très faible recharge. L'Infracénomanien qui, excepté le cas particulier du point d'eau 4035/57 faiblement alimenté mais laissant entrevoir une ouverture à son niveau, est complètement fermé à toute recharge.

Le Turonien représenté par les points 766/48 et 1939/48 ($\delta^{18}\text{O} = -6,43 \text{ ‰}$, $^3\text{H} = 10,96 \text{ UT}$ et $^{14}\text{C} = 86,9 \text{ pmc}$), représente la phase de transition entre un système ouvert et fermé (Ain El Atti). La valeur de $\delta^{13}\text{C}$ voisine de $-11,60 \text{ ‰}$ reflète la contribution des teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ de CO_2 du sol et exprime ainsi l'ouverture du Turonien à une recharge actuelle par les eaux des précipitations sur le haut Atlas et d'infiltrations à travers la zone non saturée ou l'oued Ziz ou le Jurassique auquel il est hydrogéologiquement connecté. Ceci a déjà été constaté par le tritium thermonucléaire et la forte activité en ^{14}C de 87 pmc.

L'Infracénomannien de la zone de Ain El Atti, semble complètement fermé à toute influence externe. Il est caractérisé par une faible activité de ^{14}C du CITD (0,5 à 1,4 pmc) et un $\delta^{13}\text{C}$ mesuré sur le CITD presque nul, des teneurs en ^{18}O et ^2H très pauvres et une absence de tritium. L'enrichissement important de $\delta^{13}\text{C}$ indiquerait une forte interaction de l'eau avec les carbonates matriciels de la calcite. Il y a donc dissolution de la calcite, ce qui est en accord avec l'état général de sous saturation vis à vis de ce minéral (Fig. 3).

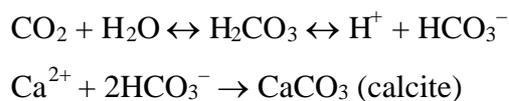
Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ du CITD sont contrôlées par la solubilisation du pôle minéral suite à une plus grande contribution du carbone de la matrice carbonatée à l'hydrochimie de l'eau, et donc la totalité de cette eau a un CITD très ancien et d'origine minérale. Ce système semble complètement fermé vis à vis du CO_2 du sol et donc à l'égard d'une recharge actuelle, et ouvert sur une source de carbone minéral provenant de l'aquifère et contrôlant le ^{14}C et le $\delta^{13}\text{C}$ du CITD de l'eau.

Il s'agit donc d'un système dans lequel le CITD de l'eau est soustrait du contact du CO_2 de l'atmosphère et du sol dès sa formation, et ne subit plus aucune réaction d'échange au cours de son transit. Dans ces conditions de système géologiquement fermé, le CO_2 est complètement transformé en bicarbonates (HCO_3^-) ce qui explique d'ailleurs les fortes teneurs en HCO_3^- .

L'analyse géochimique a révélé deux systèmes d'interactions dans le bassin de Ziz et la plaine de Tafilalet :

(i) un système ouvert à une recharge actuelle (cas de la nappe quaternaire de Tafilalet, sénonienne et turonienne du bassin ziz) dans lequel la chimie de l'aquifère est contrôlée par:

-la solubilisation du CO_2 gazeux:



-la dissolution des formations évaporitiques (chlorure, gypse et anhydrite) et le processus de dédolomitisation; la dissolution congruente des smectites magnésiennes/formation de la kaolinite.

(iii) un système complètement fermé à toute influence externe (cas de Ain El Atti), dans lequel la chimie de l'aquifère est contrôlée par les interactions et les échanges eau/roche: forte dissolution des formations évaporitiques chlorurées et gypsifères, et le processus de dédolomitisation, forte dissolution de la calcite, et forte altération des systèmes silicates (dissolution congruente des smectites magnésiennes/formation de la kaolinite).

V. 4. 2. 1. Ages apparent des eaux: Nappe de Ain El Atti

Ci-dessous, nous donnons les âges corrigés par les différents modèles de correction de l'activité initiale, ou le temps de transit entre le point initial 4036/57 et final 4037/57 (tableau 6), et entre le point initial 4041/57 et final 4033/57 (tableau 7). A ceci sont ajoutés les ages apparents calculés par le modèle de Pearson (Pearson et Hanshaw, 1970).

<i>Modèle</i>	<i>A₀ initiale (pmc)</i>	<i>A_{nd} calculée (pmc)</i>	<i>A¹⁴C mesurée (pmc)</i>	<i>Age final (BP)</i>
<i>Mass balance</i>	55,31	31,24	1,40	25670
<i>Vogel</i>	85	48,01	1,40	29222
<i>Tamers</i>	63,30	36,03	1,40	26846
<i>Pearson</i>	-	-	-	39418

Tableau 6 : Temps de transit entre le point initial 4036/57 et final 4037/57

<i>Modèle</i>	<i>A₀ initiale (pmc)</i>	<i>A_{nd} calculée (pmc)</i>	<i>Activité mesurée pmc</i>	<i>Age final en BP</i>
<i>Mass balance</i>	76,80	73,17	1	35487
<i>Vogel</i>	85	80,98	1	36326
<i>Tamers</i>	77,53	73,87	1	35566
<i>Pearson</i>	-	-	-	38538

Tableau 7: Temps de transit entre le point initial 4041/57 et final 4033/57

La totalité des modèles de correction de l'activité initiale A₀ semblent concorder. Ils donnent des âges anciens et indiquent aussi que les différentes hypothèses de dilutions de ¹⁴C qui sous-tendent les modèles ne reflètent nullement les valeurs mesurées.

L'eau de l'Infracénomien a un âge apparent compris entre 25600 et 37600 ans. Elle correspondrait à une eau d'origine très ancienne ayant été accumulée dans des conditions climatiques de recharge, remontant probablement à la période Pléistocène.

L'âge apparent de cette eau expliquerait la forte salinisation qui résulte de la longue durée des processus d'interactions et d'échanges eau/matrice dus aux faibles écoulements ou vélocité des eaux en milieu fermé. Le ¹⁴C connaît une diminution qui se superpose à l'évolution de δ¹³C montrant l'effet de l'âge et confirmant la domination de la géochimie des carbonates.

V. 4. 2. 2. Ages apparent des eaux: sous bassin de Tarda

Puits initial 956/47 : eau infracénomannien

Puits final 957/47 : eau sénonien

<i>MODEL FOR INITIAL A₀</i>	<i>A₀ INITIALE (PMC)</i>	<i>A_{ND} CALCULEE (PMC)</i>	<i>ACTIVITE MESUREE (PMC)</i>	<i>AGE FINAL BP</i>
<i>Original Data</i>	60,70	60,70	46,80	2150
<i>Vogel</i>	85,00	85,00	46,80	4933
<i>Tamers</i>	55,91	55,91	46,80	1470
<i>Ingerson and Pearson</i>	49,40	49,90	49,40	447
<i>Mook</i>	24,20	24,20	46,80	-5452
<i>Fontes and Garnier</i>	49,18	49,18	46,80	410
<i>Eichinger</i>	46,11	46,10	46,80	-124
<i>User-defined</i>	100	100	46,80	6277

Tableau 8: Temps de transit entre le point 956/47 et final 957/47

L'eau infracénomannien de Tarda représentée par le point 956/47 semblerait liée à l'eau sénonien de Tarda (957/47). Un lien chimique est prouvé entre les eaux de ce groupe. L'ouverture de l'Infracénomannien sur le Cénomano-turonien est vraisemblable.

V. 5. Conclusion au chapitre

La conjugaison des techniques géochimiques et isotopiques a permis de dévoiler certains aspects concernant le fonctionnement hydrologique des principaux aquifères de la région de Tafilalet, notamment sur les modalités de recharge des eaux et l'origine de la dégradation chimique de la qualité de l'eau.

La modélisation géochimique par application du modèle NETPATH a permis, premièrement de confirmer les réactions chimiques plausibles responsables de la minéralisation des eaux: la forte minéralisation de l'eau est démontrée par la dissolution des formations évaporitiques chlorurées et gypsifères, le processus de dédolomitisation, et l'altération des minéraux silicatés. Deuxièmement de révéler deux systèmes d'interactions dans les principaux aquifères du bassin Ziz et la plaine de Tafilalet :

(1) un premier système ouvert à une recharge actuelle (nappe quaternaire et turonienne), dans lequel la chimie de l'aquifère est contrôlée par: (i) la solubilisation du CO₂ gazeux et les interactions eau/matrice:

-évaporites: gypse, anhydrite... → Ca²⁺ + SO₄²⁺

-évaporites: NaCl... → Na⁺ + Cl⁻

-dédolomitisation : $\text{Ca}^{2+} + \text{Ca Mg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomite) \rightarrow 2CaCO_3 (calcite) + Mg^{2+}

-système silicates (Mg-montmorillonite \rightarrow kaolinite)

(2) un système fermé dans lequel la chimie de l'aquifère est contrôlée par les interactions et les échanges eau/matrice: forte dissolution des évaporites chlorurées et gypsifères, dédolomitisation, forte dissolution de la calcite et forte altération des systèmes silicates (smectites magnésiennes/kaolinite): c'est le cas de la zone de Ain El Atti.

CHAPITRE VI: Estimation du temps moyen de résidence de l'eau dans la nappe alluviale de la plaine de Tafilalet

VI. 1. Problématique de la recharge

L'évolution des besoins en eau a nécessité une meilleure connaissance hydrogéologique pour permettre d'assurer le suivi et optimiser la gestion des ressources en eau. Les études s'appuient sur des travaux géologiques, géophysiques, les sondages de reconnaissances, et les essais de pompage entre autres.

Le taux de renouvellement des nappes constitue un facteur essentiel dans tout programme de développement durable basé sur l'exploitation des réserves en eaux souterraines. La grande variété des méthodes proposées (Gee et Hilled, 1988; Aranyossy et al., 1990; Aranyossy et Gaye, 1992; Taupin et al., 1993) pour l'estimation de la recharge démontre l'importance mais aussi les difficultés pour appréhender avec une bonne précision cette variable essentielle dans toute exploitation quantitative des ressources en eau.

Cette variété de méthodes montre d'ailleurs qu'il n'existe pas de technique applicable à toutes les situations et en particulier en milieu semi aride à aride. Les méthodes utilisant les variations de la piézométrie peuvent donner des résultats intéressants en terme d'évaluation des ressources exploitables. Leur mise en oeuvre nécessite cependant l'identification des sources d'alimentation et la détermination de leurs parts respectives dans l'eau qui s'infiltré, ce qui est très rarement réalisable.

Les méthodes de calcul de bilan d'eau à partir des données météorologiques conduisent à des imprécisions trop grandes liées à la difficulté de l'estimation de l'évapotranspiration réelle. Les modèles physiques, basés sur la détermination des gradients de charge hydraulique et l'estimation de la conductivité hydraulique, permettent d'avoir une bonne estimation de l'infiltration sur le site d'essai. Cependant, l'application de ces méthodes à un bassin versant, nécessite la multiplication des mesures pour tenir compte de la variabilité spatiale et des effets topographiques, ce qui augmente les coûts et rend la mise en oeuvre de la méthode onéreuse.

En milieu semi-aride, le regroupement des pluies en une courte saison par rapport à une saison sèche plus étendue fait que l'évapotranspiration annuelle est supérieure à la lame d'eau précipitée, cette différence négative entre les deux ne représente évidemment pas le bilan réel de l'eau. De plus, les méthodes de recharge usuelles ne rendent pas compte du cheminement

de l'eau dans la zone non saturée qui est le siège d'interactions très complexes entre l'eau et le couvert végétal (Aranyossy, 1978).

