

وزارة الجامعات والبحث العلمي  
Ministère aux Universités et de la Recherche Scientifique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

المدرسة الوطنية المتعددة الفنون  
BIBLIOTHEQUE — المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

DEPARTEMENT HYDRAULIQUE

# PROJET DE FIN D'ETUDES

SUJET

DATATION DES EAUX

SOUTERRAINES

PAR LE CARBONE - 14

Proposé par :

M. SOUAG

Etudié par :

K. KEBLADJ

M. BENLOUNES

Dirigé par :

M. SOUAG

F. ZERFA

PROMOTION

Septembre 1992

و هذا يمكن  
باستعمال طريقة عمر المياه بالكربون المشع التي تعتمد على قانون تناقص الشعاع الفاعل القائم  
على النشاط الأولي للكربون غير العضوي التام المنحل . من أجل هذا ، فإن معرفة الكربون المشع  
كمياء المياه ، محتويات الكربون 13 وخاصة إنجاز نماذج التقدير التي تعتمد على مختلف العوامل  
تمكننا من الحصول على نتائج جد معتبرة خاصة لبلد مثل الجزائر والذي يرجع مشكله  
الأساسي إلى سوء استعمال هذه الموارد .

الكلمات الأساسية : عمر المياه الجوفية ، الكربون 14 ، النشاط الأولي ، البريق

السائل .

### RESUME

Une bonne gestion des ressources en eaux souterraines ne peut être faite que par une  
connaissance approfondie de l'origine de ces eaux. Ceci est possible par la méthode de  
la datation au radiocarbone qui se base sur une loi de décroissance radioactive  
mettant en exergue l'activité initiale du carbone inorganique total dissous. Pour  
cela, la connaissance de la géochimie, de la chimie des eaux, des teneurs en isotopes  $^{13}\text{C}$   
et en particulier l'élaboration de modèles d'estimation se basant sur ces différents  
paramètres peut fournir des résultats très significatifs surtout pour un pays comme l'Algérie  
dont le problème crucial est une mauvaise exploitation de ces ressources.

MOTS CLES : Datation des eaux souterraines, Carbone-14, activité initiale, scintillation  
liquide.

### ABSTRACT

A good management of groundwater resources can only be done by a deep knowledge  
of the origin of these waters. This is possible by the method of dating  
radiocarbon which is based upon a law of radioactive decay, thus  
introducing the initial activity of the total dissolved inorganic carbon.  
So, the knowledge of geochemistry, hydrochemistry,  $^{13}\text{C}$  contents and in particular  
the elaboration of estimating models which base on these various parameters, can provide  
very significant results especially for a country as Algeria which the essential  
problem is a bad exploitation of these resources.

KEY WORDS : Dating groundwater, Carbon-14, initial activity, liquid scintillation.

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات  
BIBLIOTHEQUE — المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

وزارة الجامعات والبحث العلمي  
Ministère aux Universités et de la Recherche Scientifique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

DEPARTEMENT **HYDRAULIQUE**

**PROJET DE FIN D'ETUDES**

**SUJET**

**DATATION DES EAUX  
SOUTERRAINES  
PAR LE CARBONE - 14**

Proposé par :

M. SOUAG

Etudié par :

K. KEBLADJ

M. BENLOUNES

Dirigé par :

M. SOUAG

F. ZERFA

PROMOTION

Septembre 1992

DEDICACES

A ma mère

A mon père

A mes frères et soeurs

A tous les membres de ma famille

A mes amies : OULHADJ Djamila et BENAMROUCHE Rabéa .

A tous ceux qui ont contribué à ma formation.

B. Malika

DEDICACES

A ma mère

A mes frère et soeurs

A tous les membres de ma famille petits et grands

A mon amie Wahida

A tous ceux qui ont contribué à ma formation,

je leur dédie ce modeste travail.

K. Karima

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

لماذا تبت في خلق السموات  
والأرضى لآيات تقوم  
يخفون «

صحة الله العظيم

"Tu es la plus grande richesse qui soit au monde  
et tu es aussi la plus délicate, toi si pure au  
ventre de la terre " .

Antoine de St EXUPERY (Terre des hommes).

REMERCIEMENTS

Nous remercions M. SOUAG, Chercheur et Responsable de la Division Datation et Hydrologie Isotopique au Centre de Développement des Techniques Nucléaires pour l'aide inestimable pour la réalisation de ce mémoire. Nous lui exprimons notre vive gratitude ;

Nous remercions également M. DECHEMI, notre Enseignant, pour nous avoir orientées vers le H.C.R. et pour la bienveillance qu'il nous a toujours témoigné ;

Nos remerciements à Melle F. ZERFA, notre Co-promotrice ;

Nous avons été également très sensibles à l'aimable contribution de M. MOULA, M. DRIF, Mme REGHIS, M. CHERCHALLI du D.D.H.I./H.C.R. et nous remercions plus particulièrement Melle Z. CHAID pour nous avoir initiées aux techniques du laboratoire ;

Nous sommes particulièrement reconnaissantes à M. RAYASSE A. pour son précieux concours en mettant à notre disposition toute sa documentation. Nous lui souhaitons, en retour, beaucoup de succès dans tout ce qu'il entreprendra ;

Nous remercions nos amies de la 4ème Année Hydraulique ainsi que le personnel de la Bibliothèque E.N.P. pour leur aide ;

Nos remerciements à M. SALEH d'avoir bien voulu prendre en charge les travaux de frappe de notre thèse ;

Nous remercions également MM. DEDACHE A. , ZEMMOURI B. , ARAB S. (Responsable et Stagiaires à l'EN.SIDER) pour leur aide ; .

Nous n'oublions pas de rendre hommage à tous ceux qui nous ont exprimé leur sollicitude pour la conception de cette thèse ;

Nous remercions nos parents qui n'ont ménagé ni leurs efforts ni leurs encouragements et qui, sans eux, nous n'aurions atteint ce niveau de connaissance .

Merci à tous.

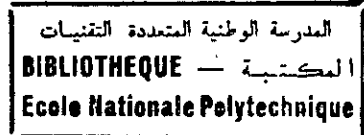
Melles M. BENLOUNES

K. KHELADJ

S O M M A I R E

INTRODUCTION .....	1
CHAPITRE I - RAPPEL SUR LA CHIMIE DES CARBONATES	
I.1 - Etude et expression des équilibres.....	3
I.1.1. - Les dissolutions .....	3
I.1.2. - L'attaque chimique.....	7
I.2 - Les espèces carbonatées dissoutes.....	10
I.2.1. - Attaque du calcaire.....	10
I.2.2. - Attaque des dolomies.....	16
I.3. - Calcul des paramètres physico-chimiques de l'équilibre.....	18
calco-carbonique	
I.3.1. - pH d'équilibre ou pH de saturation.....	18
I.3.2. - Relation entre pH d'équilibre et pH réel.....	19
I.3.3. - Indices de saturation .....	21
I.3.3.1. - Indice de saturation par rapport à la.....	21
calcite	
I.3.3.2. - Indice de saturation par rapport à la.....	22
dolomite	
I.3.4. - La pression partielle du dioxyde de carbone.....	25
équilibrante	
I.3.5. - La répartition de l'anhydride carbonique dans.....	25
l'eau	
I.4. - Les facteurs influençant l'état d'équilibre dans le.....	28
milieu naturel	
I.4.1. - Evolution des constantes d'équilibre avec la.....	29
température	
I.4.2. - Variation de $P_{CO_2}$ de la phase gazeuse.....	32





I.4.3. - Mélange d'eaux de caractéristiques physico-chimiques différentes ..... 33

I.4.4. - Adsorption et échange d'ions ..... 34

CHAPITRE II - FORMATION ET PRESENCE DU CARBONE-14 DANS LA NATURE

II.1. - Notions de base sur la radioactivité ..... 37

II.1.1. - Constituants et propriétés des noyaux ..... 37

II.1.1.1. - Le noyau ..... 37

II.1.1.2. - Les isotopes ..... 37

II.1.2. - La décroissance radioactive ..... 38

II.2. - Généralités sur le traçage isotopique ..... 40

II.2.1. - Le traçage naturel ou isotopes ..... 40

II.2.2.1. - La notation  $\delta$  ..... 42

II.2.2.2. - Isotopes du carbone ..... 44

II.2.2.2.1. - Standards ..... 44

II.3. - Le Radiocarbone ..... 45

II.3.1. - Production du C-14 et conditions d'emploi en marqueur radiochronologique ..... 45

II.3.2. - La distribution des isotopes du carbone dans le cycle de l'eau ..... 51

II.3.3. - Les échanges isotopiques-rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ..... 54

CHAPITRE III - ECHANTILLONNAGE, TECHNIQUES DE MESURE ET MODELISATION DE L'ACTIVITE INITIALE

III.1 - Echantillonnage et mesures sur le terrain ..... 56

III.1.1. - Les paramètres physico-chimiques ..... 56

III.1.2. - Paramètres isotopiques.....	57
III.2. - Traitement et comptage du Carbone-14 au labora- toire .....	58
III.3. - Techniques de mesure.....	59
III.3.1. - Compteur à scintillation liquide.....	59
III.3.2. - Spectromètre de masse de NIER.....	60
III.4. - Modelisation de l'activité initiale.....	64
III.4.1. - Généralités.....	64
III.4.1.1. - Carbone dissous d'origine biogénique,.....	64
III.4.1.2. - Mélange de carbone biogénique et inorganique.....	65
III.4.2. - Modèles d'estimation de l'activité initiale.....	66
III.4.2.1. - Correction statistique: Modèle de Vogel (1967, 1970).....	66
III.4.2.2. - Correction chimique: Modèle de Tamers..... (1966, 1970, 1975)	67
III.4.2.3. - Correction isotopique: modèle de..... Pearson (1970, 1972, 1974)	68
III.4.2.4. - Correction isotopique: Modèle de..... Gonfiantini (1972)	69
III.4.2.5. - Correction mixte.....	69
III.4.2.5.1. - Modèle de Mook (1972, 1976)	69
III.4.2.5.2. - Modèle de Pontes et Garnier (1976, 1979, 1981)	71

III.4.3. - Grandeurs impliquées dans les calculs des âges	75
III.4.3.1. - Données mesurées	75
III.4.3.2. - Paramètres mesurés ou adaptés d'après la littérature	75
III.4.3.3. - Les données calculées	75

CHAPITRE IV - AGES RADIOMETRIQUES DES EAUX SOUFERRAINES DES SYSTEMES  
AQUIFERES DU SAHARA SEPTENTRIONAL ALGERIEN

IV.1. - Introduction	77
IV.2. - Contexte géographique	77
IV.3. - Contexte hydrogéologique	77
IV.3.1. - Nappe du continental intercalaire	80
IV.3.2. - Nappe du complexe terminal	82
IV.4. - Contexte hydroclimatologique	83
IV.5. - Contexte hydrochimique	83
IV.5.1. - Nappe du continental intercalaire	83
IV.5.1.1. - Faciès chimique	83
IV.5.1.2. - Minéralisation totale	84
IV.5.1.3. - Indices de saturation	84
IV.5.2. - Nappe du complexe terminal	84
IV.5.2.1. - Faciès chimique	84
IV.5.2.2. - Minéralisation totale	84



IV.5.2.3. - Indice de saturation	85
IV.6. - Etude isotopique	85
IV.6.1. - Données isotopiques des eaux de la nappe du continental intercalaire	85
IV.6.1.1. - Détermination des âges radiométriques des eaux du C.I.	85
IV.6.2. - Données isotopiques des eaux de la nappe du complexe terminal	86
IV.6.2.1. - Application des différents modèles à la détermination de l'âge radiométrique des eaux de la nappe du C.T.	87
IV.6.2.2. - Age des eaux	89
ANNEXE N T R O D U C T I O N	
CONCLUSION	93
BIBLIOGRAPHIE.	

En effet, le Carbone-14 dont la première application dans la datation d'une nappe souterraine a été réalisée en 1962 dans le désert occidental de l'EGYPTE, a ouvert la voie à l'étude des nappes profondes, et ceci en essayant de déterminer les conditions qui régissent le développement rationnel des zones étudiées et qui sont : les âges des eaux, leur taux de renouvellement et les conditions sous lesquelles, la réalimentation a eu lieu .

La présente étude, donne un aperçu des principes d'utilisation de la méthode de datation.

**CHAPITRE I**

**RAPPEL SUR LA CHIMIE DES  
CARBONATES**

## I.1 - Etude et expression des équilibres.

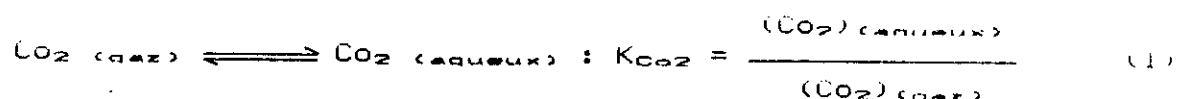
La mise en solution est certainement l'un des phénomènes les plus importants de la chimie des eaux souterraines dont elle est pour ainsi dire le premier pas pour la compréhension du système carbonaté.

Elle se fait par dissolution et par attaque des substances dans les roches traversées par ces eaux.

### I.1.1 - Les dissolutions.

- Gaz : Au cours de leur séjour ou de leur trajet souterrain les eaux peuvent être en contact non seulement avec les roches mais également avec des gaz (Schoeller, 1962).

Ce contact avec les principaux gaz tel que le dioxyde de carbone s'effectue suivant la loi de HENRY :



avec  $K_{\text{CO}_2}$  = constante de dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'eau.

Ainsi, la solubilité de  $\text{CO}_2$  dissous varie avec la température et la pression (L.Germain, 1976). Cette variation est donnée sur la figure 1.

- Sels : Au cours de leur séjour souterrain, et pour les eaux d'infiltration dès leur présence à la surface du sol et dans le sol les eaux dissolvent un certain nombre de substances, parmi lesquelles se trouve le calcaire ( $\text{CaCO}_3$ ), les dolomies ou calcaires dolomitiques ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) (Schoeller, 1962).

Le tableau 1 donne les solubilités des sels à diverses températures.

La solubilité dépend généralement de la température, de la pression et souvent de facteurs chimiques externes

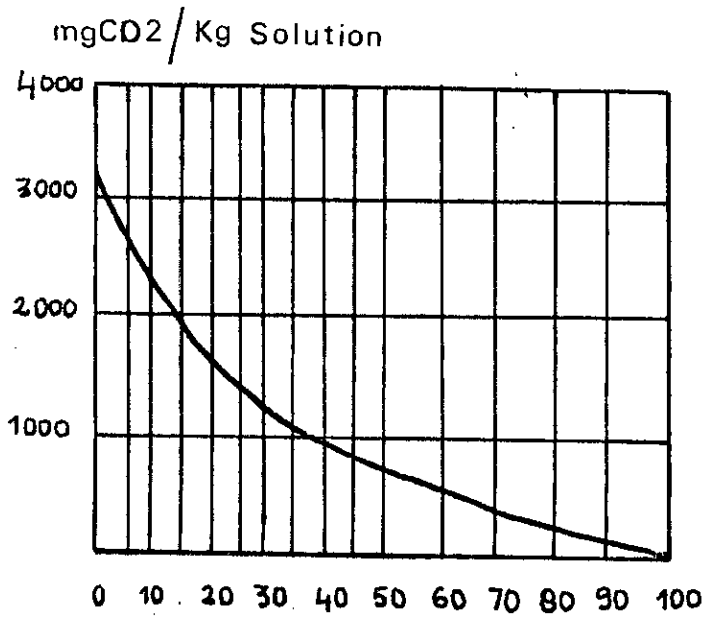


Fig.1 : SOLUBILITE DE L'ANHYDRIDE CARBONIQUE  
DANS L'EAU A LA PRESSION ATMOSPHERIQUE  
EN FONCTION DE LA TEMPERATURE



t(°C)	CO <sub>3</sub> Ca	CO <sub>3</sub> Mg	t(°C)	CO <sub>3</sub> Ca	t(°C)	CO <sub>3</sub> Ca
	Calcite			Aragonite		Anorphe
25	1,433.10 <sup>-2</sup>	94 à 117,6.10 <sup>-2</sup>	25	1,528.10 <sup>-2</sup>	25	1,445.10 <sup>-2</sup>
50	1,504		50	1,616	50	1,515
100	1,779		100	1,902	100	1,8166
D'après LANDOLT et BORNSTEIN, Loc. Cit .						

Tab.1 - Solubilité des sels dans l'eau dépourvue de CO<sub>2</sub> .

(J.W.LLOYD, 1985).

Par exemple, dans le cas où la température est égale à 25°C, la pression totale  $P_{\text{totale}} = 1 \text{ bar}$  et le pH est neutre, les solubilités de la calcite et de la dolomite sont respectivement 100\* et 90\* mg/l (Siedell, 1958).

La dissolution des sels est régie par la loi d'action des masses qui prend la forme bien connue :

$$[B]^m \cdot [C]^n = K' \quad (2)$$

L'équation (2) est exacte uniquement si on utilise les activités des ions et non leurs concentrations (Deguin, 1982).

L'activité (A) d'un ion ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , etc ...) est reliée à sa concentration [A] par la formule suivante :

$$A = \gamma_i \cdot [A] \quad (3)$$

$\gamma_i$  est le coefficient d'activité de l'ion considéré.

Lorsque la force ionique  $I$  est inférieure à 0,5 mole/l, le coefficient d'activité peut être calculé par l'équation de Davies:

$$\log \gamma_i = -A \cdot Z_i^2 \cdot \left( \frac{\sqrt{I}}{1 + B \cdot a_i \cdot \sqrt{I}} \right) + b_i \cdot I \quad (4)$$

où  $Z_i$  = Valence de l'ion

$I$  = force ionique de la solution exprimée ainsi :

---

\*  $\text{CO}_2$  de pression partielle égale à  $10^{-3}$  bar.

$$I = \frac{1}{2} \sum_i m_i Z_i^2 \quad (5)$$

$m_i$  étant la concentration de l'ion  $i$  présent dans la solution exprimée en moles par litre.