Les insuffisances liées à l'application de ces méthodes, ont justifié le développement des techniques de traçage avec les isotopes du milieu et certains ions conservés comme les chlorures. Ces techniques ont donné des résultats intéressants sous différents types de climat, et en particulier en zones arides et semi arides. De nombreux travaux (Fontes, 1982; Allison et Barnes, 1982; Barnes et Allison, 1988) ont montré comment l'utilisation des techniques de traçage de l'eau pouvait aider à mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des systèmes aquifères. Ces auteurs préconisent l'utilisation conjointe et efficiente des techniques physiques et des méthodes géochimiques et isotopiques.

VI. 2. Temps moyen de résidence de l'eau dans la nappe de Tafilalet

Dans ce chapitre, nous tenterons d'appliquer aux données recueillies dans le cadre de ce travail, différentes modélisations des écoulements par traceur intrinsèque (tritium) des eaux subsurfaciques de la nappe de Tafilalet pour l'évaluation de la recharge.

Pour ce type d'aquifère, il est possible d'évaluer quantitativement le temps moyen de résidence (séjour) de l'eau dans la nappe depuis la recharge au moyen du tritium. Cependant, il n'existe pas de mesure régulière des teneurs en tritium de la pluie au Maroc où seules quelques mesures sont disponibles à la station de Fes-Sais. Idéalement, il faudrait connaître la distribution et l'intensité des teneurs en tritium dans les précipitations sur plusieurs années.

En outre, les concentrations en tritium dans les précipitations montrent une grande variation depuis 1952. Les études récentes sur les pluies sahéliennes ont souligné cette variabilité dans le temps et dans l'espace (Taupin et al., 1993). Ces variations compliquent le calcul des fonctions d'entrées. Toutefois, le modèle simple d'infiltration de Davis et al. (1967) et de Dincer et al. (1974) utilisant la concentration annuelle moyenne pondérée par la quantité de précipitation (équa. 1) permet de pallier cet écueil:

$$C_{in} = \frac{\sum_{i=1}^{12} \alpha_i P_i C_i}{\sum_{i=1}^{12} \alpha_i P_i} \quad (1)$$

où P_i est le taux de précipitation du i^{eme} mois, C_i est la concentration en tritium dans les précipitations du i^{eme} mois, α_i est le coefficient d'infiltration et C_{in} la fonction d'entrée ou concentration moyenne pour l'année.

En l'absence de chronique de référence locale des eaux de précipitation, une chronique a donc été reconstituée par corrélation avec les moyennes annuelles pondérées des stations les plus proches afin de compléter les valeurs manquantes de la série. Il s'agit notamment de la station Fes-Sais au Maroc pour la période 1993-1995, et des stations disposant de séries relativement longues dont Bamako pour la période 1964 -1979 et Gibraltar pour la période 1964-1992 (GNIP, AIEA, 1998). Des prélèvements isolés dans la région de Niamey au Niger (8,9 UT pour l'année 1989 d'après Girard, 1993; 5,4 et 6,7 UT pour la période 1993-1994 d'après Leduc, 1996) qui tiennent compte des évolutions observées dans le sud algérien ou Addis Abeba ont été prises en compte.

La figure-1 présente la teneur en tritium des pluies (la fonction d'entrée) depuis 1964. Cette courbe traduit les résultats de ce modèle. La forme de la courbe pour la période 1979-1992, est obtenue par corrélation avec les données de la station de Gibraltar. L'impact des incertitudes relatives à ces corrélations sur les estimations du temps de résidence sera discuté plus bas.

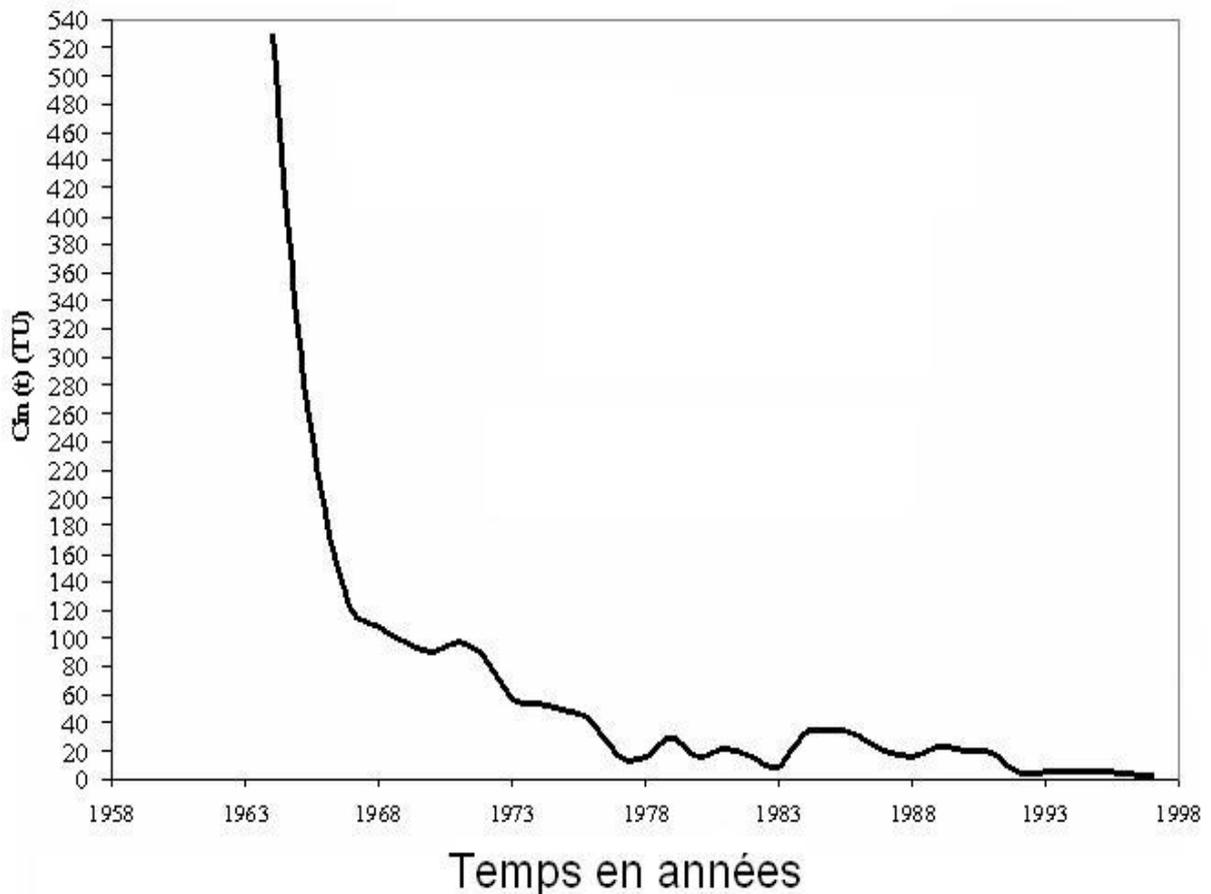


Figure 1: Fonction d'entrée (teneur en tritium des pluies depuis 1964) utilisée pour les calculs des temps de résidence

VI. 2. 1. Modèles d'évolutions du tritium dans la nappe

Plusieurs modèles d'écoulements ont été développés pour intégrer les radioisotopes de l'environnements (Yurtsever et Payne, 1978 et 1986; Maloszewski et Zuber, 1982; Maloszewski et al., 1983; Maloszewski et al., 1992; Maloszewski et Zuber, 1993; Maloszewski et Zuber, 1996, et Zuber, 1993). Les valeurs estimées des concentrations en tritium dans les eaux des précipitations d'une part (fonction d'entrée), et les eaux de la nappe de Tafilalet d'autre part, sont utilisées dans ces modèles mathématiques des écoulements par traceur intrinsèque.

L'information sur le temps de transit est dérivée à partir de l'application de modèles, dits "boite noire", aux teneurs en tritium des précipitations et des eaux souterraines. Pour un système hydrologique, la fonction de sortie (C_{out}) est donnée par l'équation- 2 reliant la concentration de sortie (C_{out}) à la concentration d'entrée (C_{in}) d'un traceur environnemental, par l'intégrale de convolution suivante:

$$C_{out}(t) = \int_0^{\infty} C_{in}(t-\tau) e^{-\lambda\tau} g(\tau) d\tau \quad (2)$$

où $g(\tau)$ décrit la distribution du temps de résidence (Maloszewski and Zuber, 1982; Zuber, 1986a, 1986b et 1986c), (τ) est le temps de résidence de l'eau dans le système, et λ la constante de désintégration du traceur radioactif. Le temps moyen de résidence de l'eau dans le système hydrologique $(\bar{\tau})$ est définie par:

$$\bar{\tau} = \int_0^{\infty} \tau g(\tau) d\tau \quad (3)$$

Les paramètres du modèle sont déterminés de manière itérative en partant des valeurs initiales fixées par l'utilisateur. Dans chaque "itération" les courbes ou valeurs théoriques calculées et expérimentales sont comparées jusqu'à superposition, et la qualité du "fit" est déterminée par la valeur "SIGMA" définie par l'équation-4:

$$SIGMA = \left[\sum_{i=1}^n (C_{mi} - C_i)^2 \right]^{1/2} / n \quad (4)$$

où C_{mi} est la i^{eme} concentration mesurée, C_i est la i^{eme} concentration calculée, et n le nombre d'observation.

Les calculs ont été effectués pour le tritium environnemental (3H) à l'aide d'un programme établi par Maloszewski (1996), nommé code "FLOWPC". Les résultats des tentatives de modélisation par les modèles exponentiel (EM) et de l'effet piston (PFM) ne semblent pas concorder et sont tout à fait incompatibles avec la structure de l'aquifère: la courbe théorique $C_{out}(t)$ du tritium calculé ne semble pas concorder avec les données expérimentales obtenues pour la nappe. A noter toutefois que le modèle exponentiel (EM) semble le mieux adapté pour les systèmes hydrologiques homogènes, en revanche le modèle de dispersion (DM) est réputé performant pour les réservoirs non confinés et hétérogènes (Maloszewski et al., 1992; Maloszewski et Zuber, 1993 et Zuber, 1993).

Pour le modèle de dispersion (DM), la fonction de distribution du temps de résidence $g(\tau)$, au cas où l'échantillonnage s'effectue à partir de l'aquifère, est donnée par la relation:

$$g(\tau) = [(4\pi t D / v x \bar{\tau})^{-1/2} \exp[-\bar{\tau}(1-t/\bar{\tau})^2 v x / 4Dt]] t^{-1} \quad (5)$$

où (D/vx) est le paramètre de dispersion, D le coefficient de dispersion, (x) la longueur du système, et (v) la vitesse de transit moyen de l'eau.

En considérant comme signal d'entrée, la concentration en tritium des pluies locales (celle-ci est estimée à partir des chroniques de référence les plus proches), et en admettant un transfert de type dispersif (simulation), les périodes approximatives de recharge correspondant aux eaux échantillonnées pour la période 1995-1997 seraient de l'ordre d'une dizaine à trois dizaines d'années (tableau 1).

Les temps moyens de résidence sont calculés pour un coefficient d'infiltration (α) variant de 10 à 20 %, valeurs retenues par Margat (1977) en zones de recharge pour la région de Tafilalet. Les différentes valeurs du paramètre de dispersion (D/VX) figurant dans le tableau 1, confirmeraient l'hétérogénéité (différence de structure) du système hydrologique de la plaine de Tafilalet.

Le temps de résidence calculé n'est toutefois qu'un temps moyen, puisque la formule mathématique d'écoulement le fait dépendre de façon exponentielle de la concentration annuelle moyenne pondérée par la quantité de précipitation. Ces résultats indiquent clairement que la réponse de la nappe de Tafilalet aux lâchers du barrage et aux différents événements pluviométriques confirme son réalimentation mais ne traduit pas une recharge directe spontanée par ces eaux. Ceci est d'ailleurs supporté par les fortes teneurs en tritium supérieures à celles des eaux de précipitations actuelles.

N°ire des points d'eau	Temps moyen de résidence en années (D/vx, parametre de dispersion)	
431/ 57	17. 8 ± 0. 3	D/vx = 0.11
	17. 9 ± 0. 3	
	18. 0 ± 0. 3	
	18. 1 ± 0. 3	
	18. 2 ± 0. 3	
3992/57	14. 0 ± 0. 2	D/vx = 0. 04
	13. 9 ± 0. 2	
	13. 8 ± 0. 2	
	13. 7 ± 0. 2	
	13. 6 ± 0. 2	
3883/57	29. 1 ± 0. 2	D/vx = 0. 06
	29. 2 ± 0. 2	
	29. 3 ± 0. 2	
	29. 4 ± 0. 2	
	29. 5 ± 0. 2	
874/57	21. 1 ± 0. 6	D/vx = 0. 04
	21. 0 ± 0. 6	
	20. 9 ± 0. 6	
	20. 8 ± 0. 6	
	20. 7 ± 0. 6	
4005/57	29. 3 ± 0. 3	D/vx = 0. 06
	29. 4 ± 0. 3	
	29. 5 ± 0. 3	
	29. 6 ± 0. 3	
	29. 7 ± 0. 3	
3742/57	23. 7 ± 0. 8	D/vx = 0. 01
	23. 6 ± 0. 7	
	23. 5 ± 0. 7	
	23. 4 ± 0. 8	
	23. 3 ± 0. 8	
3172/57	26. 9 ± 0. 2	D/vx = 0. 08
	27. 0 ± 0. 2	
	27. 1 ± 0. 2	
	27. 2 ± 0. 2	
	27. 3 ± 0. 2	
2271/57	32. 2 ± 0. 1	D/vx = 0. 09
	32. 3 ± 0. 1	
	32. 4 ± 0. 1	
	32. 5 ± 0. 1	
	32. 6 ± 0. 1	
3640/57	22. 6 ± 0. 2	D/vx = 0. 09
	22. 5 ± 0. 2	
	22. 4 ± 0. 2	
	22. 3 ± 0. 2	
	22. 2 ± 0. 2	

Tableau 1 : Temps moyen de résidence de l'eau dans la nappe alluviale de Tafilalet

Les figures 2 et 3, montrent quelques résultats des tests de fit effectués. Ils démontrent clairement la coïncidence de la courbe $C_{out}(t)$ (tritium calculé) obtenue par le modèle de dispersion (DM) et de la teneur en tritium observée dans la majorité de la nappe. Malgré les diverses incertitudes sur les conditions initiales ou hypothèses de calcul, le modèle de dispersion (DM) est donc parfaitement exploitable dans le cas de la nappe de Tafilalet, puisque la teneur en tritium de la pluie pour la période 1964 -1992 dont la reconstitution est la plus hypothétique, n'induit qu'une variation très minime dans les cas testés.

Le modèle (DM) semble refléter mieux le comportement hydraulique dans les formations quaternaires de la plaine de Tafilalet, et n'apparaît donc pas trop sensible aux incertitudes sur les conditions initiales ou hypothèses de calcul, c'est à dire la reconstitution des chroniques de tritium dans la pluie pour la région d'Errachidia-Tafilalet.

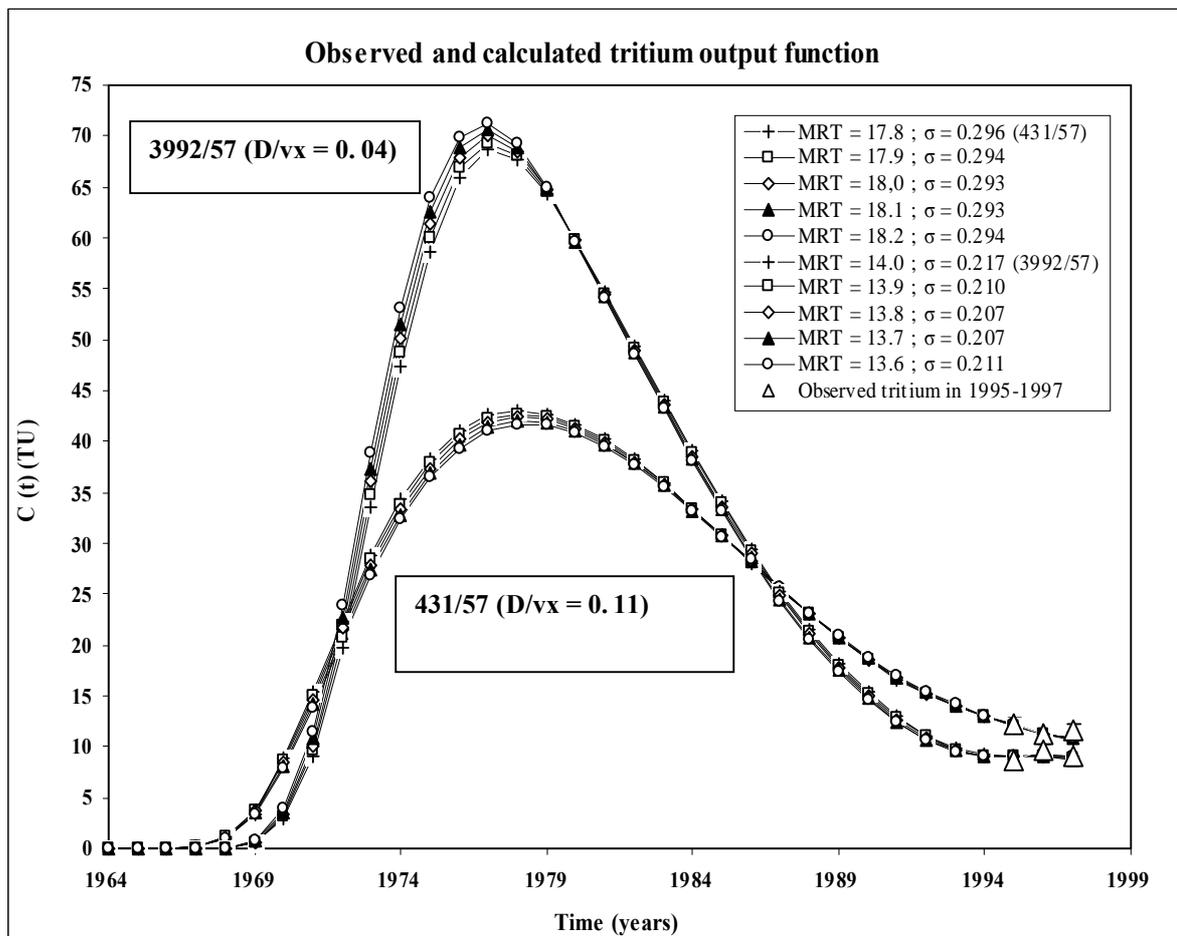


Figure 2 : Exemples de résultats des tests de fit effectués pour le point 431/57 et 3992/57. Coïncidence de la courbe $C_{out}(t)$ (tritium calculé) obtenue par le modèle de dispersion (DM) et de la teneur en tritium observée.

Cette concordance justifie l'estimation de la fonction d'entrée du tritium à partir des données de la station de Bamako (Mali) dont les précipitations sont également d'origine continentale, et celles de Fes-Sais.

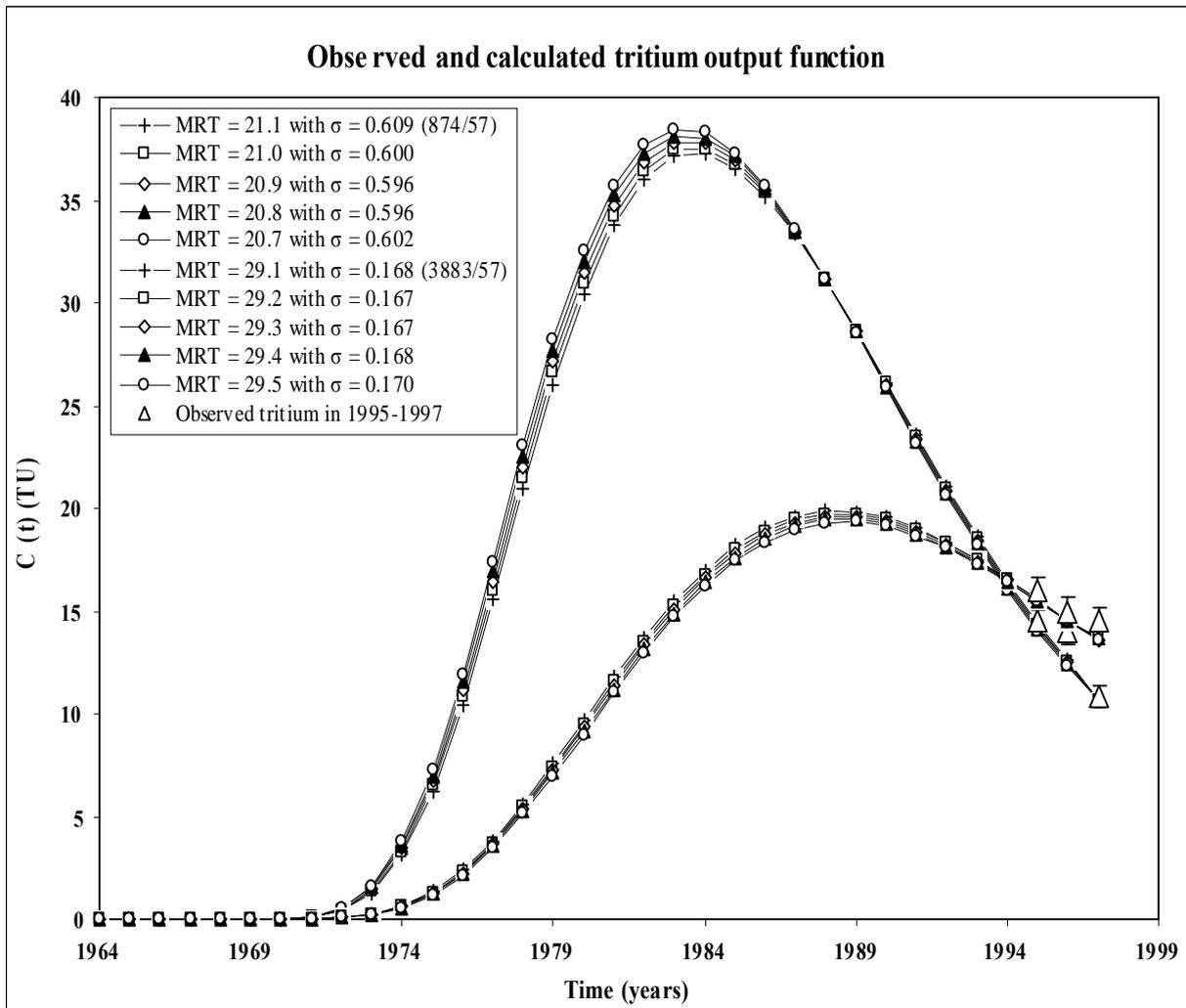


Figure 3 : Exemples de résultats des tests de fit effectués pour le point 874/57 et 3883/57. Coïncidence de la courbe $C_{out}(t)$ (tritium calculé) obtenue par le modèle de dispersion (DM) et de la teneur en tritium observée.