$a_i, b_i, A, B$  = constantes données par le tableau 2.

Par suite, la valeur de la constante d'équilibre définie par les activités, notée  $K_e$ , est influencée par les variations de la température (voir §4.1) et la force ionique :

- Variation de la force ionique : entraîne une modification du coefficient d'activité, qui est lui-même fonction de celle-ci, et est relié à  $K_e$  par l'équation suivante :

$$K_e = \gamma_K^m \cdot [B]^m \cdot \gamma_J^n \cdot [C]^n \quad (6)$$

où  $\gamma_K$  et  $\gamma_J$  sont les coefficients d'activité des ions  $B$  et  $C$ . De même, la concentration des ions (particulièrement les ions carbonatés) est contrôlée par les concentrations des éléments mis en solution par l'attaque chimique.

### I.1.2 - L'attaque chimique.

L'attaque chimique des roches est généralement assez complexe et se fait par plusieurs processus :

- L'hydratation : C'est-à-dire la pénétration de l'eau dans le système réticulaire des cristaux, est l'un des phénomènes les plus communs de l'altération de beaucoup de minéraux dont elle représente la phase initiale (Schoeller, 1962).

- L'hydrolyse : Les éléments hydrolysables sont des sels de bases fortes. Dans ce cas, les ions  $H^+$  accélèrent l'hydrolyse.

Variation de A et B avec la température					
t (°C)	A	B	t (°C)	A	B
0	0,4917	0,3248	22	0,5083	0,3282
2	0,4931	0,3251	24	0,5100	0,3285
4	0,4945	0,3254	26	0,5117	0,3288
6	0,4959	0,3257	28	0,5134	0,3291
8	0,4973	0,3260	30	0,5152	0,3294
10	0,4988	0,3263	32	0,5170	0,3297
12	0,5003	0,3266	34	0,5188	0,3303
14	0,5019	0,3269	36	0,5207	0,3304
16	0,5034	0,3272	38	0,5226	0,3307
18	0,5050	0,3276	40	0,5245	0,3310
20	0,5067	0,3279			
Constantes pour l'équation de Davies a <sub>i</sub> , b <sub>i</sub>					
ion	a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>	ion	a <sub>i</sub>	b <sub>i</sub>
Ca <sup>2+</sup>	5,0	0,165	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	5,0	-0,04
Mg <sup>2+</sup>	5,5	0,2	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	5,4	0,0
Na <sup>+</sup>	4,0	0,075	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup>	5,4	0,0
K <sup>+</sup> , Cl <sup>-</sup>	3,5	0,015			

TAB.2 - Constantes de l'équation de DAVIES

tandis que les ions  $\text{OH}^-$  la feront ~~retrograder~~ (Schoeller, 1962).

- L'Oxydation et la réduction : Les phénomènes d'oxydation et de réduction qui se produisent respectivement dans la zone d'infiltration, sont susceptibles de jouer un grand rôle dans les eaux-souterraines.

Ainsi, la stabilité d'un élément, dans un état d'oxydation est fonction du changement d'énergie dû à l'addition ou à la soustraction d'électrons. Ce changement d'énergie peut être mesuré par le potentiel rédox,  $E_H$ , qui est donné par l'équation suivante:

$$E_H = E_0 + \frac{R.T}{n.F} \cdot \log \frac{(ox)}{(red)} \quad (7)$$

(ox) = activité du corps oxydé, par exemple ( $\text{H}^+$ )

(red) est la même concentration du corps réduit, par exemple ( $\text{H}_2$ )

$E_H$  = le potentiel mesuré en volts

$E_0$  = le potentiel d'électrode, lorsque (ox) = (red)

R = constante des gaz, soit 8,32 joules

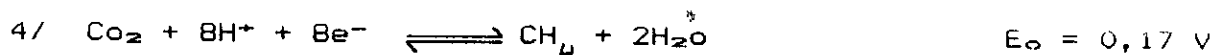
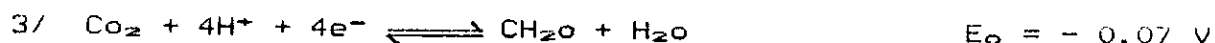
T = température absolue en  $^\circ\text{K}$

n = nombre d'électrons intéressés, c'est-à-dire la différence d'électrons entre le corps oxydé et le corps réduit.

F = le Faraday = 96,540 coulombs

Il est nécessaire aussi de tenir compte du PH, lors de l'étude des réactions rédox telles que :





La figure 2 donne la variation du potentiel rédox  $E_h$  en fonction du pH pour les différentes réactions ci-dessus.

D'une manière générale, les potentiels d'oxydoréduction sont tels que dans les eaux, il ne se produit ni dégagement d' $\text{O}_2$ , ni dégagement de  $\text{H}_2$ .

## I.2 - LES ESPECES CARBONATEES DISSOUTES.

Ce sont les éléments majeurs ou fondamentaux présents dans la phase liquide (LEGRAND, 1976). Ces éléments fondamentaux sont donc :  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{H}^+$ ,  $\text{OH}^-$  et peut être un cation ( $\text{Ca}^{2+}$  par exemple) qui provient de l'équilibre de dissociation de la calcite.

La presque totalité du gaz carbonique des eaux-souterraines provient de la respiration des organismes et micro-organismes vivants dans le sol ; de la décomposition de la matière organique et de l'attaque des carbonates par les acides organiques du sol (la mise en solution des carbonates par ces derniers peut être de 1 à 10 fois plus grande que par le  $\text{CO}_2^*$ ).

### I.2.1 - Attaque du calcaire :

Le carbonate de calcium est peu soluble dans l'eau, 14 à 15 mg/l environ à 25°C. Leur mise en solution en quantité notable ne peut être faite que par une attaque chimique par le gaz carbonique dissous dans l'eau, qui s'effectuera selon la chaîne des réactions de l'équilibre calco-carbonique suivant :

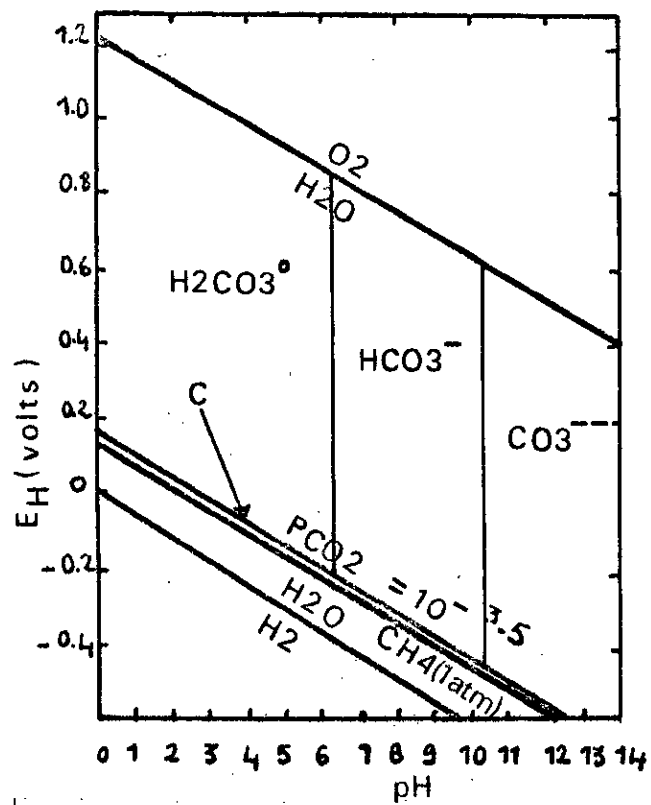
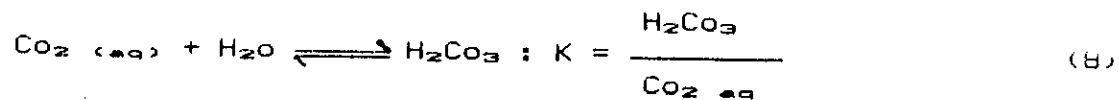


Fig. 2 : DIAGRAMME  $E_H$ -pH POUR LES ESPECES DU CARBONE (ARTHUR, 1957)

- L'équilibre d'hydratation du  $\text{CO}_2$  en acide carbonique, de formule  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$  :



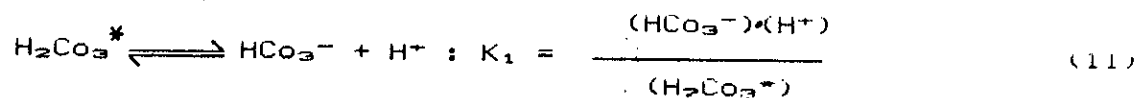
La concentration de  $\text{H}_2\text{CO}_3^*$  étant difficile à mesurer analytiquement, un paramètre composé est utilisé, le  $\text{CO}_2$  total dissous ou  $\text{CO}_2$  libre défini par l'équation :

$$[\text{H}_2\text{CO}_3^*] = [\text{CO}_2 (\text{aq})] + [\text{H}_2\text{CO}_3] \quad (9)$$

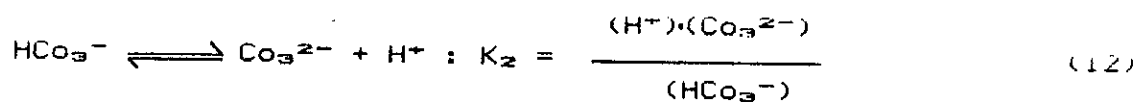
comme dans l'équation (1), il est plus convenable d'employer des paramètres mesurés telle que la pression partielle du gaz donnée par la constante de la loi de HENRY, soit :

$$K_H = \frac{[\text{H}_2\text{CO}_3^*]}{P_{\text{CO}_2}} \quad (10)$$

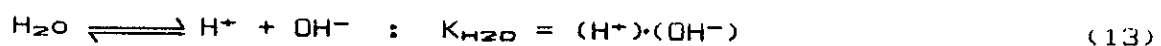
- L'équilibre de dissociation de l'acide carbonique :



- L'équilibre de dissociation du bicarbonate :



- L'équilibre de dissociation de l'eau :





Les valeurs de ces différentes constantes sont montrées sur le tableau 3.

Les concentrations des différentes espèces mises en solution par les équilibres ci-dessus, sont fonction du pH ; et peuvent être évaluées à partir de l'alcalinité.

L'alcalinité d'une eau correspond à la présence d'hydrogénocarbonates, de carbonates et d'hydroxydes (Rodier, 1984). C'est aussi la quantité d'acide fort nécessaire à amener une eau à un point final du système carbonaté (J.W. LILOYD, 1985). Elle est exprimée en meq/l d'acide utilisé.

- L'équilibre de dissociation de la calcite :

Les eaux souterraines contiennent différents éléments chimiques dissous, les plus fréquents étant les ions  $Ca^{2+}$  et  $Co_3^{2-}$  qui s'associent pour constituer un composé solide (précipitation), selon la réaction réversible suivante :



L'addition de la calcite au système  $Co_2 - H_2O$  ajoute une équation supplémentaire qui est l'équation de neutralité électrique :

$$2[Ca^{2+}] + [H^+] = [OH^-] + [HCo_3^-] + 2[Co_3^{2-}] \quad (15)$$

La simplification de l'équation (15) se fera selon les deux schémas de réaction suivants :

1<sup>er</sup> schéma : Il comporte deux étapes essentielles :

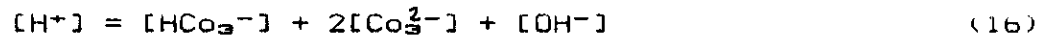
1<sup>re</sup> étape : Elle décrit, la réaction de l'eau avec le dioxyde de carbone de la zone du sol, en l'absence de la calcite.

Ce type de réaction, qui résulte dans une solution de  $Co_2$  pur.

$t$ (°C)	$pK_{H_2O}$	$pK_H$	$pK_1$	$pK_2$
0	14,93	1,112	6,579	10,628
5	14,73	1,193	6,518	10,556
10	14,53	1,269	6,466	10,490
15	14,35	1,339	6,421	10,431
20	14,17	1,404	6,383	10,378
25	14,00	1,464	6,352	10,331
30	13,83	1,520	6,327	10,289
40	-	1,619	6,296	10,221
50	13,26	1,702	6,287	10,172

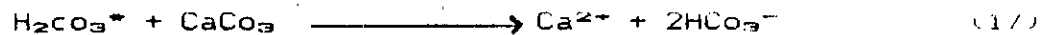
TAB.3 - Variation de  $pK_1$ ,  $pK_2$ ,  $pK_e$  et  $pK_H$  avec la température  
(J.W.LLOYD, 1985)

est appelé une dissolution d'un système ouvert, pour laquelle l'équation (15) s'écrira simplement :



Ainsi, la solution produite par ce processus est très acide (pH  $\approx$  4,7).

2<sup>ème</sup> étape : Une dissolution subséquente de la calcite sans contact avec le dioxyde de carbone gazeux, appelée encore dissolution d'un système fermé, qui s'effectuera selon la réaction suivante :



Celle-ci entraînera une augmentation de pH et de  $[CO_3^{2-}]$ , et lorsque la condition de saturation de la calcite (14) est satisfaite, la réaction cesse.

2<sup>ème</sup> schéma : Il englobe les trois phases d'équilibre :

La solution, le dioxyde de carbone et la calcite de la zone du sol.

Ce schéma est représenté par la réaction de dissolution d'un système ouvert, soit :



Au cours de cette réaction, la  $[HCO_3^-]$ , le pH et la  $[CO_3^{2-}]$  augmenteront, et cependant lorsque l'équation (14) est vérifiée, la réaction s'arrête.

### I.2.2 - Attaque des dolomies :

Le carbonate de magnésie se trouve sous forme de giobertite ou magnésite ( $MgCO_3$ ), nesquehonite ( $MgCO_3 \cdot 3H_2O$ ).

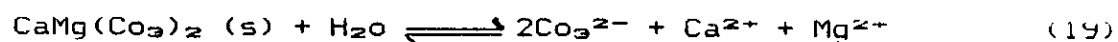
L'attaque de ces carbonates doit se faire comme celle de la calcite, sous l'influence du gaz carbonique dissous dans l'eau. Dans ce cas, il est intéressant d'examiner seulement le produit  $[Mg].[CO_3]$  donné dans le tableau 4 pour diverses températures.

La magnésie est plus difficilement soluble que le carbonate de chaux sous une tension de  $CO_2$  de  $3 \cdot 10^{-4}$  atm. (Schoeller, 1962).

D'après Roger C. Wells (1915), au bout de 61 Jours, l'eau dissoudrait 63 mg de  $MgCO_3$ , magnésie, sous une tension de  $3 \cdot 10^{-4}$  atm. (Schoeller, 1962).

De même, la solubilité du carbonate de magnésie est augmentée par la présence de NaCl (tableau 4).

La dissolution de la dolomite peut être exprimée par la réaction suivante :



Cette dernière est régie par la loi d'action de masse :

$$K_D = [Ca^{2+}] \cdot [Mg^{2+}] \cdot [CO_3^{2-}]^2 \quad (20)$$

La valeur de  $K_D$  est plutôt mal connue à cause des difficultés expérimentales (Langmuir, 1971) (J.W. LLOYD, 1985).

D'après Cossa (1869), il ne se dissoudrait que 320mg/l dans l'eau saturée de  $CO_2$  à  $18^\circ$  et 760 mm de Pression.

Ainsi, la dolomite se dissout plus lentement que la Calcite de pureté égale (IAEA, 1989).

TEMPERATURE (°C)	$K_{Mg}$	AUTEUR	SUPPOSITION
12	$2,6 \cdot 10^{-5}$	HODGMAN	
20	$1 \cdot 10^{-4}$	Roger C. WELLS (1915)	- Pas d'hydrolyse et dissociation complète
	$1,93 \cdot 10^{-4}$	JOHNSTON (1915)	- Hydrolyse et dissociation existent
25	$1 \cdot 10^{-5}$	KLINE (1929)	

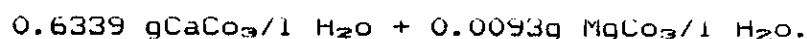
Tab. 4 - Variation de  $K_{Mg}$  avec la température.

à 25° dans l'eau sans CO <sub>2</sub>							
NaCl	c	28	59,5	106,3	147,4	231,1	272,9
MgCO <sub>3</sub>	0,176	0,418	0,527	0,585	0,544	0,460	0,393
à 25° en présence de CO <sub>2</sub>							
NaCl	7	56,5	119,7	163,9	224,8	206,6	
MgCO <sub>3</sub>	30,64	30,18	27,88	24,96	28,78	10,75	

Tableau - 4 - Solubilité de Mg CO<sub>3</sub>, en g/l, d'après CAMERON et SEIDEL.

Par exemple, Bähr (1924 et 1932) a examiné la solubilité de la dolomite en présence de Calcite sous une pression de 1 atm. et à 17°C.

Il trouva pour la solubilité de la dolomite en présence de Calcite :



Dans les calcaires dolomitiques, il y a encore lieu de tenir compte du rapport Mg/Ca.

Ce rapport Mg/Ca des eaux issues des dolomites est le même que celui de la roche (Gorup-Besanez, 1872).

Cependant, d'après d'autres auteurs (KEILHACK), il sera plus petit dans les eaux que dans la roche.

Par conséquent, l'équilibre Calco-carbonique permet la détermination du pH de saturation ( $\text{pH}_s$ ) ou pH d'équilibre d'une eau vis-à-vis du Calcium et du  $\text{CO}_2$ .