VI. 3. Conclusions

Le temps moyen de résidence de l'eau dans la nappe de Tafilalet qui a pu être quantifié, n'est qu'une moyenne de valeurs variables selon la nature lithologique, l'épaisseur et la granulométrie de l'aquifère, et les années pour tenir compte des fluctuations climatiques, puisque les années sèches participent bien moins à la recharge que les années normales ou excédentaires, mais indiquerait toutefois un renouvellement sensible de la nappe dans les

conditions climatiques de la région, et corroborerait l'interprétation faite des fluctuations piézométriques.

La recharge de la nappe phréatique de Tafilalet, dépend principalement de la retenue du barrage, puisque au vu des observations piézométriques, de fortes infiltrations ne seraient enregistrées qu'à la suite des lâchers du barrage (Amharref, 1991). Cette réponse instantanée de la nappe aux événements pluviométriques et aux lâchers du barrage, tout en confirmant sa recharge ne se traduit cependant pas par des effets saisonniers sur les compositions chimiques et les activités en ^3H , mais indiquerait plutôt soit une réponse instantanée de la nappe à une transmission de pression et non pas de matière, soit le transfert en zone non saturée du sol telle que l'eau met un certain temps à arriver jusqu'à la nappe. Ces deux hypothèses sont justifiées par le type de réalimentation observée dans cette plaine, puisque l'essentiel de la recharge de la nappe alluviale de Tafilalet se produit par concentration des eaux des lâchers du barrage dans l'oued Ziz, puis infiltration à travers l'épaisseur du sol non saturé ou le lit de l'oued Ziz.

Enfin, les principales limitations à l'application des techniques de l'hydrologie isotopique sont pour le moment liées en partie à l'insuffisance des chroniques de référence des teneurs isotopiques des précipitations locales, puisque la modélisation des écoulements par traceurs intrinsèques, requiert ces données. Cependant, la possibilité d'estimation du temps moyen de résidence via une reconstitution des chroniques de tritium dans la pluie de la région d'étude, permet de pallier cette déficience, pour mieux gérer au près, les alimentations de l'aquifère alluviale par les eaux de la retenue du barrage.

Conclusion générale

La compilation des données géologiques et tectoniques et la mise en évidence de l'hétérogénéité litho-stratigraphique ont confirmé la complexité hydrogéologique du bassin d'Errachidia-Tafilalet ; en dépit de cette complexité, la compréhension du fonctionnement des principaux aquifères de la région a été cerné grâce au recoupement des différents résultats obtenus par la combinaison des données géochimiques et isotopiques

Dans cette perspective, nous avons essayé à travers une approche conjuguée des techniques de géochimie et d'hydrologie isotopique, et l'application de modèles de simulation géochimique et mathématique des écoulements des eaux par traceurs intrinsèques, de comprendre le comportement hydrologique des principaux aquifères de la région. Il s'agit notamment de l'origine des eaux et leurs modalités de recharge d'une part et, d'autre part, les réactions géochimiques plausibles responsables de la dégradation chimique de la qualité de l'eau dans la région.

L'analyse géochimique a permis de cerner les principales réactions responsables de la composition chimique de l'eau. Il s'agit d'une forte dissolution des chlorures et gypses, et de la dédolomitisation.

L'analyse isotopique a mis en évidence d'une part, la recharge actuelle des principaux aquifères et d'autre part, des mécanismes supplémentaires différents contrôlant la composition de l'eau. Il s'agit notamment d'une légère reprise évaporatoire et d'un pôle riche en tritium, et surtout l'indépendance des modes de recharge et de circulation de l'aquifère infracénomannien de Ain El Atti et alluviale de la plaine de Tafilalet.

La combinaison de ces deux approches a servi à la simulation géochimique et isotopique qui a permis, de confirmer les mécanismes réactionnels responsables de la minéralisation de l'eau, mises en évidence par la chimie et, d'établir les vitesses de circulation des eaux d'une part et, d'autre part de révéler les différents systèmes d'interactions contrôlant l'hydrochimie de l'eau.

L'interprétation des analyses chimiques montre que l'origine des fortes concentrations en sels observées dans les eaux souterraines de la région d'Errachidi-Tafilalet est due notamment à la dissolution des évaporites des formations aquifères et au processus de dédolomitisation; phénomènes liés principalement à la nature minéralogique des réservoirs. Ces conclusions sont corroborées par la géologie de la région

L'analyse isotopique confirme que malgré les conditions d'aridité, la nappe turonienne est pour l'essentiel alimentée à travers le Jurassique et partiellement directement par les

précipitations, alors que l'aquifère quaternaire de Tafilalet n'est actuellement rechargé que grâce aux lâchers de la retenue, c'est-à-dire, par les écoulements en provenance du haut Atlas retenus par le barrage Hassan Addakhil. L'analyse isotopique confirme le caractère actuel ou récent des eaux souterraines de la région avec, cependant dans les aquifères crétacés, l'existence d'un compartiment d'extension limité à réserve plus ancienne.

Les résultats et particulièrement ceux du tritium et carbone-14 montrent la participation d'eaux infiltrées sur une dizaine à plusieurs dizaines d'années dans la région avec présence d'eau séculaire et même millénaire dans les formations infracénomaniennes de la zone de Ain El Atti. Il semble clair que mis à part l'Infracénomarien de Ain El Atti qui semble géologiquement fermé au moins dans sa partie orientale à toute influence externe, la recharge sur toute l'étendue du bassin hydrologique d'Errachidia- Tafilalet est établie.

L'apport essentiel, cependant de l'analyse des données isotopiques, est la mise en évidence de mécanismes supplémentaires contrôlant la composition chimique de l'eau; il s'agit notamment d'une légère reprise évaporatoire et d'un pôle riche en tritium, et surtout l'indépendance des modes de recharge et de circulation de l'aquifère infracénomarien de Ain El Atti et alluviale de la plaine de Tafilalet. En effet, en dépit de leur faciès chimique identique (Na-Cl type), l'analyse des données isotopiques des eaux de ces aquifères, élimine toute connexion entre ces deux unités. Ce qui induit une révision de la conception prévalant jusqu'à présent admettant qu'un flux transite de la nappe infracénomaniennne située en amont vers la nappe alluviale de Tafilalet au sud.

Le temps moyen de résidence de l'eau dans la nappe de Tafilalet qui a pu être quantifié, n'est qu'une moyenne de valeurs variables selon la nature lithologique, l'épaisseur et la granulométrie de l'aquifère, et les années pour tenir compte des fluctuations climatiques, puisque les années sèches participent bien moins à la recharge que les années normales ou excédentaires, mais indiquerait toutefois un renouvellement sensible de la nappe dans les conditions climatiques de la région, et corroborerait l'interprétation faite des fluctuations piézométriques.

La recharge de la nappe phréatique de Tafilalet, dépend principalement de la retenue du barrage, puisque au vu des observations piézométriques, de fortes infiltrations ne seraient enregistrées qu'à la suite des lâchers du barrage. Cette réponse instantanée de la nappe aux événements pluviométriques et aux lâchers du barrage, tout en confirmant sa recharge ne se traduit cependant pas par des effets saisonniers sur les compositions chimiques et les activités en ^3H , mais indiquerait plutôt soit une réponse instantanée de la nappe à une transmission de pression et non pas de matière, soit le transfert en zone non saturée du sol telle que l'eau met

un certain temps à arriver jusqu'à la nappe. Ces deux hypothèses sont justifiées par le type de réalimentation observée dans cette plaine, puisque l'essentiel de la recharge de la nappe alluviale de Tafilalet se produit par concentration des eaux des lâchers du barrage dans l'oued Ziz, puis infiltration à travers l'épaisseur du sol non saturé ou le lit de l'oued Ziz.

Enfin, les principales limitations à l'application des techniques de l'hydrologie isotopique sont pour le moment liées en partie à l'insuffisance des chroniques de référence des teneurs isotopiques des précipitations locales, puisque la modélisation des écoulements par traceurs intrinsèques, requiert ces données. Cependant, la possibilité d'estimation du temps moyen de résidence via une reconstitution des chroniques de tritium dans la pluie de la région d'étude, permet de pallier cette déficience, pour mieux gérer au près, les alimentations de l'aquifère alluviale par les eaux de la retenue du barrage.

Références bibliographiques

- Abrou, H., 1991.** Analyse à différentes échelles de la dynamique de l'ensablement d'un système agricole et évaluation des effets des actions de lutte (Tafilalet, Sud Maroc). Master of Science. C.H.E.A.M., 132 p.
- Adar, E. M, Neuman, S. P. and Woolhiser, D. A., 1988.** Estimation of spatial recharge distribution using environmental isotopes and hydro chemical data. In mathematical model and application to synthetic data J. Hydrol. 97, 251-276.
- Adar, E. M. and Neuman, S . P., 1986.** The use of environmental tracers (isotopes and hydrochemistry) for quantification for natural recharge and flow components in arid basins. 5th Intern. Symp. On undergroundwater tracing. IGME 235-253.
- Adar. E. M. and Sorek, S., 1989.** Multi compartmental modeling for aquifer parameter estimation using natural tracers in non – steady flow. Adv. Water resour. 12, 84 -89.
- Adar, E. and Long, A., 1987.** Oxyg-18 and deuterium distribution in rainfall, runoff and groundwater in a small semi-arid basin: the aravaipa valley in the Sonora desert, Arizona. Proceed. Symp. "Isotope techniques in water resources developement". AIEA-SM-199/135, Vienna, 1987, 257-273.
- AIEA (1969, 1970, 1971, 1973, 1975).** Environmental Isotope Data, N0. 1, 2, 3, 4 et 5, World Survey of Isotope concentration in precipitation, AIEA, Vienne, Techn. Rap., Ser. Nos 96, 117, 129, 147, 165.
- AIEA (1998).** Global Network for Isotopes in Precipitation. The GNIP Database, IAEA/WMO.
- Allison, G. B., 1982.** The relationship between oxygen 18 and deuterium in water in sand columns undergoing evaporation. J. Hydrol., 55, 163-169.
- Allison, G. B., Hughues, M., 1983.** The use of natural tracers as indicator of soil water movement in a temperate semi-aride region. J. of Hydrology, 60, 157-173.
- Allison, G. B., 1987.** A review of some of the physical, chemical and isotopiqc techniques available for estimating groundwater recharge. Proceed. Nato Workshop Estimation Natural Recharge of groudwater. Antalya, Turkey, 49-72.
- Amharref, M., 1991.** Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de Ziz. Incidence respective de la sécheresse et du barrage Hassan Addakhil sur les ressources en eau en aval. Thèse Uni. Besançon, 232 p.

- Aranyossy, J. F., 1978.** Contribution à l'étude des transferts d'eau et de solutés dans la zone non saturée par traçage isotopique. Thèse 3eme cycle, Univ. Paris Vi, 132pp.
- Aranyossy, J. F., 1991.** L'apport des techniques isotopiques à l'étude de la recharge des aquifères sous contraintes techniques et climatiques extrême. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches en sciences. Univ. Paris-Sud, 554 p.
- Aranyossy, J. F., Filly, A., Tandia, A. A., Ousmne, B., Louvat, D., Fontes, J. C., 1991.** Estimation du flux d'évaporation sous couvert sableux en climat hyper aride (erg de Bilma, Niger). Isotope techniques in water resources development 1991. (Proc; Symp. Vienna), 309-324.
- Aranyossy, J. F. et Gaye, C. B., 1992.** La recherche du pic thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes: première application au Sénégal. C. R. Acad. Sci. Paris, t.315, serie 11, p. 637-643, 1992.
- Arnold, J. R. et Libby, W. F., 1949.** Age determination by radiocarbon content: checks with samples of Known age, SC., 110: 678-680.
- Barnes, C. J. and Allison, G. B., 1983.** Distribution of deuterium and Oxy-18 in soils. J. Hyd., 60, 141-156.
- Barnes, C. J. and Allison, G. B., 1988.** Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes of hydrogen and oxygen. J. Hydrol., 100, 143-176.
- Bear, J., 1979.** Hydraulics of Groundwater, McGraw-Hill, New York, 569 pp.
- Bellouti, F. and Ben Dhia, H., 1997:** La modélisation de la nappe du Turonien du bassin d'Errachidia (SE Marocain): outils d'aide à la gestion des aquifères. Africa Geoscience, Review, vol.4, N°3.
- Benmohammadi, A., Benmohammadi, L., Ballais, J. L. et Riser, J., 2000.** Analyse des interrelations anthropiques et naturelles : leur impact sur la recrudescence des phénomènes d'ensablement et de desertification au sud-est du Maroc (vallée de Drâa et vallée de Ziz. Sécheresse ; 11 (4) : 297-308.
- Bergman, H., Sackl, B., Maloszewski, P. and Stichler, W., 1986.** hydrological investigations in a small catchment area using isotope data series, 5th International symposium on underground water tracing, Institute of Geology and Mineral exploitation (IGME), Athens.
- Beyonge, C. J., Goldenberg, L. and Krouse, H. R., 1989.** An isotope study of water bodies along a traverse of southwestern Canada. J. Hydrol., 106, 245-255.
- Bishop, P. K., Lloyd, J. W., 1990.** Chemical and isotopic evidence for hydrochemical processes occurring in the Lincolnshire limestone. Journal of Hydrology, 121, 293-230.

- Blake, G., Schlichting, E. and Zimmerman, M., 1973.** Water recharge in a soil with shrinkage cracks. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37, pp. 669-672.
- Bouabdellaoui, Y., 1995.** Application des techniques isotopiques des modèles géochimiques pour la caractérisation des aquifères profonds des zones arides et semi-arides: cas du bassin d'Errachidia, Thèse d'état, Univ. Med V, Rabat, Maroc, 164 p.
- Bouabdellaoui, Y., Michelot, J. L., long A., 1995.** Hydrogeochemistry studies in Errachidia basin. Application of environmental isotope techniques and geochemical models in the characterization of arid zonz deep aquifer systems. *Symposium on Isotopes techniques in water resources management*, IAEA, Vienna.
- Boudad, L. and Kabiri, L., 2002.** Désertification et crise de quelque oasis dans les bassins versants du Ziz et du Rhéris. *Rev. Geogr. Maroc*, Vol. 20, Nouvelle série, N° 1 et 2, pp 97-106.
- Boudad, L., Kabiri, L., Weisrock, A., Wengler, L., Fontugne, M., EL Maataoui, M., Makayssi, A. and Vernet, J. I., 2003.** Les formations fluviatiles du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dans la plaine de Tazoughmit (Oued Rhéris, piémont sud-atlasique de Goulmima, Maroc). *Quaternaire*, vol.14, n°3, p.139-154.
- Bouhlassa, S. et Samuel, P., 2006.** Evapotranspiration de reference dans la region aride de Tafilalet au sud-est du Maroc. *AJEEM-RAGEE*.Vol.11 April ; pp1-16.
- Bredenkamp, D . B., Schulte, J . M. and Du Toit, G. J., 1974.** Recharge of a dolomite aquifer as detrmind from tritium profiles. *Proc., IAEA, Vienna*, PP. 73-94.
- Castany, G. et Margat, J., 1977.** Dictionnaire français d'hydrologie. BRGM. Orléands.
- Compana, M. E. and Simpson, E. S., 1984.** Groundwater residence time and recharge water rates using a discrete state compartment model and 14C data. *Journal of hydrology*. Vol 76 pp 247-264.
- Chamayou, J. and Ruhard, J. P., 1977.** Sillon pré-Africain à l'est du Siroua: les bassins de Ouarzazate et de Errachidia-Boudenib. *Tome 3 des ressources en eau du Maroc*, p 224-242.
- Choubert, L., 1949.** Essai sur la paléographie du Senonien au Maroc: notes et mémoires *Serv. Géol. Maroc*, n° 71.
- Conrad, G. and Fontes, J. Ch., 1970.** 'Hydrologie isotopique du Sahara nord-occidental', *Isotope Hydrology 1970 (Proc. Symp. Vienna, 1970)* p. 405, IAEA, Vienna.
- Craig, H., 1961.** Standard for reporting concentrations of deuter.and Oxyg-18 in natural waters, *SC.*, 133: 1833-1834.
- Craig, H., 1953.** The geochemistry of stable carbon isotope-*Geochim.Cosmochim. Acta.*3, 53-92.

- Craig, H., 1957.** Isotopic standards for carbon and oxygen and factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 12: 133-149.
- Craig, H., 1961.** Standard for reporting concentrations of deuterium and Oxy-18 in natural waters, *SC.*, 133: 1833-1834.
- Craig, H., 1966.** Isotopic composition and origin of the Red sea and Salton Sea geothermal brines, *Science* 154, 1544.
- Davis, G. H., Dincer, T., Florkowski, T., Payne, B. R. and Gattinger, T., 1967.** Seasonal variations in the tritium content of groundwaters of the Vienna basin. *Isotopes in Hydrology*, Int. At. Energy Agency (I. A. E. A.), Vienna, PP. 451-473.
- Dever, L., 1985.** Approches chimiques et isotopiques des interactions fluides- matrices en zone non saturée carbonatée. Th., Un.. Paris-Sud (Orsay), 196p.
- Dever, L., Durand, R., Fontes, J. Ch., Vachier, P., 1982.** Géochimie et teneurs isotopiques des systèmes saisonniers de dissolution de la calcite dans un sol sur craie, *Geochim. Acta* 46 (1982) 1947.
- Dincer, T., Al-Mugrin, A and Zimmerman, M., 1974.** Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *J. Hydrol.*, 23, PP. 79-109.
- Domenico, P. A. and Schwartz, F. W., 1990.** Physical and chemical Hydrogeology, John Wiley and sons, New York, 824pp.
- Echinger, L., 1983.** A contribution to the interpretation of C-14 groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer, *Radiocarbon* 25 (1983) 347-356.
- Edmunds, W. M., Dodo, A., Djoret, D., Gasse, F., Gaye, C. B., Goni, I. B., 2004.** Groundwater as an archive of climatic and environmental change: Europe to Africa; Past Climate Variability through Europe and Africa, R.W. Battarbee et al (editors), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 279-306, 2004.
- Eriksson, E., 1958.** The possible use of tritium for estimating groundwater storage, *tellus* 10, 472-478.
- Fabre, A., 1975.** Introduction à la géologie du Sahara. Soc.nat.Edit. et Distrib., 4-421, Algiers.
- Fontes, J. Ch., 1976.** Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles: Quelques aspects" thèse. Sc. Uni. Pierre et Marie Curie. Paris VI.
- Fontes, J. Ch et Olivry, J. C., 1976.** Gradient isotopique entre 0 et 4000 m dans les précipitations du mont Cameroun. Résumé C. R. Réunion. Ann. Sc. Terre, Paris, Soc. Géolo. Fr, 171.

- Fontes, J. Ch., Garnier, J. M., 1979.** Determination of the initial C-14 activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach: *Water Resou. Res.* 15 (1979) 399-314.
- Fontes, J. Ch., 1982.** Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, *Stable Isotope Hydrolog* 1982 (technical reports series N°210, Vienna, 1982) p.273-298, IAEA, Vienna.
- Fontes, J. Ch., 1983.** "Dating of groundwater 3, *Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology*, Tech. Rep. Ser. N 91, Second edition, IAEA, Vienna (1983) 285.
- Fontes, J. Ch. and Edmunds, W. M., 1989.** The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology. A critical review. *Technical Doc. In hydrology*, UNESCO, Paris, 75pp.
- Fontes, J. Ch., and Andrews, J. N., 1991.** Paleorecharge by the Niger River (Mali) deduced From *Groundwater Geochemistry*, *Water Resources Research*, Vol.27, N°.2, pp.199-214.
- Freeze, R. A and Cherry, J. A., 1979.** *Groundwater*, prentice Hall, Englewood, New Jersey, 604 PP.
- Friedman, I. et O'Niel, J. R., 1977.** Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest In *data of geochemistry* , 6eme Ed. Geological Survey Professionnal paper 440 kk. 106 pages.
- Fritz, P., 1974.** Stable isotope contents of a major prairie aquifer in Central Manitoba, Canada, *Isotope techniques in Groundwater Hydrology 1974 (Proc. Symp. Vienna,1974)* Vol.1, p.349, IAEA, Vienna.
- Fritz, P., 1982.** Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, *Stable Isotope Hydrolog* 1982 (Technical reports series N°210,Vienna, 1982) p.177-199, IAEA, Vienna.
- Fritz, P. and Fontes, J. Ch., 1980.** Environmental isotopes in groundwater hydrology in *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, Vol.1, P. Fritz and J. Ch. Fontes, Eds., Elsevier, Amsterdam (1980) 75-140.
- Gat, J. R. and Yurtsever, Y., 1967.** Modification of the isotope composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge, *Isotopes in Hydrology (Proc. Symp. Vienna, 1966)* p. 49 IAEA, Vienna.
- Gat, J. R., 1975.** Elucidating salination mechanisms by stable isotope tracing of water sources', *Brackish water as a Factor in development (Proc. Int. Symp., 1975)* p.15, Ben-Gurion Univ. Of the Negev, Beersheba, Israel.
- Gat, J. R., 1980.** The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation, in *Handbook of environmental Isotope Geochemistry*. Fritz. P and Fontes. J. Ch. Ed. , Vol., 1, 21-47
- Gat, J. R., 1982.,** Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, *Stable Isotope Hydrology* (technical reports series N°210, Vienna, 1982) p. 203-232, IAEA, Vienna

- Gardner, R. P. and Ely, R. L., 1967.** Radioisotope measurement applications in Engineering. Reinhold, New York, NY.
- Gat, J. R. and Dansgaard, W., 1972.** Stable isotope survey of the fresh water occurrence in Israel and the Jordan rift valley. *J. Hydrol.*, 16, 177-211.
- Gee, G. W. and Hilled, D., 1988.** Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydr. Process.*, 2, 3, 207-300.
- Girard, P., 1993.** Techniques isotopiques (^{15}N , ^{18}O) appliquées à l'étude des nappes des altérites et du socle fracturé de l'Ouest africain. Etude de cas: l'Ouest du Niger, Mémoire de doctorat, Université du Québec à Montréal, 141p.
- GNIP- Global Network for Isotopes in Precipitation , 1998.** The GNIP Database, IAEA/WMO.
- Godwin, H ., 1962.** Half-life of radiocarbone. *Nature*, 195:984.
- Gonfiantini, R., Gallo G., Payne, B. R., Taylor C R., 1972.** International Atomic Energy Agency, Vienna Proc. Symp. Gr. Mtg. P 159 - 170.
- Gonfiantini, R., Conrad, G., Fontes, J. Ch., Sauzay, G., Payne, B. R., 1974 a.** "Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et de ses relations avec les autres nappes du Sahara septentional", *Isotope Technique in Groundwater Hydrology 1974 (Proc. Symp. Vienna, 1974) Vol.1, p. 227, IAEA, Vienna.*
- Gonfiantini, R., Dincer, T., Derekoy, A. M., 1974 b.** "Environmental isotope hydrology in the Hodna Region, Algeria", *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974 (Proc. Symp. Vienna, 1974) Vol.1, p. 293, IAEA, Vienna.*
- Gonfiantini, R. and Panichi, C., 1982.** Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, *Stable Isotope Hydrolog 1982 (technical reports series N°210,Vienna,1982) p.241-268, IAEA,Vienna.*
- Gonfiantini, R., 1984.** Advisory group meeting on stable isotope reference samples for geochemical and hydrologic investig. Rep; Director general IEAA, Vienna.
- Grove, D. B., 1976.** Ion exchange reactions important in groundwater quality models, in *advances in groundwater hydrology, Am. Water res. Assoc ; 409-436.*
- Grootes, P. M., Stuiver, M., Thompson, L. G. and Mosley-Thompson., 1989.** Oxygen changes in tropical ice, Oueccaya, Peru. *J. Geophys.R.*, vol. 94, n° D1, 1187-1194.
- Herrmann, A., Maloszewski, P. and Stichler, W., 1987.** Changes of O-18 contents of precipitation water during seepage in the unsaturated zone. *International Symposium on Groundwater Monitoring and Management 23-28 March 1987 Dresden, GDR.*