Il permet d'accéder d'une façon simple et pratique à des valeurs approchées, mais suffisamment précises pour l'usage qui en est fait, des paramètres tels  $\text{pH}_s$ ,  $\text{CO}_2$  libre, ...etc.

### I3 - CALCUL DES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES DE L'EQUILIBRE CALCO-CARBONIQUE :

#### I.3.1 - pH d'équilibre ou pH de saturation :

Le gaz carbonique dissous dans l'eau et qui régle l'équilibre du Carbonate de Calcium est appelé l'acide carbonique ou le gaz carbonique d'équilibre (Schoeller, 1962).

Si  $\text{CO}_2$  libre <  $\text{CO}_2$  équilibrant = définit en  $\text{CO}_2$  équilibrant: eau

incrustante.

Si  $Co_2$  libre  $>$   $Co_2$  équilibrant = présence de  $Co_2$  agressif ou indépendant: Eau aggressive.

Si  $Co_2$  libre =  $Co_2$  équilibrant = absence de  $Co_2$  agressif: eau en équilibre.

Le pH correspondant au  $Co_2$  d'équilibre est appelé pH d'équilibre, son expression par rapport à la Calcite est :

$$pH_{\text{éq}} = pK_2 - (pK_c + \log(HCO_3^-) + \log Ca^{2+}) \quad (20)$$

où  $K_2$  = la seconde constante de dissociation de  $H_2CO_3$  :

$K_c$  = produit de solubilité de la Calcite ;

$(HCO_3^-)$  = l'activité de  $HCO_3^-$  inchangée ;

$(Ca^{2+})$  = l'activité de  $Ca^{2+}$ .

### I.3.2 - Relation entre pH d'équilibre et pH réel :

La comparaison des expressions d'équilibre des expressions logarithmiques de l'indice de saturation de la Calcite (ISC) et de  $pH_{\text{éq}}$  montre que :

$$ISC = pH_{\text{réel}} - pH_{\text{éq}} = \Delta pH \quad (21)$$

Dans le cas de la dolomite :

$$ISD = 2(pH \text{ réel} - pH_{\text{éq}}) \quad (22)$$

avec : ISD = l'indice de saturation de la dolomite.

La figure 3 représente la variation du pH d'équilibre en fonction du pH réel mesuré.

Ainsi, les valeurs les plus alcalines correspondent aux eaux les

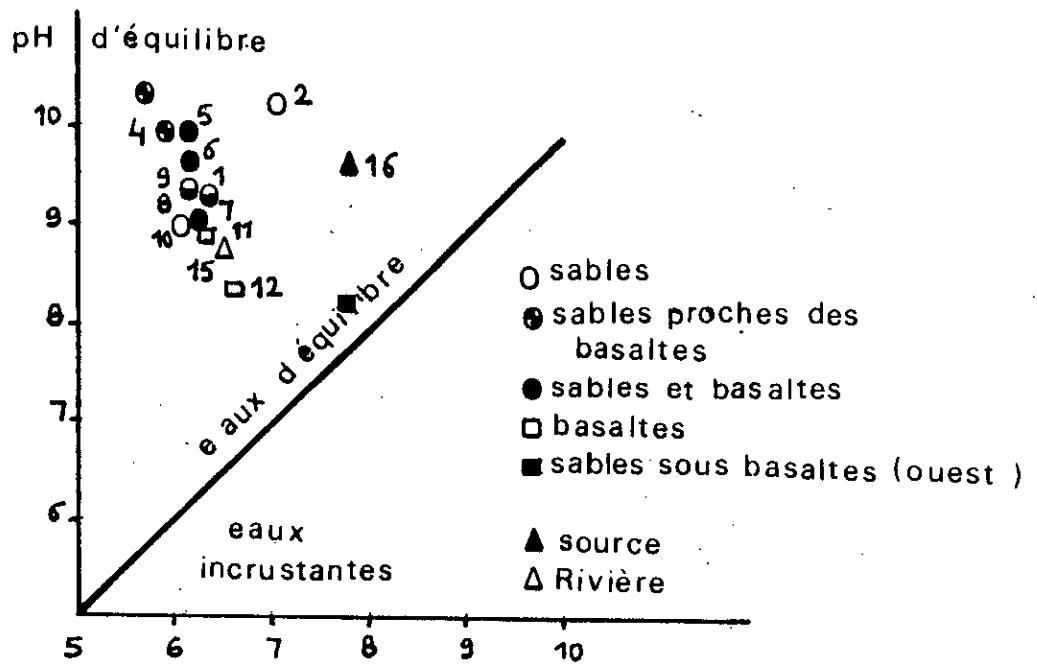


Fig. 3 : RELATION ENTRE pH DES EAUX ET  
LE pH D'EQUILIBRE ( LAEA, 1978 )



plus éloignées de l'équilibre, c'est-à-dire les plus agressives (ayant les pH réels les plus bas et les valeurs de  $\text{CO}_2$  libre les plus élevées).

### 13.3 - Indice de saturation :

L'indice de saturation est la forme la plus communément utilisée dans la chimie des eaux souterraines. Il exprime l'état d'équilibre ou de saturation d'une solution par rapport à un minéral donné.

Le pourcentage de saturation est l'une des méthodes de représentation du degré de saturation, il est donné par :

$$\text{pourcentage de saturation} = \frac{\text{PAI}}{K_s} \times 100 \% \quad (23)$$

Par la suite, l'indice de saturation  $I_s$  est défini par :

$$I_s = \log \frac{\text{PAI}}{K_s} = \log \frac{K_s \text{ mesurée}}{K_s \text{ théorique}} \quad (24)$$

où PAI = produit de l'activité ionique des produits appropriés.

$K_s \text{ théorique}$  = produit de solubilité du minéral est fonction de la température.

Si  $I_s = 0$  = eau en équilibre avec un minéral.

Si  $K_s > 0$  = eau sursaturée ou Calcifiante.

Si  $I_s < 0$  = eau sous-saturée ou agressive.

#### 3.3.1 - Indice de saturation par rapport à la Calcite :

L'indice de saturation de la Calcite est défini par :

$$ISC = \log\left(\frac{(Ca^{2+}) \cdot (CO_3^{2-})}{K_c \text{ théorique}}\right) \quad (25)$$

Avec  $K_c \text{ théorique}$  = produit de solubilité de la Calcite à la température considérée.

Son expression détaillée est :

$$ISC = \log[Ca^{2+}] + \log[alc'] - \log\{(H^+) \cdot \gamma_{CO_3^{2-}} + 2K_2 \cdot \gamma_{HCO_3^-}\} + A + B \quad (26)$$

$$\text{avec : } A = \log \gamma_{Ca^{2+}} + \log \gamma_{HCO_3^-} \quad (27)$$

$$B = \log K_2 - \log K_{\text{théorique}} \quad (28)$$

$$[Alc'] = \text{alcalinité carbonatée} = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] \quad (29)$$

Les valeurs de A et B varient avec la température et sont représentées dans les tableaux 5 et 6.

### I.3.3.2 - Indice de saturation par rapport à la dolomite :

L'indice de saturation de la dolomite s'exprime par :

$$ISD = \log[Ca^{2+}] + \log[Mg^{2+}] + 2[alc'] - 2\log\{(H^+) \cdot \gamma_{CO_3^{2-}} + 2K_2 \cdot \gamma_{HCO_3^-}\} + C + D \quad (30)$$

$$\text{avec : } C = \log \gamma_{Ca^{2+}} + \log \gamma_{Mg^{2+}} + 2\log \gamma_{HCO_3^-} + 2\log \gamma_{CO_3^{2-}} \quad (31)$$

$$D = 2\log K_2 - \log K_D \quad (32)$$

où  $K_D$  = produit de solubilité de la dolomite.

Les valeurs de C et D figurent dans les tableaux 7 et 8.

Dans les deux équations (25) et (29), lorsque le pH < 9, le terme (H<sup>+</sup>) se simplifie et on aura :

Tab.5 - Valeurs de A pour le calcul de l'indice de saturation de la calcite

force ionique (mol l <sup>-1</sup> )	0°C	10°C	20°C	30°C	40°C
0.1x10	-0.0044	-0.0045	-0.0046	-0.0046	-0.0047
0.2x10	-0.0062	-0.0063	-0.0064	-0.0065	-0.0067
0.5x10	-0.0099	-0.0100	-0.0102	-0.0103	-0.0105
0.1x10	-0.0139	-0.0141	-0.0143	-0.0146	-0.0148
0.2x10	-0.0196	-0.0199	-0.0202	-0.0206	-0.0209
0.5x10	-0.0309	-0.0314	-0.0318	-0.0324	-0.0330
0.1x10	-0.0435	-0.0441	-0.0448	-0.0456	-0.0454
0.2x10	-0.0611	-0.0620	-0.0629	-0.0640	-0.0651
0.5x10	-0.0953	-0.0966	-0.0981	-0.0998	-0.1015
0.1x10	-0.1326	-0.1345	-0.1366	-0.1389	-0.1414
0.2x10	-0.1836	-0.1862	-0.1891	-0.1922	-0.1956
0.5x10	-0.2786	-0.2825	-0.2868	-0.2915	-0.2966
0.1x10	-0.3767	-0.3819	-0.3877	-0.3940	-0.4008
0.2x10	-0.5015	-0.5083	-0.5159	-0.5242	-0.5332
0.5x10	-0.7092	-0.7187	-0.7292	-0.7406	-0.7531
0.1	-0.8945	-0.9062	-0.9191	-0.9333	-0.9488
0.2	-1.0927	-1.1067	-1.1222	-1.1393	-1.1579
0.5	-1.3408	-1.3578	-1.3766	-1.3994	-1.4201
1	-1.4772	-1.4961	-1.5172	-1.5405	-1.5659
2	-1.5126	-1.5332	-1.5562	-1.5816	-1.6094

Tab.6 - Valeurs de B pour les calculs des indices

Temp.(°C)	0	5	10	15	20
B	-2,2751	-2,2026	-2,1298	-2,0566	-1,9831
Temp.(°C)	25	30	35	40	
B	-1,9092	-1,8351	-1,7607	-1,6860	

Tab. 7 - Valeurs de C pour le calcul des indices de saturation de la dolomite

force ionique (mol l <sup>-1</sup> )	Temp. (°C)			
	0°C	10°C	20°C	30°C
0.1x10	-0.0088	-0.0090	-0.0091	-0.0093
0.2x10	-0.0125	-0.0127	-0.0129	-0.0131
0.5x10	-0.0197	-0.0200	-0.0203	-0.0207
0.1x10	-0.0278	-0.0282	-0.0287	-0.0292
0.2x10	-0.0393	-0.0398	-0.0405	-0.0411
0.5x10	-0.0618	-0.0627	-0.0637	-0.0648
0.1x10	-0.0870	-0.0882	-0.0896	-0.0911
0.2x10	-0.1221	-0.1329	-0.1258	-0.1279
0.5x10	-0.1903	-0.1931	-0.1961	-0.1993
0.1x10	-0.2650	-0.2688	-0.2729	-0.2775
0.2x10	-0.3666	-0.3718	-0.3775	-0.3838
0.5x10	-0.5557	-0.5635	-0.5721	-0.5815
0.1x10	-0.7507	-0.7611	-0.7726	-0.7852
0.2x10	-0.9981	-1.0117	-1.0268	-1.0432
0.5x10	-1.4084	-1.4271	-1.4479	-1.4707
0.1	-1.7720	-1.7951	-1.8208	-1.8490
0.2	-2.1579	-2.1854	-2.2162	-2.2500
0.5	-2.6313	-2.6647	-2.7019	-2.7430
1	-2.8758	-2.9130	-2.9545	-3.0004
2	-2.9003	-2.9407	-2.9859	-3.0359

Tab. 8 - Valeurs de D pour les calculs des indices

Temp. (°C)	Temp. (°C)			
	0	5	10	15
0	-4,8076	-4,5443	-4,2987	-4,0698
25	-3,6591	-3,4757	-3,3060	-3,1492

$$\log\{(H^+) \cdot \gamma_{CO_3^{2-}} + 2K_2 \cdot \gamma_{HCO_3^-}\} \approx -pH + \log \gamma_{CO_3^{2-}} \quad (32)$$

Les valeurs de  $\log \gamma_{CO_3^{2-}}$  sont données dans le tableau 9.

#### I.3.4 - La pression partielle du dioxyde de carbone équilibrante :

La résolution simultanée des quatre équations (10), (11), (12) et (28) permet d'obtenir l'expression de la pression partielle d'équilibre du dioxyde de carbone notée  $P_{CO_2}$  ou par son cologarithme  $pP_{CO_2}$  et est donnée par :

$$pP_{CO_2} = 2pH - \log[alc'] + \log\{(H^+) \cdot \gamma_{CO_3^{2-}} + 2K_2 \cdot \gamma_{HCO_3^-}\} - E + F \quad (33)$$

avec :

$$E = \log \gamma_{HCO_3^-} + \log \gamma_{CO_3^{2-}} \quad (34)$$

$$F = \log K_H + \log K_1 \quad (35)$$

Les valeurs de E et de F sont représentées dans le tableau 10.

Ainsi, la comparaison des équations (25) et (33) prouve que la pression partielle d'équilibre du dioxyde de carbone a un intérêt lié aux indices de saturation des carbonates.

Par exemple, plusieurs carbonates des eaux souterraines étaient formés en contact du sol riche en dioxyde de carbone gazeux et ont des pressions partielles d'équilibre au dessus de la valeur atmosphérique. En contact avec l'atmosphère de telles eaux perdent du dioxyde de carbone et deviennent sur-saturées en Calcite, aboutissant ensuite à une incrustation.

#### I.3.5 - La répartition de l'anhydride carbonique dans l'eau :

Tab.9 - Valeurs de $\log \gamma \text{Co}_3^{2-}$					
force ionique (mol l <sup>-1</sup> )	0°C	10°C	20°C	30°C	40°C
0.1x10	-0.0020	-0.0020	-0.0020	-0.0021	-0.0021
0.2x10	-0.0028	-0.0028	-0.0029	-0.0029	-0.0030
0.5x10	-0.0044	-0.0044	-0.0045	-0.0046	-0.0047
0.1x10	-0.0062	-0.0063	-0.0064	-0.0065	-0.0066
0.2x10	-0.0087	-0.0089	-0.0090	-0.0091	-0.0093
0.5x10	-0.0137	-0.0139	-0.0142	-0.0144	-0.0146
0.1x10	-0.0193	-0.0196	-0.0199	-0.0202	-0.0206
0.2x10	-0.0271	-0.0275	-0.0280	-0.0284	-0.0289
0.5x10	-0.0423	-0.0429	-0.0436	-0.0443	-0.0451
0.1x10	-0.0589	-0.0598	-0.0607	-0.0617	-0.0628
0.2x10	-0.0816	-0.0827	-0.0840	-0.0854	-0.0869
0.5x10	-0.1237	-0.1255	-0.1274	-0.1294	-0.1317
0.1x10	-0.1673	-0.1696	-0.1722	-0.1750	-0.1780
0.2x10	-0.2229	-0.2259	-0.2292	-0.2329	-0.2368
0.5x10	-0.3159	-0.3200	-0.3246	-0.3297	-0.3352
0.1	-0.4001	-0.4052	-0.4108	-0.4177	-0.4238
0.2	-0.4929	-0.4990	-0.4048	-0.5133	-0.5214
0.5	-0.6208	-0.6282	-0.6364	-0.6454	-0.6553
1	-0.7142	-0.7223	-0.7315	-0.7416	-0.7526
2	-0.7992	-0.8080	-0.8180	-0.8290	-0.8410

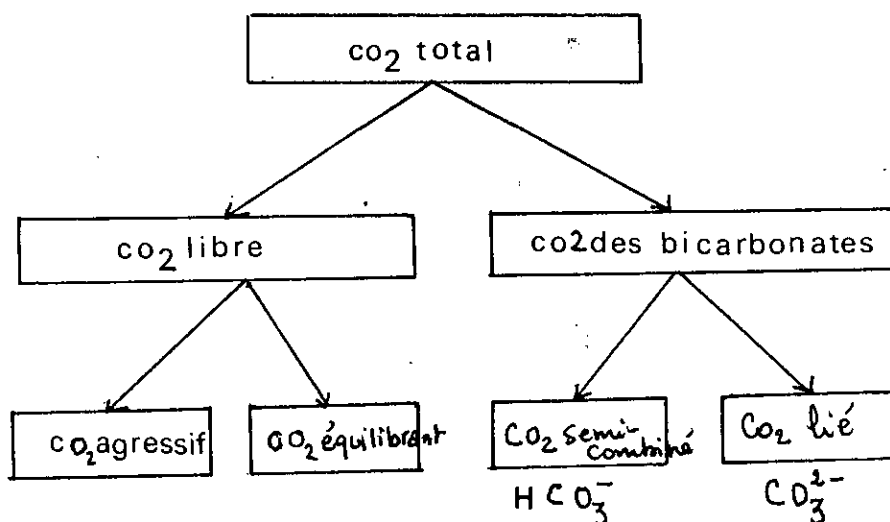
Valeurs de E					
force ionique (mol l <sup>-1</sup> )	0°C	10°C	20°C	30°C	40°C
0.1x10	-0.0025	-0.0025	-0.0025	-0.0026	-0.0026
0.2x10	-0.0035	-0.0035	-0.0036	-0.0036	-0.0037
0.5x10	-0.0055	-0.0056	-0.0056	-0.0057	-0.0058
0.1x10	-0.0077	-0.0078	-0.0080	-0.0081	-0.0082
0.2x10	-0.0109	-0.0111	-0.0112	-0.0114	-0.0116
0.5x10	-0.0172	-0.0174	-0.0177	-0.0180	-0.0183
0.1x10	-0.0242	-0.0245	-0.0249	-0.0253	-0.0258
0.2x10	-0.0339	-0.0344	-0.0350	-0.0355	-0.0362
0.5x10	-0.0529	-0.0537	-0.0545	-0.0544	-0.0564
0.1x10	-0.0737	-0.0747	-0.0759	-0.0771	-0.0785
0.2x10	-0.1019	-0.1034	-0.1050	-0.1067	-0.1086
0.5x10	-0.1547	-0.1568	-0.1592	-0.1618	-0.1646
0.1x10	-0.2092	-0.2120	-0.2152	-0.2187	-0.2225
0.2x10	-0.2786	-0.2823	-0.2865	-0.2911	-0.2960
0.5x10	-0.3949	-0.4001	-0.4058	-0.4121	-0.4189
0.1	-0.5001	-0.5065	-0.5136	-0.5213	-0.5298
0.2	-0.6162	-0.6238	-0.6323	-0.6416	-0.6518
0.5	-0.7760	-0.7852	-0.7954	-0.8067	-0.8191
1	-0.8927	-0.9029	-0.9144	-0.9270	-0.9408
2	-0.9989	-1.0100	-1.0225	-1.0362	-1.0512
Valeurs de F					
Temp.(°C)	0	5	10	15	20
F	-7,6916	-7,7121	-7,7350	-7,7602	-7,7875
Temp.(°C)	25	30	35	40	
F	-7,8168	-7,8481	-7,8811	-7,9160	

Tab.10 - Les Valeurs de E et de F pour le calcul de p<sub>c02</sub>  
(J.W. LLOYD, 1985)

Dans l'eau, le CO<sub>2</sub> total se décompose en CO<sub>2</sub> libre et en CO<sub>2</sub> combiné ou en bicarbonates.