- Hill, M. C., 1992.** A Computer program (Modflowp) for estimating parameters of a transient, three-dimensional, groundwater flow model using non-linear regression, U. S. Geol. Survey open – File, Rept. 91-484, 358 pp.
- Issar, A. and Gat, J., 1981.** Environmental isotopes as a tool in hydrogeological research in arid basin. *Groundwater*, 19 (5), pp. 490-494.
- Issar, A. and Gilad, D., 1982.** Groundwater flow systems in the arid crystalline province of southern sinai. *Hydrol. Sci. J.*, 27, PP. 309-325.
- Issar, A., 1983.** On the source of water from the thermomineral springs of lake kinneret (Israel). *J. Hydrol.*, 60, 175-183.
- Joly, F., 1962.** Etude sur le relief du sud-est marocain. *Travaux de l'Institut Sci.Chérifien, série Géogr., Phys.*, 10, 578 p., Rabat.
- Joseph, A. et Arranyossy, J. F., 1988.** Mise en évidence d'un gradient de continentalité Est-Ouest en afrique Sahélienne en relation avec les lignes de grain, Communication. Sém. Développement des techniques Isotopiques et Nucléaires en Hydrology dans les pays du Sahel. Niamey,21-25Nov.1988.
- Kabiri, L., Boudad A., 2001.** Ressources en eau dans les oasis de Tafilalet, Rhéris et ferkla séminaire international sur les petits barrages dans le pourtour méditerranéen. 28-30 Mai, Tunis.
- Kabiri, L., 2001.** Cadre géologique et structural de quelques "Khettarats" de Tafilalet et de Ferkla. Colloque sur les "Khettarats" et le développement agricole, présent et futur, 16-17 Avril, Erfoud, Maroc 2001.
- Kabiri, L., Boudad, A., Krimou, A. et Faure, H., 2001 :** Sécheresse climatique et comportement humain dans l'oasis de Ferkla (Tinjdad, Errachidia, Maroc). Colloque international sur la sécheresse au Maroc, Fès, 12-14, Novembre.
- Kabiri, L., Boudad, L., Delaune, M. and Krimou, A., 2003.** Nouvelles données chronostratigraphiques des carbonates continentaux quaternaires de Tafilalet et environs. *Note et Mémoires de Géologie Marocaine*, n° 452, pp. 341-344.
- Kabiri, L., 2004.** Contribution à la connaissance, la préservation et la valorisation des Oasis du sud Marocain: cas de Tafilalet. Thèse d'habilitation universitaire, Faculté des Sciences et Techniques, Université My Ismail, Errachidia , Maroc 2004, 262p.
- Kilian, 1931.** Les principaux complexes continentaux du Sahara C.r. *Somm.Soc. Géol..Fr* 9, 109-111.
- Konikow, L. F., 1996.** Numerical models of groundwater flow and transport. IAEA – TECDOC-910.

- Krimou, A., 1944.** Etude géomorphologique de la région de Goulmima-Tadighoust. Thèse de 3^{ème} cycle, Rabat, 217p.
- Landa, A. and Zuber, A., 1978.** On the physical meaning of the dispersion equation and its solutions for different initial and boundary conditions, Chem. Eng. Sci. 33, 1471-1480.
- Leduc, C. et Desconnets, T.C., 1994.** Variability of groundwater recharge in Sahelian climatic: piezometric survey of the continental terminal aquifer near Niamey (Niger); In: Soveri, J. et Suokko, T., éd, Future IAHs Publ. n° 222, p. 505-511.
- Levin, I., Munich, K. O., Weiss, W., 1979.** The effect of antropogenic CO₂ and C-14 sources on the distribution of C-14 in the atmosphere", Radiocarbon- X conference, Bern-Heidelberg, 1979, V. 22, n° 2, 379.
- Levin, M., Gat, J. R and Issar, A., 1980.** Precipitation flood and groundwaters of the Negev highlands : An isotopic study of desert hydrology. Proc., IAEA, Vienna, PP. 3-22.
- Levin, M., 1980.** Precipitation, flood-an groundwaters of the Negev Highlands: An isotopic study of desert hydrology, Arid-Zone Hydrology: Investigations with Isotope Thechniques (Proc. Adv. Group Meeeting Vienna, 1978) p.3, IAEA, Vienna.
- Libby, W. F., 1955.** Radiocarbon Dating, Univ. Of Chicago Press, Chicago, 175p.
- Libby, W. F., 1963.** Accuracy of radiocarbon dates, sciences, 140: 278p
- Libby, W. F., 1970.** Ruminations on radiocarbon dating. Dans: Radiocarbon Variations and absolute Chronology, Twelfth Nobel Symposium, Ed. OLSSON, 1. U. (Wiley Interscience, New York) 629-640.
- Louvat, D. and Bichara, S., 1990.** Etude de plusieurs systèmes aquifères du Maroc à l'aide des isotopes du milieu. Mission préliminaire au projet MOR/8/004, Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA), 11 p.
- Mainguet, P. and Chemin, M.C., 1979.** Lutte contre l'ensablement des palmezraies et des oasis dans le sud marocain. Rapport technique : étude préliminaire de l'avancement des sables. Apport de la photo-interprétation et de la télédétection et des critères géomorphologiques de terrain. F.A.O., Rome, 32 p., 1 carte H.T.
- Maloszewski, P. and Zuber, A., 1982.** Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers, I. Models and their applicability. J. Hydrol., 57 : 207-231.
- Maloszewski, P., Ranert, W., Stichler, W. and Herrmann, A., 1983.** Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. Journl of Hydrology, 66, 319-330.

- Maloszewski, P. and Zuber, A., 1986.** On the theory of tracer experiments in fissured rocks with a porous matrix. *J. Hydrol.* 79, 333-358.
- Maloszewski, P. and Zuber, A., 1991.** Influence of matrix diffusion and exchange reactions on radiocarbon ages in fissured carbonate aquifers, *water Resour. Res.* 27, 1937-1945.
- Maloszewski, P., Ranet, W., Trimborn, P., Herrmann, A. and Ran, R., 1992.** Isotope hydrological study of mean transit times in an alpine basin (wimbachtal, Germany). *Journal of Hydrology*, 140, 343-360.
- Maloszewski, P., Zuber, A., 1993.** Principles and practice of calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data in aquifers. *Advances in water Resources* 16, 173-190.
- Maloszewski, P. and Zuber, A., 1996.** Lumped parameter models for the interpretation of environmental tracer data. IAEA – TECDOC - 910
- Maloszewski P., 1996.** Program FlowPC version 2.3-September 1996. GSF-Institut fuer Hydrologie D-85764 Neuherberg B. Muenchen, Fed. Rep, Germany.
- Margat, J., 1977.** Etude hydrogéologique du bassin Quaternaire de Tafilalet. *Ressources en Eau du Maroc*, p310-380.
- Martinec, J., Siegenthaler, U., Oeschger, H. and Tongiorgi, E., 1974.** New insights into the runoff mechanism by environmental isotopes. *Isotope Techniques in Hydrology, Int. At. Energy Agency (IAEA), Vienna*, PP. 129-143.
- Mazor, E., 1976.** The Ram Crater Lake- a note on the revival of 2000 year old groundwater tracing experiment', *interpretation of Environmental Isotope and Hydro-chemical Data in Groundwater Hydrology (Proc. Adv. Group Meeting Vienna, 1975)* p.177, IAEA, Vienna.
- Mazor, E., 1982.** Rain recharge in the kalahari – A note on some approaches to the problem. *J. Hydrol.*, 55, PP. 137-144.
- Mazor, E., Verhagen, B. T., Senschop, J. P. F., Robins, N. S. and Hutton, L. G., 1974.** Kalahari groundwaters : Their hydrogen, carbon and oxygen isotopes. In : *Isotope Techniques in groundwater Hydrology, Proc.*, IAEA, Vienna, PP. 203-223.
- McDonald, M. G. and Harbaugh, A. W., 1988.** A Modular three-dimensional finite – difference groundwater flow model, *Techniques of water – Res. Invests. Of the U. S. Geol. Survey*, Book 6, Ch. A1, 586pp.
- Michelot, J. L., Sinan M. Krimissa M., Bichara S., and Louvat D., 1992.** Hydrologie isotopique des systèmes aquifères de Fes-Meknès, Errachidia et Kheng El Hamam, p.35-36. *Projet MOR/8/004.*

- Miro, R. and Gonfiantini, R., 1980.** Isotopic investigation of Groundwater in the area of Santiago Del Estro, Republic of Argentina: In "Proceedings of an Interamerican Symposium on Isotope Hydrology (Bogota, Colombia, 18-22 August 1980) ", 149-161-IAN, Bogota, 1981.
- Mook., 1980.** Carbon 14 in hydrological studies. In Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. 1. The terrestrial environment, A, (P. Fritz et j. Ch. Fontes, Editors), Elsevier, 49-74.
- Munnich, K. O., 1957.** Heidelberg natural radiocarbon measurement, I.SC.,Vol, 126,194 - 199.
- Neretnieks, I., 1981.** Age dating of groundwater in fissured rocks : influence of water volume in micropores. Water Resour. Res. 17, 421-422.
- Nir, A., 1986.** Mathematical models for interpretation of tracer data in groundwater hydrology, I.A.E.A. TECDOC 381, p. 7-44.
- Nir, A., 1967.** Essai d'application des variations de teneurs en radiocarbone dissous à l'étude des aquifères libres: le cas de la nappe phréatique au Nord et à l'est du Tchad. Thèse 3eme cycle, Uni. Paris VI, 160p.
- ORMVAT/TF (1999).** Rapport d'activité de l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole de Tafilalet (ORMVAT/TF), 1999, Errachidia.
- ORMVAT/TF (2004).** Données de l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole de Tafilalet (ORMVAT/TF), 1999, Errachidia.
- Ozenda, P., 1985:** la flore du Sahara septentrionale et centrale, Ed. C.N.r.S., Grenoble. 487 p.
- Payne, B. R., Quijano, L., Latorre, C., 1979.** Environmental isotopes in a study of the origin of salinity of groundwater in the Mexicalli Valley, J. Hydrol. 41, 201.
- Payne, B. R., Quijano, L., Latorre, D., 1980.** Study of the leakage between two aquifers in hermosillo, Mexico, using environmental isotopes. In " Arid zone Hydrology: Investigation with Isotopes Techniques", 113-130. IAEA, Vienna, 1980.
- Payne, B. R., 1982.** Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle, Stable Isotope Hydrolog 1982 (technical reports series N°210,Vienna,1982) p.303-339, IAEA, Vienna.
- Pearson, F. J. and Friedman, I., 1970.** Sources of dissolved carbonate in an aquifer free of carbonate minerals", water Resour. Res. 6: 1775-1781.
- PEARSON, F. J. Jr. et HANSHAW, B. B., 1970.** Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effects on carbon-14 dating. Proceeding of an international symposium on isotope Hydrology, IEEA, Vienna, Austria, pp. 271-286.