Le CO<sub>2</sub> libre se décompose lui-même soit en CO<sub>2</sub> agressif (responsable de la corrosion) soit en CO<sub>2</sub> équilibrant (eau incrustante). (Des-Jardins, 1988).

Le CO<sub>2</sub> combiné peut l'être sous forme HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>.



donc :

$CO_2 \text{ agressif} = CO_2 \text{ libre} - CO_2 \text{ équilibrant}$	(36)
$CO_2 \text{ total} = CO_2 \text{ libre} + (HCO_3^-)$	(37)

#### I.4 - FACTEURS INFLUENCANT L'ETAT D'EQUILIBRE DANS LE MILIEU NATUREL:

L'expression (4) prouve que le coefficient d'activité  $\gamma$ , est fonction des constantes A et B ; elles-même-varient avec la température (Tab.2). Il est aussi fonction de la force ionique qui est reliée à la conductivité électrique (LIOYd.J.w, 1985).

Cette dernière croît lorsque la température augmente (CASTANY, 1967).



Le tableau 11 donne la variation des coefficients d'activité à diverses températures.

#### I.4.1 - Evolution des constantes d'équilibre avec la température :

L'évolution d'un système nécessite la connaissance de la variation des constantes d'équilibre en fonction de la température (J.Hissel, 1975).

Cette variation peut être envisagée par les différents cas suivants :

- Variations de la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'eau : Le pouvoir dissolvant de l'eau en  $\text{CO}_2$  varie avec la température (Fig.1). La solubilité du gaz carbonique dans l'eau diminue avec la température alors que la quantité transformée en acide carbonique croît (CASTANY, 1976). Ceci peut être confirmé par la relation suivante (FONTES, 1976):

$$\text{Log } K_1 = \frac{2022,5}{T} - 5,982 + 0,018686 T$$

Avec : T = la température absolue en °K

$K_1$  = première constante de dissociation de l'acide carbonique.

- Cas de la calcite : Pour des températures comprises entre 0°C et 80°C, la valeur de  $K_c$  établit théoriquement selon la formule suivante (Legrand, 1976):

$$pK_c = 444 \cdot 10^{-3t^3} - 61 \cdot 10^{-6t^2} + 14 \cdot 10^{-3t} + 8,022$$

avec t = température exprimée en degrés C.

Temp.( °C)	Force Ionique	$\gamma_1$	$\gamma_2$	$\gamma_3$
0	0	1,000	1,000	1,000
	1.10	0,965	0,867	0,725
	5.10	0,923	0,727	0,488
	1.10	0,893	0,637	0,362
	2.10	0,853	0,528	0,238
10	0	1,000	1,000	1,000
	1.10	0,964	0,865	0,722
	5.10	0,922	0,724	0,483
	1.10	0,892	0,633	0,357
	2.10	0,851	0,524	0,233
20	0	1,000	1,000	1,000
	1.10	0,964	0,863	0,718
	5.10	0,921	0,720	0,477
	1.10	0,890	0,628	0,351
	2.10	0,848	0,518	0,228
25	"	1,000	1,000	1,000
	"	0,964	0,862	0,716
	"	0,920	0,718	0,474
	"	0,889	0,625	0,348
	"	0,847	0,515	0,225
30	"	1,000	1,000	1,000
	"	0,963	0,861	0,714
	"	0,920	0,715	0,471
	"	0,888	0,623	0,344
	"	0,846	0,512	0,221
40	"	1,000	1,000	1,000
	"	0,962	0,858	0,714
	"	0,918	0,710	0,471
	"	0,886	0,616	0,344
	"	0,843	0,505	0,221
50	"	1,000	1,000	1,000
	"	0,962	0,855	0,703
	"	0,916	0,705	0,455
	"	0,884	0,610	0,328
	"	0,839	0,497	0,207
60	"	1,000	1,000	1,000
	"	0,961	0,852	0,697
	"	0,914	0,699	0,446
	"	0,881	0,602	0,319
	"	0,836	0,408	0,199

Tab. 11 - Valeurs des Coefficients d'activité à différentes températures (J.HISSEL, 1975)

Temp. (°C)	0	10	20	25	50	60	70	80	90
$10^9 \cdot K_{CaCO_3}$	8,71	6,76	5,37	4,79	2,95	2,45	2,09	1,78	1,51
	9,51	7,06	5,25	4,55	2,37	1,83	1,38	1,06	(*) (**)

Tab. 12 - Produit de solubilité de  $CaCO_3$  ) différentes températures .

(J. HISSEL, 1975)

Du soit expérimentalement, comme il est montré dans le tableau 12. Ainsi, la solubilité du carbonate de calcium décroît avec la température (deux fois plus soluble à 0° qu'à 30°C).

- Cas de la magnésie : D'après JOHNSTON (1915) :

$$\log K_{Mg} = (2,315/T) - 11,870$$

- Cas de la dolomite : Les travaux de Yanat'Éva montrent qu'à la pression de CO<sub>2</sub> de 1 atm. et à 0°C, la solubilité de la dolomite est plus élevée que celle de la calcite. À des températures croissantes, elle diminue moins vite que celle de la Calcite, de telle sorte qu'à 55°C elle est la même et qu'à 70°C elle est plus élevée (Schoeller, 1962).

#### I.4.2 - Variation de P<sub>CO<sub>2</sub></sub> de la phase gazeuse :

Les dissolutions et l'intensité des attaques chimiques des calcaires sont limitées par les pressions partielles ou les teneurs du CO<sub>2</sub> atmosphérique, du sol et du sous-sol. Ainsi, toute variation de celle-ci aboutit à des modifications :

- La teneur en CO<sub>2</sub> de l'air varie de 2,5 à 3,5 10<sup>-4</sup> atm. Cette faible teneur est suffisante pour multiplier par quatre le pouvoir dissolvant de l'eau qui, dans ces conditions, renferme à saturation 64 mg de CaCO<sub>3</sub> par litre (CASTANY, 1967).

- L'oxydation des sulfures et de la matière organique conduit à la production du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère du sol où sa tension est très grande. De ce fait, la quantité de CO<sub>2</sub> dissous l'est aussi (loi de Henry), et par conséquent la concentration en carbonates

augmentera.

Par exemple :

- Dans les sols agricoles la tension partielle du  $\text{CO}_2$  varie généralement de 0,005 à 0,06, ce qui donne précisément des teneurs en  $\text{HCO}_3^-$  de 2,5 à 7 milliéquivalents à  $15^\circ\text{C}$ .

- Dans les eaux souterraines la pression partielle du  $\text{CO}_2$  atteinte est de l'ordre de  $10^{-10}$  atm. à  $10^{-2.5}$  atm. Cette dernière prouvera que celles-ci ont une teneur très constante en  $\text{CO}_2$  libre comprise entre 20 et 50 mg, teneur bien supérieure à celle que permet la tension du  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère (Schoeller, 1962). De même, le  $\text{CO}_2$  combiné ne puisse ainsi varier qu'entre certaines limites, 100 à 200 mg. Ce qui fait que les eaux ne peuvent qu'être dissoudre plus de 150 à 300 mg de calcaire.

- À des pressions partielles de  $\text{CO}_2$  faibles et à  $25^\circ\text{C}$ , la solubilité de la dolomite est plus grande que celle de la calcite. Par exemple, pour une  $P_{\text{CO}_2}$  est égale à  $1.2 \cdot 10^{-4}$  atm., les solubilités de la dolomite et de la calcite sont respectivement 1.42 et 0.81 (Schoeller, 1962).

- Une diminution soit de la proportion du  $\text{CO}_2$ , soit de la pression du gaz, amènera une précipitation de  $\text{CaCO}_3$ . Si, au contraire, l'eau est déjà saturée en  $\text{CaSO}_4$ , une augmentation de la tension du  $\text{CO}_2$  permettant une nouvelle dissolution de  $\text{CaCO}_3$ , sera capable par augmentation du nombre des ions Ca, de précipitation du  $\text{CaSO}_4$  (Schoeller, 1962).

#### I.4.3 - Mélanges d'eaux de caractéristiques physico-chimiques différentes :

La chimie des mélanges dans un système carbonate est spécialement importante et intéressante. elle a été étudiée en

détail par WIGLEY et PLUMMER (1976).

Le mélange de deux eaux (2) différentes par leurs caractéristiques physico-chimiques (pH, TAC, conductivité, ...etc), dont chacune est en équilibre avec la calcite, ne produit pas généralement un mélange en équilibre avec celle-ci. plusieurs effets y sont responsables :

- Effet du  $CO_2$  : produit une diminution de l'ISC lorsque les eaux possèdent des valeurs différentes de  $pCO_2$ .

- Des différences de température de concentration ioniques causent aussi une sous-saturation minime.

- Lorsque, les eaux souterraines carbonatées se mélangent avec les eaux de mer, l'effet de la force ionique renforce les effets du  $CO_2$  afin de produire une sous-saturation malgré que l'eau de mer est très riche en calcite (Fig.4).

La composition chimique d'une eau souterraine est quelque chose de très vivant, et l'on aurait bien du tort de ne la considérer que du point de vue statique. En effet, dans une même nappe, l'eau peut subir les effets de plusieurs phénomènes tels : l'adsorption, l'échange d'ions.

#### I.4.4. Adsorption et échange d'ions :

Au cours de leur trajet souterrain, les eaux entrent en contact avec différentes substances qui ont la propriété d'échanger leurs ions contre ceux contenues dans l'eau. Les substances sont pourvues de pouvoir d'adsorption (Schoeller, 1962).

Les processus d'adsorption sont classés selon les types de phases qui constituent l'interface et aussi selon les types de forces

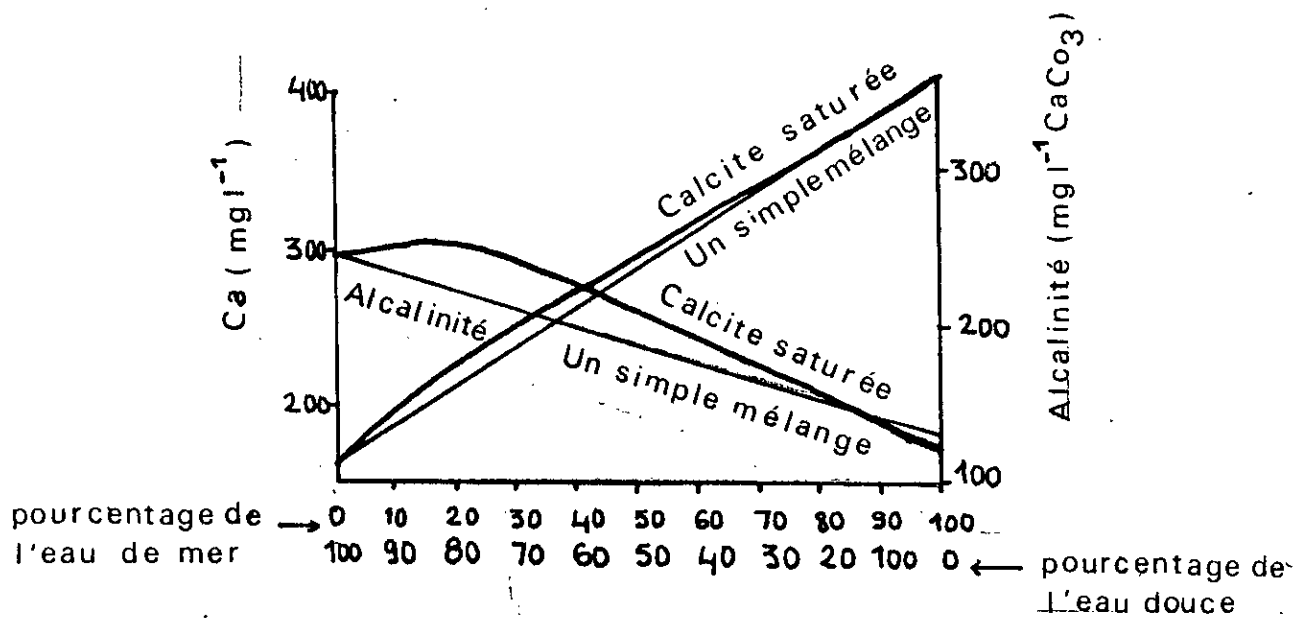


Fig. 4 : le mélange entre l'eau douce et l'eau de mer illustrant par conséquent une dissolution de la calcite

agissantes. Ils concernent essentiellement les systèmes suivants : système liquide /gaz ; système solide/liquide ; système solide/gaz.

C'est essentiellement dans le système solide/liquide que l'on rencontre le phénomène d'échange d'ions qui résulte du comportement d'adsorption des surfaces chargées. Il dépend de la charge électrique de l'ion, du rayon ionique et du degré d'hydratation (O'scik, 1982).

Par leur grande charge, les cations bivalents tels que  $\text{Ca}^{2+}$  sont adsorbés plus énergiquement que les monovalents tels  $\text{Na}^+$ .

Aussi, pour des ions de même charge, celui qui possède le plus petit rayon hydraté est le plus adsorbé, et donc  $\text{Ca}^{2+}$  est favorisé à  $\text{Mg}^{2+}$ . D'une manière générale, ceci est traduit par le pouvoir de fixation  $f$  :

$f_{\text{Ba}^{2+}} > f_{\text{Sr}^{2+}} > f_{\text{Ca}^{2+}} > f_{\text{Mg}^{2+}} > f_{\text{K}^+} > f_{\text{Na}^+} > f_{\text{Li}^+}$  (Schoeller, 1962).

Par conséquent, l'échange est susceptible de modifier complètement les rapports des cations dans les eaux, et en particulier, parmi les plus importants :

$\text{K}^+/\text{Na}^+$ ,  $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+/\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ .



**CHAPITRE II**

**FORMATION ET PRESENCE DU  
CARBONE-14 DANS LA NATURE**

## II.1 - NOTIONS DE BASE SUR LA RADIOACTIVITE.

### II.1.1 - Constituants et propriétés des noyaux :

#### II.1.1.1 - Le noyau :

Le noyau d'un atome est un assemblage extrêmement compact de deux éléments constituants fondamentaux : les protons et les neutrons que l'on désigne sous le nom général de nucléons.

##### - Le proton :

Le proton est un corpuscule de charge positive, qui est égale en valeur absolue à la charge de l'électron :

$$q_p = +e = 1,602 \times 10^{-19} \text{ C}$$

La masse vaut 1836 fois la masse de l'électron :

$$m_p = 1,67252 \times 10^{-27} \text{ Kg}$$

Il est représenté par le symbole p ou  ${}^1_1\text{H}$ .

##### - Le neutron :

Le neutron est un corpuscule de masse légèrement supérieure à celle du proton ; et vaut 1839 fois la masse de l'électron

$$m_n = 1,67482 \times 10^{-27} \text{ Kg}$$

Il ne possède pas de charge électrique ; et il est représenté par le symbole n ou  ${}^1_0\text{n}$ .

##### - Nombre de charge et nombre de masse :

Le nombre de proton contenu dans le noyau est égal au nombre périodique de l'atome neutre. Le nombre de protons est donc Z.

De même, un noyau est caractérisé par son nombre de masse noté A (qui est égal à la somme des protons et des neutrons).

Par convention, un noyau est représenté par le symbole  ${}^A_Z\text{X}$ .

#### II.1.1.2 - Les isotopes :

Les isotopes sont des atomes du même élément, qui diffèrent par le nombre de neutrons dans le noyau, c'est-à-dire,

ils ont le même nombre atomique mais des nombres de masse différents (Guidebook, 1983).

Ces atomes, possédant le même cortège électronique périphérique, ont tous les mêmes propriétés chimiques :  $^{12}_6\text{C}$   $^{13}_6\text{C}$   $^{14}_6\text{C}$ .

Ainsi on distingue :

- Les isotopes stables :

Les isotopes stables ont des noyaux de configurations stables et dans un système fermé, leur concentrations ne changent pas avec le temps (Bowen, 1986) :  $^{12}_6\text{C}$  et  $^{13}_6\text{C}$ .

- Les isotopes instables ou radioisotopes :

Le terme radioisotope est employé à ces isotopes d'un élément dans lequel le noyau est instable et se désintègre spontanément, aboutissant à l'émission d'un rayonnement et à la formation d'un autre isotope (Guidebook, 1983) :  $^{14}_6\text{C}$ .

II.1.2 - La décroissance radioactive :

La désintégration ou la décroissance radioactive du noyau d'un radioisotope est spontanée, aléatoire et inchangée par les influences extérieures (Guidebook, 1983). C'est aussi l'étude de l'évolution des noyaux instables dans le temps (Gardel, 1959). Le phénomène est régi par les lois statistiques qui sont conformes à la théorie des probabilités.

- Constante de décroissance :

La constante radioactive  $\lambda$  est la probabilité de désintégration d'un atome pendant l'unité de temps (Gueben, 1956).

Cette constante est donnée par la loi exponentielle.

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

où :  $N_0$  est le nombre d'atomes radioactifs présents à  $t=0$ .

$N$  est le nombre d'atomes restants au temps  $t$ .

Elle s'exprime en unités de temps identiques à celles prises pour  $t$ .

- La période :

La période désignée par la lettre  $T$ , est le temps nécessaire pour que la moitié des atomes initialement présents soit désintégré (Gardel, 1959).

$T$  satisfait à la relation :

$$T = \frac{\ln 2}{\lambda}$$

- La vie moyenne ou durée de vie :

Moyenne générale de la "vie" de tous les atomes présents dans une masse radioactive et est égale à  $1/\lambda$  (Gardel, 1959).

- L'activité absolue :

C'est le nombre de désintégrations par unité de temps

$$A = \frac{-dN}{dt} = \lambda \cdot N$$

On peut l'exprimer en :

- Becquerel (Bq)  $\longrightarrow$  1 désinté./mn (dpm) ou (dps)

- 1 Curie (ci)  $\longrightarrow$   $3.7 \times 10^{10}$  Bq

- L'activité spécifique :

L'activité spécifique d'une source radioactive quelconque

est l'activité par unité de masse ou de volume, mesurée en Curies ou en autres unités (nombre d'impulsions d'un compteur par minute, etc) (Haissinsky, 1957).

- Les types du rayonnement :

On entend par rayonnement l'émission et la propagation d'énergie (Gardel, 1959).

Il existe trois types principaux de rayonnement qui peuvent être émis pendant le processus de décroissance radioactive : il s'agit des rayonnements alpha ( $\alpha$ ), bêta ( $\beta$ ), gamma ( $\gamma$ ).

II.2 - GENERALITES SUR LE TRACAGE ISOTOPIQUE.

Le principe de la technique de traçage en hydrologie est simple : il s'agit du repérage et mesure des teneurs en composés chimiques, en molécules isotopiques stables et radioactives, présentées en un point du cycle hydrologique. Dans notre cas et dans ce qui suit, seul le traçage naturel sera envisagé par l'introduction de la notion du terme "Isotopes du milieu".

II.2.1 - Tracage naturel ou isotopes du milieu :

On appelle isotope du milieu (environnemental isotopes) les isotopes d'un élément chimique dont les teneurs relatives dans les composés naturels varient dans des proportions régies par les processus naturels.

Les isotopes du milieu les plus utilisées en hydrologie ou en particulier en hydrogéologie se répartissent en :

radioactifs

Tritium (T ou  $^3\text{H}$ )

stables

oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ )

deutérium ( $^2\text{H}$  ou D)

carbone 14 ( $^{14}\text{C}$ )

carbone 13 ( $^{13}\text{C}$ )

soufre 34 ( $^{34}\text{S}$ )

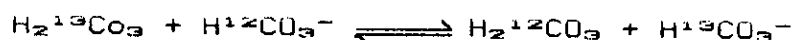
uranium ( $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ )

azote ( $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$ )

thorium ( $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ )

Ces isotopes individuels en présentant un autre aspect hydrochimique c'est-à-dire molécules isotopiques, obéissent aux mêmes lois d'action de masse régissant les réactions chimiques. On ajoutera, cependant une spécificité thermodynamique des isotopes. Ils peuvent s'échanger entre deux composés ou deux phases comportant le même élément sans qu'aucune réaction, autre qu'isotopique ne s'opère d'une phase à l'autre et d'un composé à l'autre, par exemple :

- échange entre deux composés :



- échange entre deux phases :



De même, les dispositifs de mesure ou de détection des isotopes sont différents de ceux des techniques chimiques ordinaires. Dans le cas des isotopes stables, la mesure s'effectue à l'aide d'un spectromètre de masse à double entrée ou à double collecteur, tandis que dans le cas des isotopes radioactifs, on enregistrera l'émission radioactive caractéristique (spectromètre alpha ou gamma) ou la radioactivité totale (comptage bêta).

### II.2.2.1 - La notation $\delta$ :

Nous pourrions distinguer les abondances absolues et relatives. L'abondance isotopique absolue est la quantité d'un certain isotope  ${}^A_ZX$  appartenant à la terre, au système solaire, au cosmos ou à un système quelconque (Pilot, 1974).

Pour des raisons instrumentales, celle-ci est difficile à déterminer par les techniques adaptées aux analyses courantes. Cependant, la grandeur employée est l'abondance isotopique relative ou la composition isotopique définie par :

$$\delta = \frac{R_{éch} - R_{std}}{R_{std}} \times 1000 = 1000 \times \left[ \frac{R_{éch}}{R_{std}} - 1 \right]$$

avec  $R_{éch}$  = rapport isotopique relatif à l'échantillon. Par exemple, le rapport isotopique du carbone  ${}^{13}C$  ou  $R^{13}C$  a été évalué par (Craig, 1953).  $R^{13}C = {}^{13}C/{}^{12}C = 11237,2 \times 10^{-6}$ .

$R_{std}$  = rapport isotopique relatif au standard.

Ainsi, un  $\delta$  % de +10 ou de -10 signifie que l'isotope lourd de l'échantillon en question, c'est-à-dire  ${}^{13}C$ , est de 10% supérieur ou inférieur à la teneur du standard avec une précision de 0,1 %. Les variations de la composition isotopique sont aussi caractérisées par le facteur de fractionnement isotopique entre deux composants A et B, dont son expression la plus simple est :

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B}$$

En notation  $\delta$ , ceci peut être écrit de la manière suivante :

$$\alpha_{A-B} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B}$$

Le fractionnement peut se produire par suite des effets cinétiques ou à l'équilibre (LLOYD, 1985). Par exemple, l'appauvrissement des plantes en  $^{13}\text{C}$  pendant l'assimilation du  $\text{CO}_2$  est un effet cinétique. D'autre part, dans le système du  $\text{CO}_2$  atmosphérique, bicarbonates et carbonates solides de l'océan, le fractionnement est un processus d'équilibre ; par exemple dans la réaction :



Le transfert dans cette réaction est contrôlé par la constante d'équilibre K donnée par la loi d'action de masse :

$$K = \frac{(^{12}\text{CO}_3^{2-}) \cdot (^{12}\text{CO}_2)}{(^{13}\text{CO}_3^{2-}) \cdot (^{13}\text{CO}_2)} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{CO}_3^{2-}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{CO}_2}}$$

Par conséquent, lorsqu'un atome est échangé, le facteur de fractionnement à l'équilibre sera assimilé à la constante d'équilibre K de la réaction d'échange considérée, soit :

$$\alpha_{A-B} = K$$

La plupart des facteurs de fractionnement à l'équilibre sont proches de l'unité. Par commodité, le facteur d'enrichissement est utilisé, où :

$$\epsilon_{A-B} = (\alpha_{A-B} - 1) \times 1000$$



L'approximation suivante est valable pour les petits  $\epsilon$ .

$$\epsilon = 1000 \times \text{Ln} \alpha$$

Le plus souvent, les facteurs de fractionnement à l'équilibre dépendent de la température. En effet, des considérations théoriques démontrent que  $\text{Ln} \alpha$  varie respectivement en  $1/T^2$  et en  $1/T$  à hautes et à basses températures limites (Bowen, 1986).

#### II.2.2.2 - Isotopes du carbone :

Le carbone possède deux isotopes stables, ayant les nombres de masse 12 et 13 ; Le dernier est beaucoup moins abondant que le premier (PASCAL, 1968). Parmi ces isotopes radioactifs, l'isotope  $^{14}\text{C}$  ou le radiocarbone est le seul à exister dans la nature, par suite de sa longue période et de sa formation continue dans l'atmosphère. Leurs abondances sont données dans le tableau 13.

ISOTOPE	abondance terrestre moyenne (%)
$^{12}\text{C}$	98,89
$^{13}\text{C}$	1,11
$^{14}\text{C}$	$10^{-10}$ ( $T_{1/2} = 5730 \text{ ans}$ )

#### II.2.2.2.1 - Standards :

Le standard original utilisé par Harold C. Urey et son groupe pour les mesures de  $^{13}\text{C}$  était le dioxyde de carbone tiré du standard de Chicago, qui est une bélemnite (*Bélemnitella americana*) de la Pee Dee formation du crétacé de la Caroline du sud dont le  $\delta^{13}\text{C}$  est de -19 ‰. Ceci a été longtemps inutilisable, ainsi l'agence internationale de l'énergie atomique (I.A.E.A) distribue actuellement le NBS-19 où  $\delta^{13}\text{C}_{\text{NBS-19/PPDB}}$  soit égal à +1,95 ‰.

Par contre, les activités en  $^{14}\text{C}$  sont données en termes de pour cent du carbone "moderne", tel que :

$$A = \frac{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{ech}}}{(^{14}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{moderne}}} \times 100\text{pcm.}$$

L'activité du carbone "moderne" est alors supposée égale à 95 % de l'activité spécifique du carbone de 1950 de l'acide oxalique, distribué par le bureau national of standards (N.B.S) a Washington, D.C, U.S.A, dont la valeur était aussi établie par référence à celle du "bois" d'avant 1890.

## II.3 - LE RADIOCARBONE .

### II.3.1- Production du C-14 et conditions d'emploi en marqueur radiochronologique :

Dans la haute atmosphère, la composante neutronique du rayonnement cosmique induit la réaction  $^{14}\text{N}(n,p)^{14}\text{C}$  (Pilot, 1974).

La majorité du carbone est ainsi formée dans l'atmosphère entre 15 et 20 Km d'altitude. En intégrant toutes les variations connues D.Lal et H.E.Suess (en 1968) estimèrent un taux moyen de 2,5 atomes/S.cm<sup>2</sup> (ce qui correspond à la création d'environ 85 g de  $^{14}\text{C}$  par jour pour la terre entière)(Chisselet, 1970 et Fisher, 1980).

Le carbone 14 qui est produit s'oxyde et se mélange au CO<sub>2</sub> atmosphérique et entre les grands réservoirs tels que : Biosphère et Humus, eaux continentales et eaux superficielles des océans. Quand un tel système ne peut plus échanger son carbone, il constitue à partir de ce moment un système clos, et l'isotope 14 va se désintégrer en donnant un atome d'azote avec émission d'un rayonnement  $\beta^-$  d'énergie assez faible de 158 Kev :



et devenant l'outil de datation. Cette dernière est basée sur le principe de décroissance radioactive exprime par l'équation :

$$A_t = A_0 \cdot \exp(-\lambda \cdot t)$$

où :  $A_t$  = activité telle que mesurée au laboratoire ;

$A_0$  = activité initiale durant la vie ;

$t$  = âge de l'échantillon, c'est-à-dire temps qui s'est écoulé depuis le moment où le système s'est fermé aux échanges avec le carbone de l'atmosphère ;

$\lambda$  = Constante de décroissance qui est une fonction de la période.

L'équation de décroissance s'écrit aussi :

$$T = T/\ln 2 \cdot \ln A_0/A_t$$

avec  $T$  = période ou demi vie.

De cette façon, par substitution de la valeur numérique de la période de  $^{14}\text{C}$  préconisée depuis longtemps par Lybie (5568  $\pm$  30 ans). Cette expression devient :

$$t = 8033 \cdot \ln A_0/A_t$$

Les âges ainsi évalués sont dits âges "conventionnels" qui se réfèrent à l'année B.P. (before présent). Par convention, l'année 1950 est prise comme l'année zéro pour la datation au radiocarbone.

Au fait, la multiplication de ceux-ci par une constante de 1,030 permet la conversion aux âges "actuels" qui sont basés sur

la période de  $5730 \pm 40$  ans admise d'après la 5<sup>e</sup> "Radiocarbone data conférence" de Cambridge en 1962 (LEVEQUE, 1969).

Le diagramme de la figure 5 montre clairement la décroissance de C-14.

Les âges obtenus par cette méthode reposent sur la comparaison de l'activité du carbone inorganique total dissous (CITD) d'un échantillon ( $H_2CO_3^*$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CO_3^{2-}$  et les divers carbonates complexes) à l'activité initiale de ce même CITD.

Ceci suppose que l'activité initiale  $A_0$  est connue. Ce qui permet d'admettre certaines hypothèses :

- Un équilibre entre la production cosmique et la décroissance radioactive du C-14 ;

- Une bonne homogénéisation du réservoir troposphérique (Fig. 6) ;

- Un bon fonctionnement du cycle général du carbone en état stationnaire ;

- La connaissance des fractionnements isotopiques qui accompagnent les réactions du cycle du carbone.

En réalité, la première hypothèse n'est pas totalement vérifiée puisque le taux de production n'est pas resté constant au cours des âges (Suess, 1973). En particulier il a été constaté (M.Stuiver, 1968), Une diminution de 14 % du C-14 de -6000 à -2500 ans (Fig. 7 ). Ceci peut être attribué à une variation du taux de production du carbone -14 qui serait dû par exemple, à une variation de l'intensité du champ magnétique (F.MANGANO, 1969).

De plus il existe deux autres phénomènes importants pouvant faire varier les teneurs en C-14 dans l'atmosphère :

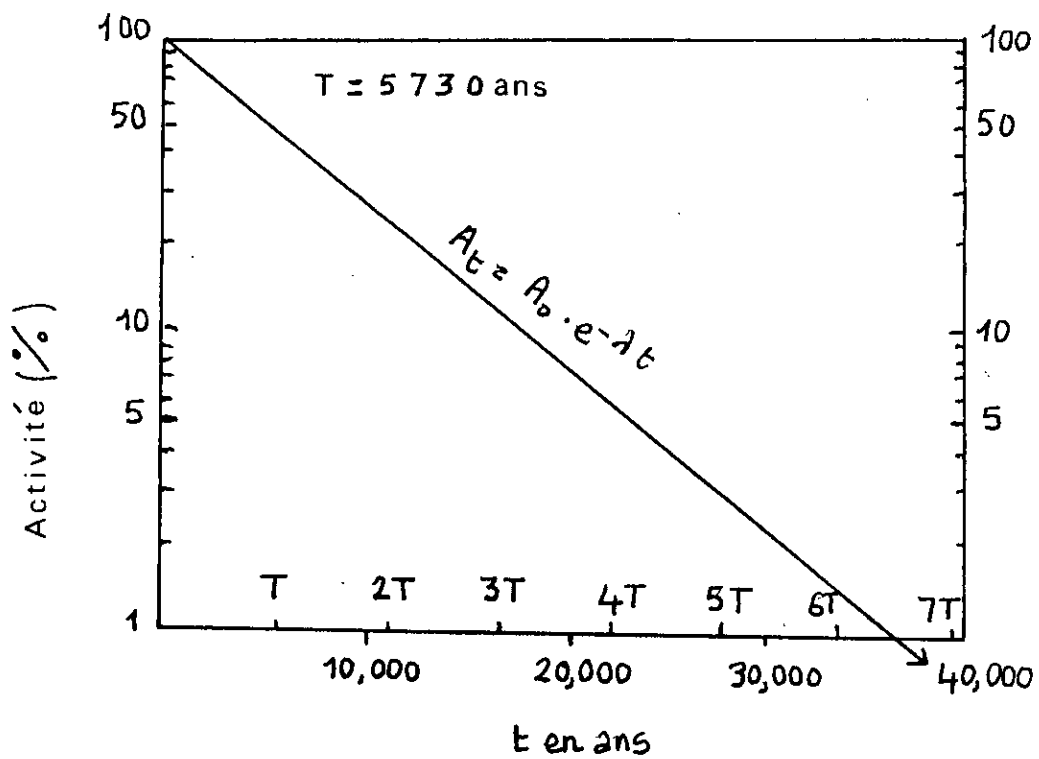


Fig. 5 - Diagramme de décroissance du radiocarbone (Moula A.S, 1987)