Plummer, L. N., Jones, B. F., Truesdell, A. H., 1976. WATEQF-A FORTRAN IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibria of natural water, U.S. Geological Survey Water Resources Investigations Reports, 1976.

Plummer, L. N., Parkhurst, D. L. and Thorstenson, D. C., 1983. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42, pp 1117-1139.

Plummer, L. N., Busby, R. W., Hansaw, B. B., 1990. Geochemical modeling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming, and South Dakota, *Water Resour. Res.* 26 (1990) 1981-2014.

Pollock, D. W., 1989. Documentation of computer programs to compute and display Pathlines using results from the U.S. Geological Survey Modular three-Dimensional Finite-Difference groundwater Flow Model, U. S. Geol. Survey Open-File Rept. 89-381 ; 188PP.

Pollock, D. W., 1990. A Graphical kernel system (GKS) version of computer program Modpath-plot for displaying path lines generated from the U. S Geological Survey Three-dimensional Groundwater Flow Model, U. S. Geol. Survey Open – File Rept. 89-622, 49pp.

Przewski, R. and Yurtsever, Y., 1974. Some mathematical models and digital simulation approach in the use of tracer in hydrological systems. *Isotope techniques in groundwater Hydrology*, IAEA. Vienna.

Reilly, T. E., Plummer, L. N., Phillips, P. J. and Busenberg, E., 1994. The use of simulation and multiple environmental tracers to quantify groundwater flow in a shallow aquifer, *water resources Res.* 30, 2, 421-433.

Rognon, P. and Williams, M. A. J., 1977. Late Quaternary climatic changes in Australia and North Africa: a preliminary interpretation, *Palaeogeogr., Palaeoclimatic., Palaeogeol.* 2, 285.

Rozanski, K. and Florkowski, T., 1978. Krypton-85 dating of groundwater In " *Isotopic hydrology* " 1978. Actes sympos. AIEA, Vienne.

Saliege, J. F., Fontes, J. Ch., 1984. Essai de détermination expérimentale du fractionnement des isotopes Carbone-13 et 14 au cours de processus naturels, *Int. J. Applied Radiation and Isotopes*(1984)., 35, n° 1, 55-62.

Shampine, W. J., Dincer, T. and Noory, M., 1979. An evaluation of isotope concentrations in the groundwater of Saudi Arabia. *Proc. Isotope Hydrology*, 1978. IAEA, Vienna, 2, PP. 443-463.

Sonntag, C., Klitzsch E., Löhnert, E. P., Elshazly, E. M., Münnich, K. O., Junghans, Ch., Thorweithe, U., Weistroffer, k., Swailem, F. M., 1978. "Palaeoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14-dated north Saharian groundwaters: *Groundwater*

formation in the past ", Isotope Hydrology 1978 (Proc. Symp. Neuberberg, 1978) vol. 2, p.569, IAEA, Vienna.

Sonntag, C., Klitzsch, E., Löhnert, E. P., Elshazly, E. M., Münnich, K. O., Junghans, Ch., isotope evolution in natural water systems: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v, 42, p. 1117-1139. 1979, Errata: *Geochimica et Cosmochimica*.

Stichler, W., Maloszewski, P. and Moser, H., 1986. Modelling of River water infiltration using oxygen-18 Data. *Journal of Hydrology*, 83: 355-365.

Stuiver, M., 1972. In *Encyclopedia of geochemistry and environmental sciences* edited by Fairbridge, Van Nostrand Reinhold., p.131.

Tamers, M. A., 1975. Validity of radiocarbon dates on groundwater, *Geophysical Surveys*, 2, pp. 217-239.

Tandia, A. A., 1990. Revue des méthodes d'évaluations de la recharge des nappes. Contribution de l'approche géochimique et isotopique. Louga- Nord-Sénégal. Thèse 3eme cycle, Univ. Dakar.

Taupin, J. D., Amani, A. et Lebet, T., 1993. Small scale spatial variability of the annual rainfall in the sahel. In: Bolle, H.J., Feddes, R.A. et Kalma, U., ed., *Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales*, IAHS Publ: 212, p. 593-602.

Thatcher, L. L., Janser, V. J. and Edwards, K. W., 1977. Methods for data determination of radioactive substance in water and fluvial sediments of water resources investigations of the USGS. Books 5 Chapter A5.

Thorntwaite, C. W., and Mather, J. R., 1975. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Pub. Lab. Climat. Drexel Inst. Technol., 10,3,185-311.

Thorweithe, U., Weistroffer, k., swailem, F. M., 1978. "Palaeoclimatic information from deuterium and oxygen-18 in carbon-14-dated north Saharian groundwaters: Groundwater formation in the past ", *Isotope Hydrology 1978 (Proc. Symp. Neuberberg, 1978) vol. 2*, p.569, IAEA, Vienna.

Turc, L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation; évapotranspiration potentielle. *Ann. Agr.*, 12,13-49.

Verhagen, B. Th., Sellschop, J. P. F. and Jennings, C. M. H., 1970. Contribution of environmental tritium measurements to some geohydrological problems in southern Africa. *Proc., IAEA, Vienna*, PP. 289-313.

- Vogel, J. C., Grootes, P. M., Mook, W. G., 1970**, Isotope fractionation between gaseous and dissolved carbon dioxide: *Zeitschrift fur Physik*, v.230-238.
- Vogel, J. C., Thilo, L. and Van Dijken, M., 1974**. Determination of groundwater recharge with tritium. *J. Hydrol.*, PP. 23 : 131-140.
- Vogel, J., 1975**. Isotopic composition of groundwaters in semi-arid regions of South Africa, *J. Hydrol.* 25, 23.
- Wickman, F. E., 1952**. Variations in the relative abundance in plants. *Geochim. Cosmoch. Acta* 2, 243-254.
- Wigley, T. M. L., Plumer, L. N., and Pearson, F. J. Jr., 1978**. Mass transfer and carbon isotope evolution in natural water systems: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v, 42, p. 1117-1139. 1979, Errata: *Geochimica et Cosmochimica*.
- Yahyaoui, M., 1987**. La secheresse dans le bassin Guir-Ghéris et Ziz. *Rev. Eau et Développement*, N  3, p.53-59.
- Yurtsever, Y. and Payne, B. R., 1978**. A digital simulation of approach for a tracer case in Hydrological systems – multi compartmental Mathematical model. Second Int. Conference On Finite Elements in water Resources, London
- Yurtsever, Y. and Payne, B. R., 1978a**. Application of environmental isotopes to groundwater investigation in Qatar. *Proc., IAEA, Vienna*, PP. 465-490.
- Yurtsever, Y. and Payne, B. R., 1978b**. A digital simulation approach for a tracer case in hydrological system (multi – compartmental mathematical model). Int. Conference on finite elements in water Resources, London, 1978.
- Yurtsever, Y. and Payne, B. R., 1986**. Mathematical Models Based on compartmental simulation approach for quantitative interpretation of tracer data in hydrological systems, Int. Symposium on undergroundwater tracing, Athens.
- Zimmermann, U. and Enhalt, D., 1970**. Stables isoyopes in study of water balance of lake Neusiedl, Austria: investigation of the reliability of the stable isotope method, In : *Isotope Hydrology*. 1970, C. R. Coll. Vienna, 1970, AIEA, Vienne, 129-151.
- Zouridakis, N., 1976**. Etude isotopique de la serie carbonatée des natroni res au nord-est du lac Tchad, Thèse de Docteur de l'Universit , Paris.
- Zuber, A., 1986a**. Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. *Handbook of environmental Isotope Geochemistry*, Vol. 2, Part B (Fritz, P., Fontes, J. Ch., Eds.), Elsevier, Amsterdam, 1-59.
- Zuber, A., 1986b**. On the interpretation of tracer data in variable flow systems. *Journal of Hydrology*, 86, 45-57.

Zuber, A., Maloszewski P., Stichler, W. and Herrmann, A., 1986c. Tracers relations in variable flow, 5th International Symposium on Groundwater tracing, Athens, p. 355-360 .

Zuber, A., 1993. On calibration and validation of mathematical models for the interpretation of environmental tracer data aquifers. IAEA – Vienna (TECDOC, 1993).

ANNEXE I

I.1. Exemples de simulations

Initial Well : 3992/57 kasmi Final Well : 3754/57 mezguida 4 models checked 1 models found	Puits initial: 3903/57 Tizimi Puits final: 3754/57 ksar mezguida 36 models checked 4 models found	Initial Well : 3754/57 Final Well : 3172/57 Ouled brahim : 36 models checked 4 models found
MODEL 1	MODEL 1	MODEL 1
CALCITE - 9.19529 DOLOMITE 4.94917 GYPSUM 2.47776 EXCHANGE -4.79245 KAOLINIT -3.70707 Mg-MONT 3.18204 NaCl 13.67026	CALCITE -32.86979 DOLOMITE 19.41477 GYPSUM 12.79207 KAOLINIT 25.56770 EXCHANGE -9.94525 NaCl 61.04251 Mg-MONT -21.94653	CALCITE -14.68665 DOLOMITE 7.05263 GYPSUM 8.20935 EXCHANGE .15086 KAOLINIT 9.59974 NaCl 15.81535 Mg-MONT -8.24012
Initial Well: 3992/57 kasmi Final Well: 3640/57 zaouit mlaykhaf 1 model checked 1 model found	MODEL 2	MODEL 2
	CALCITE -12.97929 DOLOMITE 9.46952 GYPSUM 12.79207 KAOLINIT 25.56770 NaCl 61.04251 Mg/Na EX -9.94525 Mg-MONT -21.94653	CALCITE -14.98837 DOLOMITE 7.20349 GYPSUM 8.20935 KAOLINIT 9.59974 NaCl 15.81535 Mg-MONT -8.24012 Mg/Na EX .15086
MODEL 1	MODEL 3	MODEL 3
CALCITE -11.19058 DOLOMITE 5.34195 GYPSUM 7.49510 KAOLINIT -7.17047 Mg-MONT 6.15491 NaCl 21.14809 Mg/Na EX 1.68134	CALCITE 5.95975 GYPSUM 12.79207 KAOLINIT 25.56770 EXCHANGE 9.46952 NaCl 61.04251 Mg/Na EX -19.41477 Mg-MONT -21.94653	CALCITE -.58139 GYPSUM 8.20935 EXCHANGE 7.20349 KAOLINIT 9.59974 NaCl 15.81535 Mg-MONT -8.24012 Mg/Na EX -7.05263
Initial Well : 3742/57 amsifi Final Well : 3640/57 84 models checked 1 model found	MODEL 4	MODEL 4
CALCITE -22.76356 DOLOMITE 11.10417 GYPSUM 6.11592 NaCl 35.44549 Mg-MONT -54.36317 EXCHANGE -7.57461	DOLOMITE 2.97988 GYPSUM 12.79207 KAOLINIT 25.56770 EXCHANGE 6.48965 NaCl 61.04251 Mg/Na EX -16.43490 Mg-MONT -21.94653	DOLOMITE -.29069 GYPSUM 8.20935 EXCHANGE 7.49419 KAOLINIT 9.59974 NaCl 15.81535 Mg-MONT -8.24012 Mg/Na EX -7.34333

Tableau 1 : Exemples de simulations : eaux quaternaires

I. 2. Exemples de calcul du temps de résidence par le modèle NETPATH

I.2.1. Nappe de Tafilalet

Initial Well : Puit kasmi 3992/57

Final Well : Puits Zouit mlaykhaf 3640/57

36 models checked

1 model found

MODEL1

DOLOMITE	.05840
GYPSUM	8.83824
KAOLINIT	52.41387
Mg-MONT	-44.99045
NaCl	26.39701
EXCHANGE	7.86909
Mg/Na EX	-11.09406

Computed Observed

Carbon-13 -12.4776 -14.1700

C-14 (% mod) 106.3862* 101.4000

Adjusted C-14 age in years: 397.* * = based on Original Data

Model (for initial A0)	A0 (initial)	Computed (no decay)	Observed	age (final)
Original Data	107.60	106.39	101.40	397.
Mass Balance	21.05	20.81	101.40	-13090.
Vogel	85.00	84.04	101.40	-1552.
Tamers	62.72	62.01	101.40	-4065.
Ingerson and Pearson	50.48	49.91	101.40	-5860.
Mook	2.16	2.14	101.40	-31905.
Fontes and Garnier	50.11	49.55	101.40	-5920.
Eichinger	45.03	44.52	101.40	-6804.
User-defined	100.00	98.87	101.40	-209.

Data used for Carbon-13

Initial Value: -12.6200 Modeled Final Value: -12.4776

Data used for C-14 (% mod)

Initial Value: 107.6000 Modeled Final Value: 106.3862

Ces eaux sont récentes. Le lien chimique est prouvé : il s'agit d'eau similaire

I. 2. 2. Nappe de Ain El Atti

Initial Well : 4037/57 eau infracénomanien

Final Well : 4036/57 eau infracénomanien

	Final	Initial
C	90.6933	51.2274
S	10.8499	12.3334
CA	22.7495	20.7729
AL	.0000	.0000
MG	16.5773	14.4533
NA	157.5596	70.5752
CL	172.2237	81.3613

36 models checked

4 models found

MODEL1

CALCITE	-36.42376
DOLOMITE	37.94484
GYPSUM	-1.48347
KAOLINIT	249.88790
Mg-MONT	-214.49605
NaCl	90.86237
EXCHANGE	-1.93898

	Computed	Observed
Carbon-13	-1.2741	1.6200
C-14 (% mod)	.2984*	1.4000

Adjusted C-14 age in years:-12778: based on Original Data

Model	A0	Computed	Observed	age
(for initial A0)	(initial)	(no decay)		(final)
Original Data	.90	.30	1.40	-12778.
Mass Balance	55.31	18.34	1.40	21267.
Vogel	85.00	28.19	1.40	24819.
Tamers	63.76	21.14	1.40	22443.
User-defined	100.00	33.16	1.40	26163.

Data used for Carbon-13

Initial Value:1.1500 Modeled Final Value:-1.2741

Data used for C-14 (% mod)

Initial Value:0.9000 Modeled Final Value: 0.2984

MODEL 2

CALCITE	39.46592
GYPSUM	-1.48347
KAOLINIT	249.88790
Mg-MONT	-214.49605
NaCl	90.86237
EXCHANGE	36.00586
Mg/Na EX	-37.94484
Computed	Observed

Carbon-13	.6496	1.6200
C-14 (% mod)	.5084*	1.4000

Adjusted C-14 age in years:-8374:based on Original Data

Model	A0	Computed	Observed	age
(for initial A0)	(initial)	(no decay)		(final)

Original Data	.90	.51	1.40	-8374.
Mass Balance	55.31	31.24	1.40	25670.
Vogel	85.00	48.01	1.40	29222.
Tamers	63.76	36.02	1.40	26846.
User-defined	100.00	56.48	1.40	30566.

Data used for Carbon-13

Initial Value:1.1500 Modeled Final Value:0.6496

Data used for C-14 (% mod)

Initial Value:0.9000 Modeled Final Value:0.5084

MODEL3

DOLOMITE	19.73296
GYPSUM	-1.48347
KAOLINIT	249.88790
Mg-MONT	-214.49605
NaCl	90.86237
EXCHANGE	16.27290
Mg/Na EX	-18.21188
Computed	Observed

Carbon-13	.6496	1.6200
C-14 (% mod)	.5084*	1.4000

Adjusted C-14 age in years:-8374:based on Original Data

Model	A0	Computed	Observed	age
(for initial A0)	(initial)	(no decay)		(final)

Original Data	.90	.51	1.40	-8374.
Mass Balance	55.31	31.24	1.40	25670.
Vogel	85.00	48.01	1.40	29222.
Tamers	63.76	36.02	1.40	26846.
User-defined	100.00	56.48	1.40	30566.

Data used for Carbon-13

Initial Value:1.1500 Modeled Final Value:0.6496

Data used for C-14 (% mod)

Initial Value:0.9000 Modeled Final Value:0.5084

Tous les modèles de correction semblent concorder. Le temps de séjour long indique qu'il s'agit d'une eau similaire, ce qui prouve le lien chimique qui s'enrichit pendant son long séjour en contact avec la matrice minérale.

I. 2. 3. Sous bassin de Tarda

Initial Well : 956/47 FR Safsaf Eau infracénomannien

Final Well : 957/47 SR Tarda Eau sénonien

36 models checked

1 model found

MODEL1

CALCITE	-.02152
GYPSUM	.00006
KAOLINIT	-1.19866
Mg-MONT	1.02889
NaCl	.00005
EXCHANGE	-.02154
Mg/Na EX	.17177

Computed Observed

Carbon-13 -12.3602 -8.6700

C-14 (% mod) 60.6987* 46.8000

Adjusted C-14 age in years:2150: based on Original Data

Model	A0	Computed	Observed	age
(for initial A0)	(initial)	(no decay)		(final)

Original Data	60.70	60.70	46.80	2150.
Vogel	85.00	85.00	46.80	4933.
Tamers	55.91	55.91	46.80	1470.
Ingerson and Pearson	49.40	49.40	46.80	447.
Mook	24.20	24.20	46.80	-5452.
Fontes and Garnier	49.18	49.18	46.80	410.
Eichinger	46.11	46.10	46.80	-124.
User-defined	100.00	100.00	46.80	6277.

Data used for Carbon-13

Initial Value:-12.3500 Modeled Final Value: -12.3602

Data used for C-14 (% mod)

Initial Value: 60.7000 Modeled Final Value: 60.6987

L'eau de l'Infracénomien de Tarda représentée par le point 956/47 semblerait liée à l'eau du Sénonien de Tarda. Un lien chimique est prouvé entre les eaux de ce groupe. L'ouverture de l'Infracénomien sur le Cénomano-turonien est vraisemblable.

ANNEXE II

N° IRE	X	Y	Z	IS (calcite)	IS(dolomie)	IS (gypse)	Is(anhyd)	PCO ₂
1936/48	610.015	143.755	992.50	-0.55	-1.80	0.10	-0.13	0.025
1935/48	610.000	143.750	992.50	-0.43	-1.19	-1.71	-1.94	0.041
1939/48	607.205	141.500	969.00	-1.09	-2.21	-3.01	-3.24	0.015
766/48	605.700	140.700	990.00	0.02	-0.47	-1.17	-1.41	0.033
4041/57	614.100	110.750	875.00	0.58	0.69	0.1	-0.12	1.289
4037/57	613.100	109.500	844.40	0.99	1.38	-0.01	-0.24	0.405
4036/57	619.900	111.500	876.60	0.72	0.92	-0.13	-0.35	1.406
4033/57	615.100	106.500	842.04	0.58	0.52	-0.01	-0.23	1.519
4035/57	614.907	102.800	828.40	0.02	-0.49	-0.24	-0.47	0.421
K.Haroun	-	-	-	-0.41	-1.14	-0.65	-0.89	0.014
444/57	609.110	94.650	797.47	0.06	-0.13	-0.09	-0.32	-0.98
431/57	609.800	94.240	794.82	0.28	0.30	-0.05	-0.29	0.083
3906/57	621.550	91.450	815.00	0.12	-0.15	-0.85	-1.07	0.059
3903/57	612.900	90.600	790.00	0.19	-0.06	-1.11	-1.34	0.011
3992/57	611.600	93.600	800.00	0.05	-0.21	-0.26	-0.49	0.074
3883/57	603.990	81.653	766.40	0.33	0.39	-0.01	-0.25	0.055
4005/57	606.200	74.500	800.00	0.28	0.28	-0.29	-0.52	0.037
3172/57	606.466	73.836	758.38	0.31	0.45	0.02	-0.22	0.058
3754/57	608.610	80.750	766.62	0.23	0.2	-0.11	-0.34	0.078
2271/57	606.937	69.872	749.42	1.18	1.98	-0.18	-0.41	0.004
3742/57	612.455	72.690	749.47	0.53	0.88	-0.23	-0.47	0.31
3640/57	609.212	68.844	745.32	0.60	1.17	-0.1	-0.33	0.031
3465/57	609.500	61.900	750.00	0.17	-0.14	-0.58	-0.80	0.032
874/57	-	-	-	0.12	-0.11	-0.59	-0.82	0.072
2042/56	564.600	108.300	900.00	0.088	0.205	-0.955		-1.026
2779/56	-	-	-	0.093	0.186	-1.201		-0.98
963/47	558.900	131.850	1087.00	0.471	0.807	-0.929		-1.75
957/47	574.000	138.950	1040.00	0.135	0.22	-0.782		-1.925
956/47	574.700	148.600	1160.00	0.117	0.184	-1.008		-1.904
2312/56	529.750	115.845	1069.47	-0.402	-0.811	-1.513		-1.037
146/49	694.300	157.600	901.19	-0.464	-0.812	-1.330		-1.2668

Tableau de coordonnées Lambert, des indices de saturation et pCO₂

Résumé de la Thèse

Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin Crétacé d'Errachidia et la plaine de Tafilalet

La région d'Errachidia-Tafilalet, située dans la zone sud atlasique du Maroc, au confins du Sahara, est caractérisée par un climat aride à hyperaride, auquel vient s'ajouter de longues, sévères et répétées périodes de sécheresses. La satisfaction des besoins des populations et le maintien des activités essentiellement agricoles et des palmeraies ainsi que la stabilisation du processus de désertification rampante dans la région, requiert l'évaluation, pour une gestion rationnelle, des ressources en eau de la région.

Selon l'axe d'Errachidia-Tafilalet dans le bassin de Ziz, les études géochimiques et isotopiques permettent d'individualiser quatre grands aquifères: le Sénonien, le Turonien, l'Infracénomanien et le Quaternaire de Tafilalet. Excepté le Sénonien aux faciès différents, les autres aquifères sont de type Na-Cl et tous présentent généralement une salinité élevée. La minéralisation proviendrait de la dissolution des évaporites chlorurées, du gypse et anhydrite et du phénomène de dédolomitisation, en relation avec la nature des matériaux aquifères.

Les teneurs en ^{18}O et ^2H distinguent globalement deux groupes d'aquifères: le Turonien et le Quaternaire avec des valeurs comparables aux précipitations actuelles et l'Infracénomanien et le Sénonien avec des compositions très appauvries en isotopes stables. Les activités en ^{14}C et ^3H confirment une recharge actuelle des aquifères Turonien et Quaternaire et mettent en évidence un aquifère Infracénomanien confiné dont la paléorecharge remonterait au Pléistocène.

Les caractéristiques isotopiques suggèrent une recharge du Turonien par les précipitations directes et à travers le Jurassique contigu. Quant aux Quaternaire de Tafilalet, sa recharge, fort probablement, par effet piston à travers la zone non saturée est totalement assurée par les lâchers du barrage Hassan Addakhil situé en amont.

Mots clés: Isotopes: Paléorecharge: Aquifère: Recharge: Errachidia -Tafilalet: Maroc