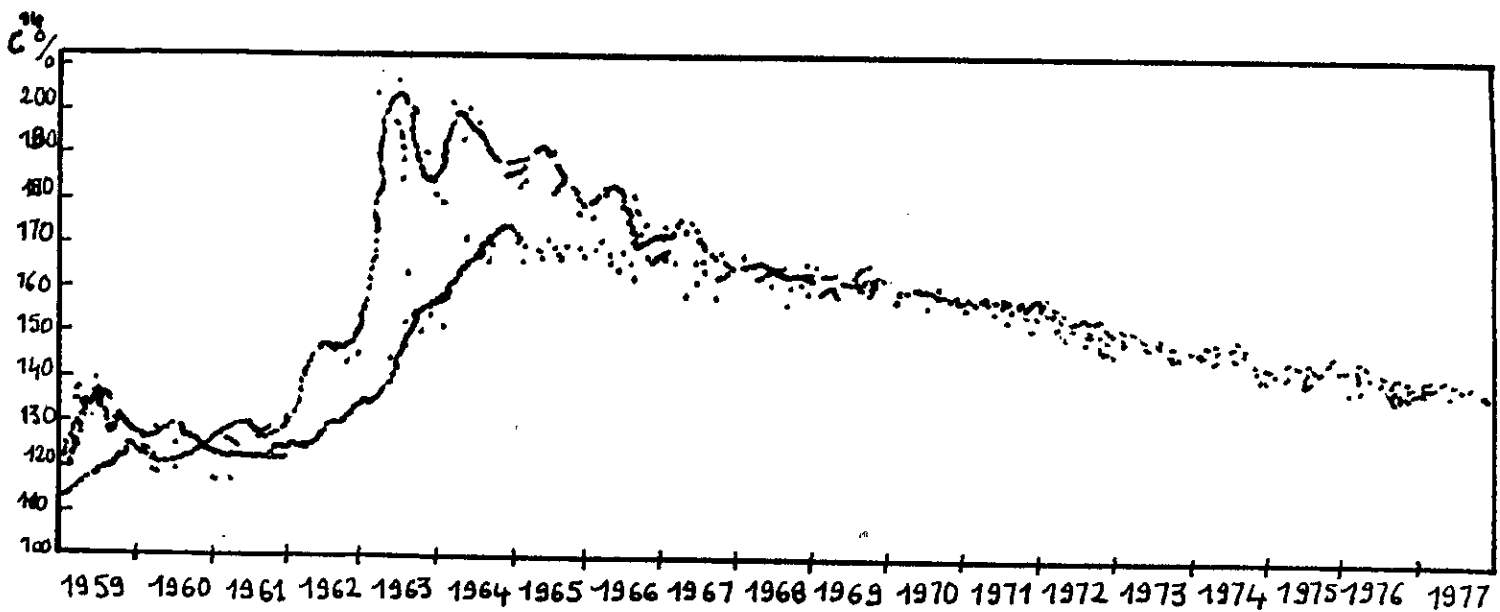


Fig. 6: EVOLUTION DE L'ACTIVITE EN RADIOCARBONE DU  $CO_2$  DE L'ATMOSPHERE DEPUIS 1959, (Levin 1979, in AKITI, 1980)

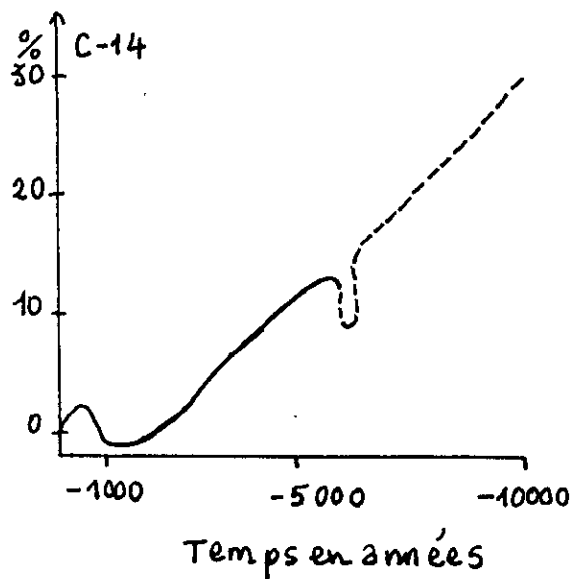


Fig.7\_Variation de la teneur en C 14 depuis 1000 ans  
(Mangano, 1969)

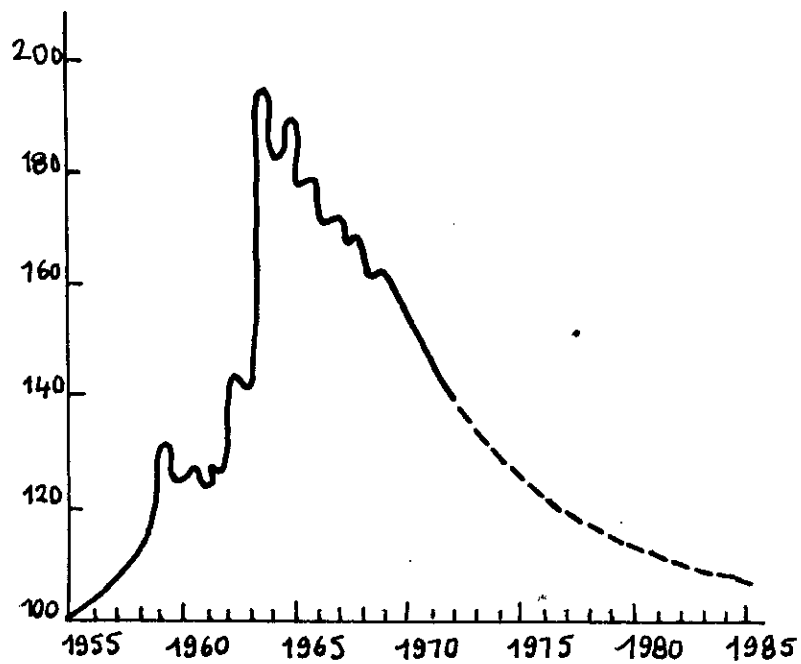


Fig. 8. : EXCES DE RADIOCARBONE APPOORTE  
PAR LES ESSAIS NUCLEAIRES (NUDAL et AL., 1971,  
in Fowles, 1976)

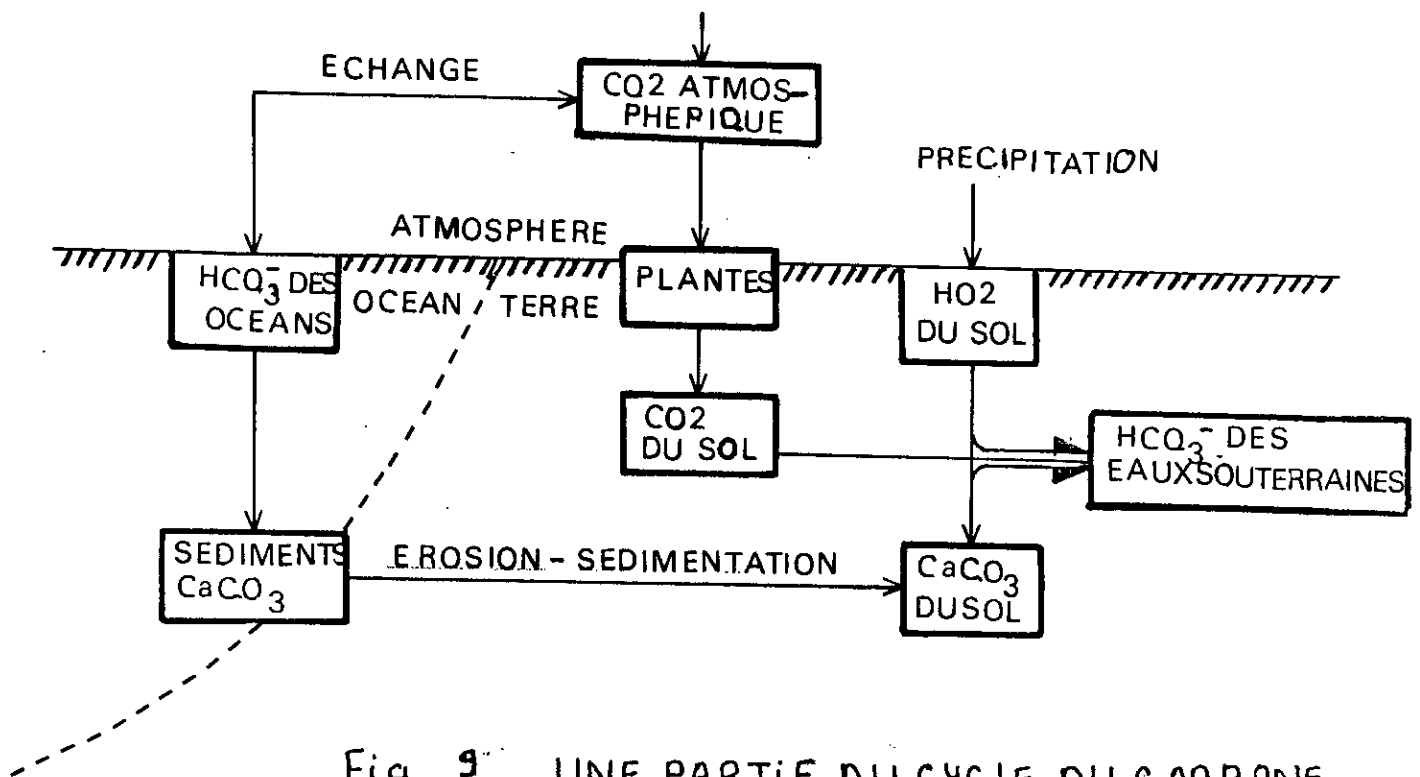


Fig. 9 - UNE PARTIE DU CYCLE DU CARBONE, À propos de l'origine de <sup>14</sup>C dans les eaux - Souterraines (EVANS, 1983)

- Effet industriel : Il est appelé aussi "effet Suess".

Depuis un siècle environ, par l'apparition de l'avènement de l'ère industrielle des quantités excessives de combustibles fossiles inactifs (charbons et pétroles) diluées au radiocarbone atmosphérique entraînaient une diminution de 10 % du réservoir atmosphérique en C-14. Une autre valeur de 2 % est actuellement observée comme le résultat des échanges avec les réservoirs biosphère et océans (LLOYD A. Curie, 1982).

- Effet bombe : La libération des neutrons dans l'atmosphère n'est pas seulement dû au rayonnement cosmique, mais aussi aux essais nucléaires (explosion des bombes atomiques, dégagement du carbone par les réacteurs nucléaires, ...etc) qui engendrent la production du C-14 artificiel. Ainsi, les augmentations des teneurs en C-14 étaient spécialement significatives dans l'hémisphère nord où elles avaient atteint un maximum de 200 pcm en l'année 1963 (Fig. 8).

La différence des maximums envisagés entre les deux hémisphères était de 32 %, mais, à partir de 1965, l'activité atmosphérique n'a cessé de diminuer, (130 % en 1979, Nydal, 1980 et Saliège, 1979).

Par conséquent, les datations fondées sur la décroissance en C-14 devront tenir compte de ces variations multiples de la teneur initiale en C-14 au cours des temps, et aussi du chimisme du carbone dissous.

### II.3.2- La distribution des isotopes du carbone dans le cycle de l'eau :

Le problème principal de la datation des eaux



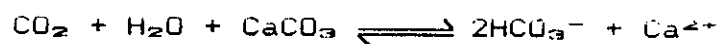
souterraines consiste en l'estimation de la variation de l'activité en  $^{14}\text{C}$  du carbone inorganique total dissous (CITD) introduit par les divers processus qui affectent la chimie des carbonates des ces eaux.

Pour ceci, la connaissance du cycle (Fig. 9) et les teneurs en  $^{13}\text{C}$  sont nécessaires pour identifier les différentes sources des espèces carbonatées dissoutes dans les eaux souterraines.

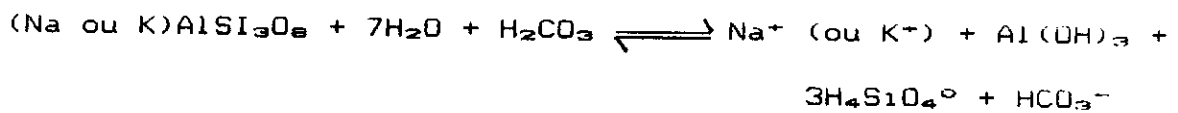
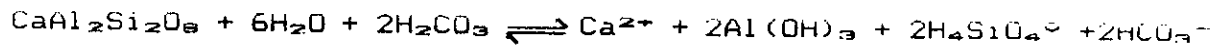
L'atmosphère renferme du dioxyde de carbone à une pression partielle d'environ  $10^{-3,5}$  atm et un  $\delta^{13}\text{C} = -7 \%$ . (Pearson et HANSHAW, 1970). Les eaux de pluies tombant dans l'atmosphère peuvent dissoudre une certaine quantité de celui-ci sous forme de  $\text{H}_2\text{CO}_3$  dans la concentration ne peut excéder plus que  $2 \times 10^{-9}$  molal. Celle-ci est insignifiante en comparaison avec la teneur des carbonates de la plupart des eaux naturelles.

D'habitude la pression partielle du  $\text{CO}_2$  dans le sol atteint ou dépasse une valeur de  $10^{-2}$  atm. (Guidbook, 1983). Une telle pression provient de la respiration des racines et de la décomposition de la matière organique. Ce  $\text{CO}_2$  biogénique donne alors le CITD selon les divers mécanismes dépendant des conditions géologiques :

(1) Les réactions des acides organiques avec le carbonate solide du sol (ex. la calcite) :



(2) L'altération des silicates (ex. hydrolyse des reldspaths).

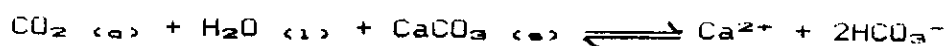


et en particulier, sa composition isotopique dépend des processus photosynthétiques subis par les plantes dans la fixation du carbone (EVANS, 1983).

Les plantes terrestres peuvent être ainsi divisées en trois groupes (LLOYD, 1985) :

- La majorité des plantes tempérées utilisent le cycle Calvin ( $\text{C}_3$ ) dont la composition isotopique moyenne est de -26% . .
- Certaines plantes tropicales, notamment le maïs et la Canne à sucre utilisent le cycle Hatch-Slack ( $\text{C}_4$ ) dont la composition isotopique moyenne est de -13 % . .
- Quelques plantes du groupe C.A.M (Crassulacean acide métabolism) utilisent les deux cycles avec une composition isotopique moyenne variant entre -26 % et -13 % . . Par suite, les carbonates dissous à partir de l'air du sol possèdent les mêmes valeurs isotopiques que les plantes ( $\delta^{13}\text{C} \approx -25 \pm 3\%$  ;  $^{14}\text{C} \approx 100\%$  du moderne).

La source la plus considérable des carbonates supplémentaires dans les parties très profondes d'un système d'aquifère est la solution des minéraux carbonatés selon l'équation :



Si la réaction était totale dans le sens de la formation de bicarbonate, le carbone contenu dans ce dernier aurait une

activité spécifique égale à 50 % et un  $\delta_{13C} \simeq -12 \%$ , puisqu'il est le résultat d'un mélange équi-atomique de deux sources du carbone : Le  $CO_2$  biogénique ( $\delta^{13C} \simeq -25 \%$ ,  $^{14}C \simeq 100 \%$ ) et le carbonate solide d'origine marine où il n'y subsiste plus de carbone - 14 ( $\delta^{13C} \simeq 0 \pm 2 \%$ ,  $^{14}C \simeq 0 \%$ ).

Dans la réalité, plusieurs mécanismes interviennent pour modifier ce trop simple schéma réactionnel :

- L'oxydation des matériaux organiques présents ;
- La réduction des sulfates par les matériaux inorganiques présents ;
- Le mélange avec le  $CO_2$  d'origine magmatique ;
- Le carbone en phase liquide susceptible d'échanges isotopiques soit avec un excès de  $CO_2$  soit avec les carbonates solides de l'aquifère (Thilo et Munnich, 1970).

### II.3.3. Les échanges isotopiques-rapport $^{13}C/^{12}C$ :

Le CITD comprend les espèces aqueuses ( $CO_2$  aqueux et  $H_2CO_3^*$ ) et ioniques ( $HCO_3^-$  et  $CO_3^{2-}$ ). Toutes ces formes du carbone peuvent subir un échange isotopique avec le  $CO_2$  gazeux lorsqu'il est présent, c'est à dire dans la zone non-saturée (IAEA, 1983).

De tels échanges affectent les teneurs en  $^{13}C$  et en  $^{14}C$  des bicarbonates, qui sont reliées par l'équation théorique établie par (CRAIG, 1954) et précisées expérimentalement par (Saliege, 1979 et Saliege et Fontes, 1984).

$$\delta^{14}C = 2,3\delta^{13}C \%. \text{ VSPDB}$$

ou en utilisant le facteur de fractionnement :

$$\alpha^{14C} = (\alpha^{13C})^2$$

De même, il est généralement supposé à partir des considérations théoriques que (Guidebook, 1983) :

$$E^{14C} (\%) \simeq 0,2 E^{13C} (\%)$$

Les valeurs numériques des facteurs d'enrichissement de  $^{14}C$ ,  $E_{1-2} \simeq \delta_1 - \delta_2$ , ainsi que leurs dépendances de la température sont données d'après (Mook, 1980) par :

$$E_{H_2CO_3^* - CO_2 (g)} = - 0,373 \times 10^3 / T + 0,19 \% = E_{ag}$$

$$E_{HCO_3^- - CO_2 (g)} = + 9,654 \times 10^3 / T - 24,40 \% = E_{ag}$$

$$E_{HCO_3^- - H_2CO_3^*} = + 10,063 \times 10^3 / T - 24,70 \%$$

$$E_{CaCO_3 - HCO_3^-} = - 4,232 \times 10^3 / T + 15,10 \% = E_m$$

$$E_{CaCO_3 - H_2CO_3^*} = + 5,383 \times 10^3 / T - 9,16 \%$$

avec  $T$  = température en Kelvin. Les relations sont valables pour les températures hydrogéologiques au dessous de  $50^\circ C$ .

Ainsi, les deux dernières formules prouvent qu'un autre échange isotopique avec la matrice carbonatée a lieu dans l'aquifère. Le processus est extrêmement lent et conduit à la diminution de la teneur en  $^{14}C$  et au "vieillissement" donc de l'eau (MANGANO, 1969).

### **CHAPITRE III**

#### **ECHANTILLONNAGE , TECHNIQUES DE MESURE ET MODELISATION DE L'ACTIVITE INITIALE**

### III. 1 - ECHANTILLONNAGE ET MESURES SUR LE TERRAIN.

Sur le terrain, il est indispensable d'effectuer les mesures de certains paramètres physico-chimiques et de prélever un échantillon d'eau qui sera destiné aux analyses chimiques et isotopiques au laboratoire.

#### III.1.1 - Les paramètres physico-chimiques :

Pour une meilleure compréhension de la géochimie, il est nécessaire de mesurer les paramètres suivants :

- La température : La mesure de ce paramètre est très importante car elle est en relation étroite avec la chimie des eaux. Elle est exprimée en degrés Celsius ( $^{\circ}\text{C}$ ) et souvent mesurée à l'aide d'un thermomètre à mercure standard (Lloyd, 1985).

- Le pH : Lorsque l'eau souterraine est prélevée, son pH risque de varier et elle ne sera soigneusement échantillonnée que si elle est stabilisée.

Le pH est donc mesuré avec un ph-mètre. Sa variation est influencée par la température. Autour de  $25^{\circ}\text{C}$ , il diminue de  $0,01$  par degré d'élévation de la température (Castany, 1962).

- La conductivité : La conductivité électrique ou son inverse la résistivité, est un moyen important d'investigation en hydrogéologie. Elle est exprimée en Ohm par cm ou Siemens par cm et est mesurée à l'aide d'un conductivimètre dont la précision est de l'ordre de  $\pm 2\%$ .

La conductivité augmente avec la température, la concentration et la nature des sels dissous.

- Le potentiel rédox : Le potentiel rédox est une mesure qualitative mais pouvant être utile pour la compréhension de la nature des espèces métalliques en solution et aussi des effets corrosifs des eaux souterraines prélevées sur le matériau composant le puits. Il est exprimé en électron volts (e.v.) et est mesuré à l'aide de piles électrochimiques.

### III.1.2 - Paramètres isotopiques :

Une fois que l'eau a atteint les profondeurs où le dioxyde de carbone n'est plus produit, la dissolution cesse, et l'eau reste inchangée jusqu'à ce qu'elle émerge par une source ou soit pompée. Après stabilité, elle est prélevée.

Trois prélèvements pour les analyses isotopiques sont nécessaires. Il s'agit en effet de  $\delta^{13}\text{CT}$ ,  $\delta^{13}\text{CB}$  et  $\delta^{13}\text{CM}$ .

- Le  $\delta^{13}\text{CT}$  du carbone total dissous (CTD) est commun avec le  $\delta^{14}\text{CT}$  (précipité).

- Pour le  $\delta^{13}\text{CM}$ , les prélèvements se font sur les roches des formations carbonatées de l'aquifère.

- A défaut d'ampoules à vide pour prélever le  $\text{CO}_2$  du sol, le  $\delta^{13}\text{CB}$  sera déterminé par un prélèvement de la matière organique du sol.

La modalité d'échantillonnage se fait par la collecte d'un volume d'eau de 60 litres au moins, et ceci pour pouvoir précipiter une teneur en bicarbonates  $\text{HCO}_3^-$  supérieure à 250 mg/l.

L'échantillon ainsi prélevé, est introduit dans un container en polyéthylène maintenu sous les conditions de non turbulence et de non aération pour subir les effets des différents réactifs et ceci suivant les étapes consécutives ci-après :

- Le volume d'eau à prélever dans un container est connu d'après la teneur en  $\text{HCO}_3^-$ .

- On ajoute ensuite 5g de sulfate ferreux ( $\text{FeSO}_4$ ) et on agite pour obtenir un mélange homogène.

- On ajoute 50ml d'une solution de soude ( $\text{NaOH}$ ) préparée jusqu'à ce que le pH soit environ de 10.

- On ajoute 500ml d'une solution saturée de  $\text{BaCl}_2$  et on agite; il se forme un précipité dense ( $\text{BaCO}_3$ ). On précipite suffisamment de carbone minéral dissous et on envoie pour l'analyse de l'activité en C-14, le précipité obtenu dans des flacons de 1 litre.

Il faudra noter cependant, que des mesures préventives sont prises en considération lors de la préparation du précipité et de l'acheminement des flacons vers le laboratoire. Ceci se fait en évitant au maximum tout contact de l'eau avec l'atmosphère et particulièrement après l'introduction de la soude, pour éviter ainsi l'absorption du  $\text{CO}_2$  atmosphérique.

### III.2 - Traitement et comptage du carbone - 14 au laboratoire:

L'échantillon traité au niveau du laboratoire est soumis à plusieurs opérations.

Ainsi, une fois le vide établi au niveau de l'échantillon, il est attaqué par l'acide  $\text{H}_3\text{PO}_4$ . Une certaine quantité de  $\text{CO}_2$  est récupérée à la température de l'azote liquide. Elle devra cependant être supérieure à 20cm Hg pour une synthèse du benzène, sinon elle sera stockée pendant un mois pour subir après, un comptage par compteur proportionnel à gaz.

La synthèse du benzène ou conversion du  $\text{CO}_2$  produit en benzène, signifie comme son nom l'indique la formation artificielle du corps chimique  $\text{C}_6\text{H}_6$ . Elle se fait en trois étapes chimiques successives :

#### Première étape : la carburation du $\text{CO}_2$ sur du lithium :

Le lithium en grains, est porté en fusion à  $600^\circ\text{C}$  pendant 4 heures afin de donner du carbure de lithium ( $\text{Li}_2\text{C}_2$ ) selon la réaction :





### Deuxième étape : L'hydrolyse du carbure de lithium :

Cette opération qui dure environ 2h nécessite un volume de 3 litres d'eau distillée. De l'acétylène  $C_2H_2$  est piégé à la température de l'azote liquide.

Ceci se fait selon la réaction suivante :



On effectue ensuite une **détente** de ce  $C_2H_2$  dans un ballon en verre.

### Troisième étape : la trimerisation :

L'acétylène ainsi obtenu est chauffé sur un catalyseur au chrome ( $Cr^{3+}$ ) dont la température ne dépasse pas  $180^\circ C$ , afin de récupérer du benzène  $C_6H_6$ . Ce processus dure pendant toute une nuit et se fait selon la réaction :



Cette quantité de benzène recueillie dans une fiole, sera destinée à la technique du comptage par scintillation liquide.

## III.3 - TECHNIQUES DE MESURE.

### III.3.1 - Compteur à scintillation :

#### - Principe de la scintillation :

Pour les mesures de la faible radioactivité des émetteurs  $\beta$ , la technique de comptage à scintillateur liquide est devenue en général la méthode préférée, ceci grâce à ses hautes sensibilité et efficacité, et au grand progrès qui a été fait

dans l'étalonnage de l'instrumentation et dans l'équipement de traitement des données. La technique de scintillation liquide s'est développée d'une manière significative en applicabilité et en popularité (Horrocks, 1971).

Le principe de base de cette méthode est tel que montré sur la figure 10

L'atome radioactif ou molécule (Benzène actif) émet une particule  $\beta^-$  qui excitera une solution scintillante (S). Les éclairs lumineux ou scintillations, issus des centres excités sont collectés par un système optique puis convertis en impulsions électriques dans un photomultiplicateur (PM). Ces signaux sont ensuite amplifiés (PA et A), analysés (sélecteur et coïncidence) et finalement comptés (échelle) (S. CHESSEL et P. Olive, 1978).

Ainsi, le calcul de l'âge implique la connaissance des valeurs du bruit de fond, du taux de comptage (standard)  $N_0$  et de l'échantillon  $N$ , dont les meilleures précisions utilisées en comptage à scintillation sont de  $\pm 0,2$  à  $\pm 0,1$  % du carbone moderne ( $\pm 0,2$  pcm) et les mesures en laboratoire sont effectuées en plusieurs périodes de 100 minutes.

### III.3.2 - Spectromètre de masse de NIER :

La plupart des spectromètres de masse utilisés dans le domaine de la recherche sont dérivés du spectromètre de NIER (Fig. 11).

C'est un instrument permettant la détermination des abondances relatives des constituants possédant des masses différentes dans une substance donnée, par exemple, les espèces isotopiques d'un composé chimique (BOWEN, 1986).

D'habitude, les molécules d'échantillon venant du système

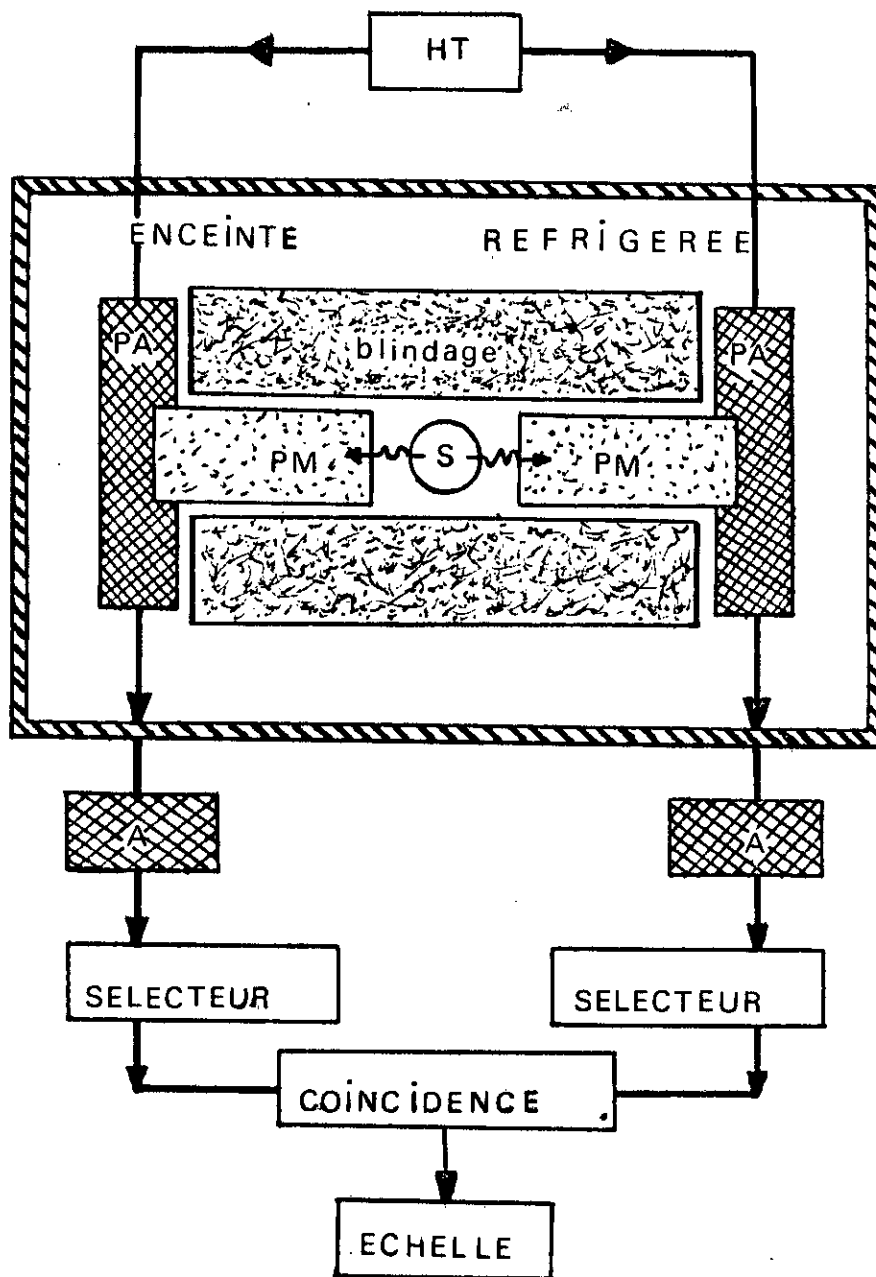


Fig 10: SCHÉMA D'UN COMPTEUR À SCINTILLATION

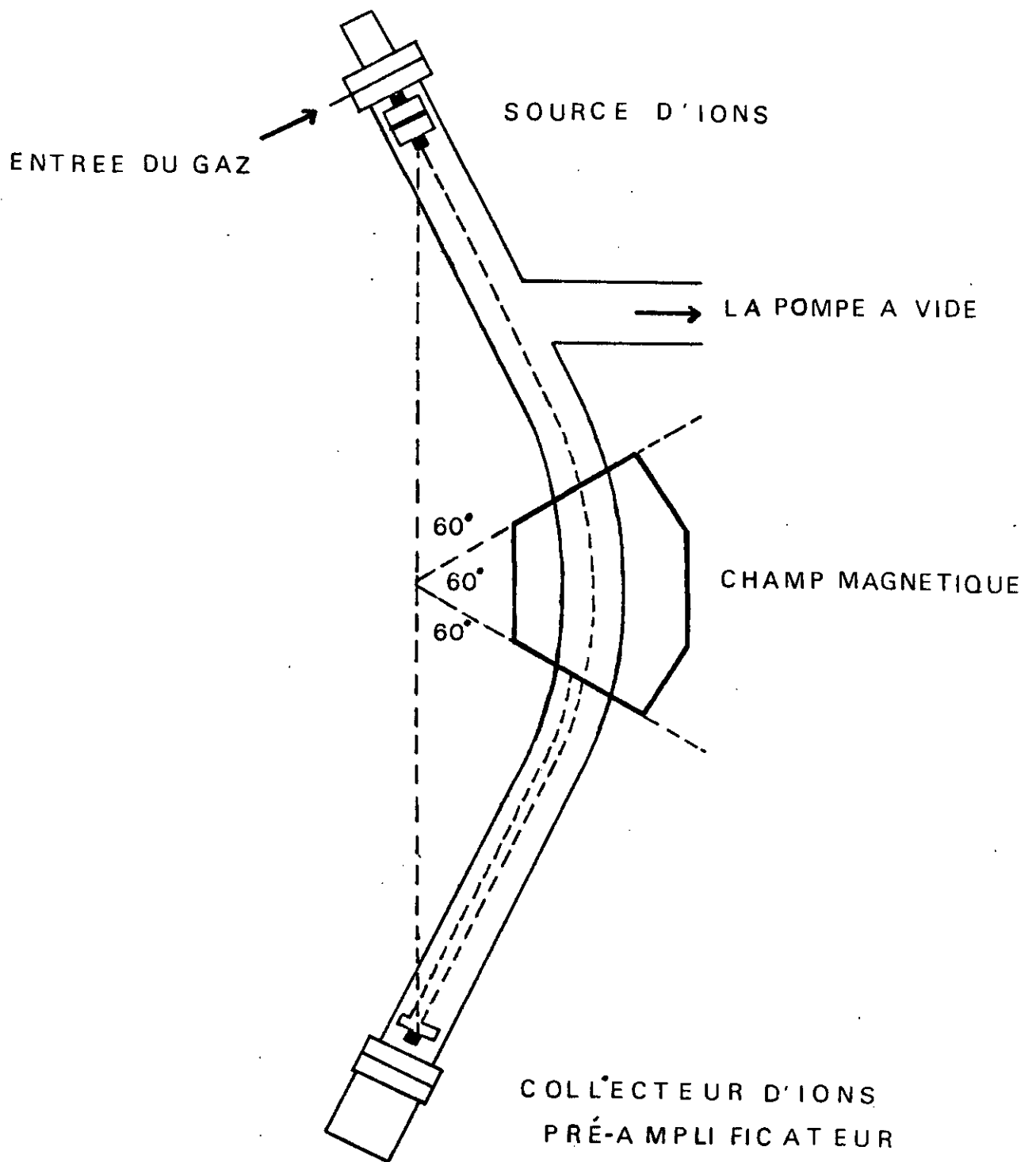


Fig.11 : SPECTROMETRE DE MASSE DE NIER

d'introduction à l'état de vapeur entrent dans la source d'ions (de pression intrinsèque inférieure à  $10^{-7}$  torr ) là où ils interagissent avec le faisceau d'électrons en formant ainsi des ions positifs qui sont ensuite continuellement éliminés par des pompes à vide (LAFFERTY, 1962).

La séparation des rayons d'ions sortant de la source suivant les masses respectives des différents ions (plus exactement le rapport  $m/e$  de leur masse à leur charge) se fait par déflexion magnétique. Celle-ci consiste à l'application d'un champ magnétique perpendiculaire au cheminement des ions qui suivent des trajectoires circulaires dont le rayon dépend de leurs masses selon l'expression suivante :

$$r = \frac{1}{H} \cdot \sqrt{\frac{2Vm}{e}}$$

avec :  $r$  = le rayon ;

$H$  = l'intensité du champ magnétique ;

$V$  = le voltage accélérateur ;

$m$  = la masse de l'ion ;

$e$  = la charge électrique de l'ion.

Par suite, les ions de masses différentes émergent du champ magnétique suivant diverses trajectoires et peuvent être collectés séparément (L'espèce abondante est collectée sur une plaque, c'est à dire collecteur majeur qui contient une fente permettant aux autres ions d'être collectés par un autre collecteur, c'est à dire collecteur mineur afin que leurs concentrations relatives puissent être mesurées à l'aide d'un système électronique. Par conséquent, pour une meilleure précision de celles-ci un système à double entrée est utilisé. Ceci est constitué de deux réservoirs de gaz, l'un rempli par

l'échantillon et l'autre par la référence. Les mesures sont données par rapport à ce dernier.

### III.4 - MODELISATION DE L'ACTIVITE INITIALE.

#### III.4.1 - Généralités :

Toute tentative d'estimation de l'activité initiale du carbone total dissous, nécessite l'étude de la chimie de l'eau et de la minéralogie du sol et de l'aquifère. Le but de cette étude est de déterminer le type de système traité :

##### III.4.1.1 - Carbone dissous d'origine biogénique :

###### - Equilibre avec la phase gazeuse :

En présence d'un grand réservoir de  $\text{CO}_2$  le carbone inorganique total dissous (CITD) est sous la forme de  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{H}_2\text{CO}_3$  de concentrations molaires respectives a et b. L'équilibre est exprimé par :

$$(a + b)\delta_{\text{CITD}} = a[\delta_{\text{CO}_2}(\text{g}) - \epsilon_{\text{g}}] + b[\delta_{\text{CO}_2}(\text{g}) - \epsilon_{\text{g}}]$$

et :

$$(a + b)A_{\text{CITD}} = a[\delta_{\text{CO}_2}(\text{g}) - 2\epsilon_{\text{g}}] + b[\delta_{\text{CO}_2}(\text{g}) - 2\epsilon_{\text{g}}]$$

Des calculs précis ont été donnés par Deines et Al. ainsi, à  $\text{pH} = 7$ ,  $\text{pCO}_2 = 10^{-2}$ ,  $T = 25^\circ\text{C}$ , pour  $\delta_{\text{CO}_2} = -25\%$  et  $A_{\text{CO}_2} = 100\%$ , ils ont obtenu :

$$\delta(\text{CITD}) = -17 \text{ à } 19 \%$$

$$A(\text{CITD}) = 90 \text{ à } 108 \%$$

###### - Transformation complète du $\text{CO}_2$ du sol en CITD :

Le  $\text{CO}_2$  du sol se transforme en  $\text{HCO}_3^-$  par l'intermédiaire des réactions d'altération, dans ce cas :

$$\delta(\text{CITD}) = \delta_{\text{CO}_2}$$

$$A(\text{CITD}) = A_{\text{CO}_2}$$

Une étude faite au Ghana a donné les valeurs suivantes :

$$\delta(\text{CITD}) = -17 \text{ à } -19 \%$$

$$A(\text{CITD}) = 86 \text{ à } 111 \%$$

Ainsi, pour les mécanismes cités (équilibre et minéralisation totale), l'âge apparent de l'eau peut être calculé sans apporter une correction quelconque à l'activité initiale.

### III. 4.1.2 - Mélange de carbone biogénique et inorganique :

#### - Équilibre en système ouvert :

Après mélange du carbone biogénique et inorganique selon la réaction suivante :



Un échange complet se fait avec le  $\text{CO}_2$  du sol.

Dans ce cas, on aura :

$$\delta(\text{CITD}) = \delta(\text{CO}_2) - \epsilon_g.$$

$$A(\text{CITD}) = A(\text{CO}_2) - 2\epsilon_g.$$

Cet équilibre peut se présenter dans des systèmes très riches en

carbonates tels les Karsts. Des études faites dans le sud de la France, ont donné :

$$\delta(\text{CITD}) = -11,1 \text{ à } -12,4 \text{ \%.}$$

$$A(\text{CITD}) = 104 \text{ à } 128 \text{ \%.}$$

Dans ce cas aussi, le calcul de l'âge n'implique aucune correction (IAEA, 1983).

- En système fermé :

Si la zone de recharge est connue, l'activité du CITD est comparée à celle de la matière organique, et le rapport sera égal à  $A_0$ .

Cette valeur n'étant pas connue, son estimation s'avère nécessaire pour le calcul de l'âge de l'eau souterraine. Ceci se fera par l'application des différents modèles de correction.

III.4.2 - Modèles d'estimation de l'activité initiale :

Plusieurs Modèles de correction de l'activité initiale  $A_0$  ont été proposés par de nombreux auteurs, ces derniers supposent que le CITD d'une eau provient du  $\text{CO}_2$  gazeux et des carbonates solides, et par conséquent ceci implique la présence d'une eau en système fermé. Les différents modèles de correction sont expliqués dans ce qui suit :

III.4.2:1 - Correction statistique : Modèle de Vogel (1967,1970) :

Vogel a réalisé une étude statistique de la teneur en C-14 du carbone dissous et ceci dans les eaux des sols d'Allemagne et d'Afrique du Sud (IAEA, 1970).



Après avoir effectué plus de cent mesures pour chaque région, il a proposé la relation suivante :

$$A_0 = 85 \pm 5 \% \text{ de carbone moderne.}$$

Il a effectué aussi une étude statistique pour 18 échantillons d'un aquifère dolomitique et a proposé la valeur suivante:

$$A_0 = 85 \pm 1,5 \% \text{ de carbone moderne .}$$

l'inconvénient de ce modèle réside dans le fait que les modifications de la composition isotopique et chimique intervenant après le passage dans le sol ne sont pas prises en compte (Fontes, 1976).

III.4.2.2 - Correction chimique : modèle de Tamers (1966, 1970, 1975) :

La correction proposée par Tamers est purement chimique, elle est basée sur le calcul du rapport des concentrations molaires du carbone biogène à celles du carbone total dissous, et donc :

$$A_0 = \frac{\text{Carbone biogène}}{\text{Carbone total}} = \frac{m\text{CO}_2 + m\text{HCO}_3^- / 2}{m\text{CO}_2 + m\text{HCO}_3^-} \% \text{ de carbone moderne}$$

Où  $m$  représente la concentration molaire.

La critique qui peut être faite sur ce modèle est qu'il ne tient pas compte des échanges isotopiques entre les espèces carbonatées. Il peut tout de même s'avérer utile dans le cas d'une production faible du  $\text{CO}_2$  dans le sol, et d'une faible

porosité de la zone non saturée (IAEA, 1983).

III.4.2.3 - Correction isotopique : modèle de Pearson (1970, 1972, 1974) :

Le principe de ce modèle est similaire à celui de Tamers, sauf que celui-ci met l'accent sur les teneurs en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  du sol et des carbonates solides. Cette méthode se base sur la large discrimination isotopique qui se produit dans le cycle du carbone-13 et ceci au cours des différentes réactions (Fontes, 1976).

Ainsi, la proportion de carbone biogène dans le CITD est obtenue par le bilan en  $^{13}\text{C}$  des espèces carbonées dissoutes :

$$A_0 = \frac{\delta \text{ carbone total dissous} - \delta \text{ carbonate solide}}{\delta \text{ CO}_2 \text{ sol} - \delta \text{ Carbonate solide}}$$

et en termes plus détaillés :

$$A_0 = \frac{\delta^{13}\text{CT} - \delta^{13}\text{CM}}{\delta^{13}\text{CB} - \delta^{13}\text{CM}} (A_g - A_c) + A_c$$

Avec :

$\delta^{13}\text{CT}$  = teneur en carbone 13 du carbone total dissous ;

$\delta^{13}\text{CM}$  = teneur en  $^{13}\text{C}$  du carbonate solide de l'aquifère ;

$\delta^{13}\text{CB}$  = teneur en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  gazeux du sol ;

$A_g$  = l'activité en  $^{14}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  gazeux du sol ;

$A_c$  = activité en  $^{14}\text{C}$  du carbonate solide.

Ce modèle a été souvent appliqué sous une forme plus simplifiée avec  $\delta^{13}\text{C}_B = -25 \%$  et  $\delta^{13}\text{C}_M = 0 \%$ , pour aboutir enfin à :

$$A_0 = (\delta^{13}\text{C}_T)/(-25)$$

La critique qui peut être faite à ce modèle est qu'il ne tient pas compte des échanges isotopiques éventuels entre les différentes espèces (Guendouz, 1985). Si les analyses de la teneur en  $^{13}\text{C}$  du gaz du sol et du carbonate solide dans la zone de recharge sont disponibles, l'approche de Pearson peut être considérée convenable (IAEA, 1983).

#### III. 4.2.4 - Correction isotopique : Modèle de Gonfiantini (1972) :

Ce modèle est l'extension du modèle de Pearson. Il prend en compte la possibilité d'un échange isotopique complet (Fontes, 1978).

L'activité initiale  $A_0$  est alors donnée par la relation :

$$A_0 = \frac{\delta^{13}\text{C}_T - \delta^{13}\text{C}_M}{\delta^{13}\text{C}_B - \epsilon \left| \text{CO}_2 \text{ (g)}, \text{-HCO}_3^- \right| - \delta^{13}\text{C}_M} (A_g - A_c) + A_c$$

Ce modèle considère que tout le  $\text{CITD}$  est sous la forme de bicarbonate  $\text{HCO}_3^-$  et donc le pH est proche de 7 (IAEA, 1983). Son application est intéressante lorsque les données chimiques de l'eau viennent à manquer. Il a aussi donné de bons résultats dans l'étude des aquifères captifs de Lybie (IAEA, 1983).

#### III. 4.2.5 - Correction mixte :

##### III. 4.2.5.1 - Modèle de Mook (1972, 1976) :

Ce Modèle traite simultanément les données chimiques et isotopiques et introduit les différents facteurs de fractionnement influant sur la répartition isotopique du carbone lors des différentes réactions mises en jeu. Son principe est de calculer l'équilibre isotopique à chaque pas des processus chimique, c'est à dire une dissolution dans la zone non saturée accompagnée d'un échange isotopique, puis entrée dans la zone saturée et rééquilibre entre  $H_2CO_3$  et  $HCO_3^-$  (IAEA, 1983). De ce fait ce bilan chimique et isotopique est envisagé en trois étapes:

- Des quantités égales de  $CO_2$  et de  $HCO_3^-$  de la roche constituent les bicarbonates dissous :

$$\delta^{13}C \text{ HCO}_3^- (i) = 1/2(\delta^{13}C_{CO_2} \text{ sol} + \delta^{13}C_{CM})$$

$$A^{14} \text{ HCO}_3^- (i) = 1/2(A^{14} \text{ CO}_2 + A^{14} \text{ CM})$$

- Dans la zone non saturée, un échange isotopique se produit entre le  $CO_2$  du sol et les bicarbonates, qui s'il est total donne:

$$\delta^{13}C \text{ HCO}_3^- (f) = \delta^{13}C_{CO_2} - \epsilon | \text{HCO}_3^- - \text{CO}_2 |$$

$$A^{14} \text{ HCO}_3^- (f) = A^{14} \text{ CO}_2 - 0,2 | \text{HCO}_3^- - \text{CO}_2 |$$

- Cette dernière étape traduit une rééquilibration des deux composants du carbone total dans la zone saturée :

$$m_{CO_2} (\delta^{13}C_{CO_2} (g)) + m_{HCO_3^-} (\delta^{13}C_{HCO_3^-}) = m_{CO_2} (\delta^{13}C_{HCO_3^-} (f)) + \epsilon (\text{HCO}_3^- - \text{CO}_2) + m_{HCO_3^-} (\delta^{13}C_{HCO_3^-} (f)).$$

où :  $\text{HCO}_3^- (f)$  représente le bicarbonate final équilibré ,  
d'où :

$$\frac{\delta^{13}\text{HCO}_3^- (f) - \delta^{13}\text{HCO}_3^-}{\delta^{13}\text{CO}_2 + \epsilon(\text{HCO}_3^- - \text{CO}_2) - \delta^{13}\text{HCO}_3^- (f)} = \frac{m\text{CO}_2}{\text{CTD}}$$

Enfin,  $A_0$  a pour expression :

$$A_0^{13}\text{CTD} = \frac{1}{m\text{CTD}} ( m\text{CO}_2(A^{13}\text{CO}_2) + m\text{HCO}_3^- (A^{13}\text{HCO}_3^- (i)) +$$

$$(A^{13}\text{HCO}_3^- (f) - A^{13}\text{HCO}_3^- (i)) X$$

$$\frac{m\text{CTD} \left( \frac{13}{\text{CTD}} m\text{CO}_2(\delta^{13}\text{CO}_2) - m\text{HCO}_3^- - (\delta^{13}\text{HCO}_3^- (i)) \right)}{(\delta^{13}\text{HCO}_3^- (f) - \delta^{13}\text{HCO}_3^- (i))} ]$$

Ce modèle est beaucoup plus raffiné que les précédents mais se révèle très sensible aux variations de certains paramètres, il exige que les activités puissent être assimilées aux concentrations, ce qui correspond à des solutions très diluées (Fontes, 1976). Il est en outre plus applicable dans les régions où  $\delta^{13}\text{CO}_2$  possède de grandes valeurs (proches de -12 ‰) telles les régions à cycles photosynthétiques Hatch et Slack (IAEA, 1983).

#### III.4.2.5.2 - Modèle de Fontes et Garnier (1976, 1979, 1981) :

Ce Modèle est basé sur une double correction : chimique et isotopique.

##### - Correction chimique :

Par simple analyse chimique, cette correction permet d'estimer la quantité du carbone dissous mis en solution à partir d'un carbonate solide, ce qui se traduit par :

$$mCM = mCa^{2+} + mMg^{2+} - mSO_4^{2-} + \frac{(mNa^+ + mK^+) - mCl^- - mNO_3^-}{2}$$

La neutralité électrique dans l'eau étant exprimée par la relation:

$$mHCO_3^- + 2mCO_3^{2-} + mCl^- + mNO_3^- + 2mSO_4^{2-} = 2mCa^{2+} + 2mMg^{2+} + (mNa^+ + mK^+)$$

La concentration en carbone "mort" dissous CM est alors donnée par :

$$mCM = \frac{mHCO_3^- + 2mCO_3^{2-}}{2}$$

Au pH des eaux naturelles, généralement entre 7 et 8,  $CO_3^{2-}$  peut être négligé, ce qui donne :

$$mCM = \frac{mHCO_3^-}{2} = \frac{TAC}{2}$$

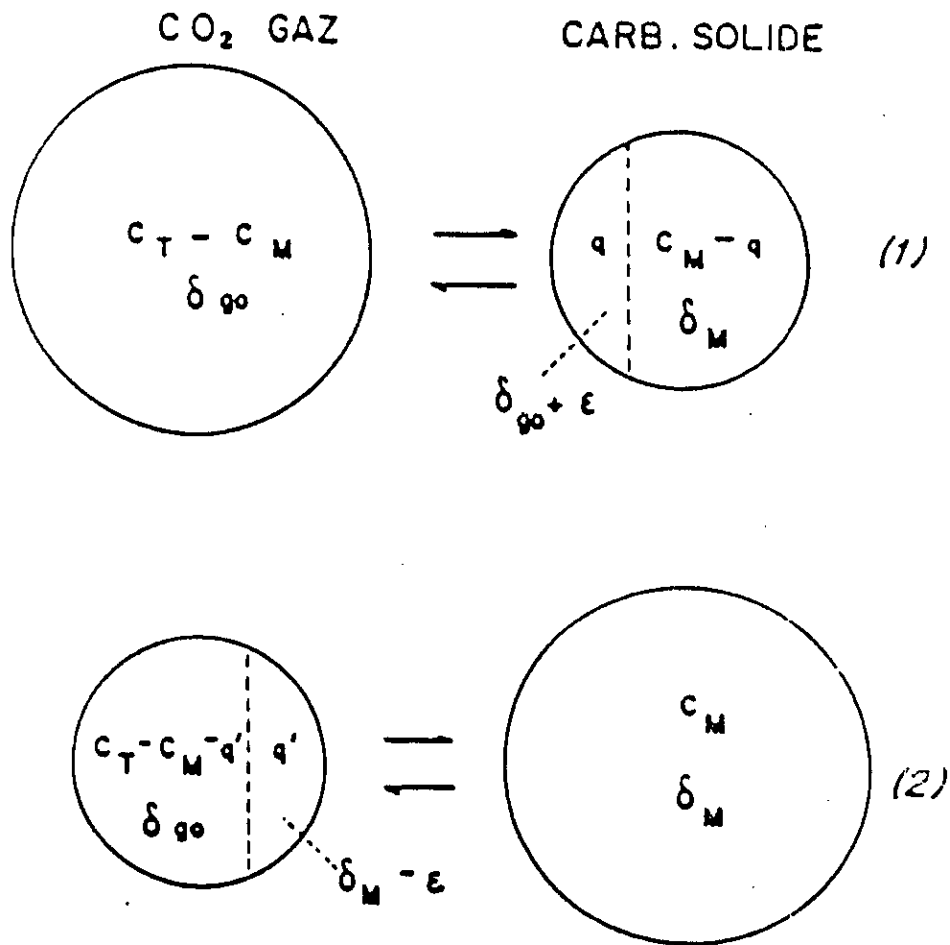
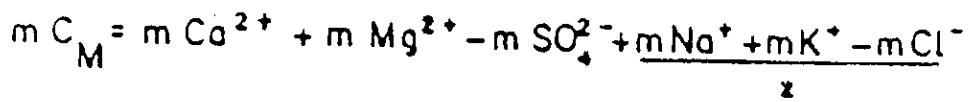
avec : TAC = titre alcalimétrique complet.

#### - Correction isotopique :

Cette correction considère que la valeur du CM représente le bilan des échanges qui se sont produits. L'échange isotopique du carbone dissous est traité comme un mélange partiel d'une fraction ayant conservé sa composition isotopique et son activité initiale, avec une fraction totalement équilibrée (Fontes, 1976). Ceci est représenté sur la figure 12.

Elle considère donc deux cas de figure extrêmes :

- Phase gazeuse ( $CO_2$  du sol) qui contrôle l'échange (zone de



$$(1) \delta_T C_T = (C_M - q) \delta_M + (C_T - C_M) \delta_{90} + q(\delta_{90} - \epsilon)$$

$$(2) \delta_T C_T = C_M \delta_M + (C_T - C_M - q') \delta_{90} + q'(\delta_M + \epsilon)$$

Fig 12 : Modèle de correction de A<sub>0</sub>  
(Fontes et Garnier, 1979)

recharge) ;

- Phase solide (matrice carbonatée) qui contrôle l'échange (zone profonde). On a ainsi dans un premier cas :

Un échange d'une partie  $q$  du carbone minéral avec le  $\text{CO}_2$  biogénique. Il est considéré total. L'équation du bilan en  $^{13}\text{C}$  donne :

$$\delta\text{TCT} = (\text{CM} - q)\delta\text{M} + (\text{CT} - \text{CM})\delta\text{g} + q(\delta\text{g} - \epsilon) \quad (1)$$

où :  $\delta$  = teneur en  $^{13}\text{C}$  ;

$C$  = concentration molaire ;

$T, g, M = \text{CITD}, \text{CO}_2$  du sol et carbone minéral respectivement ;

$\epsilon$  = facteur d'enrichissement isotopique à l'équilibre entre le  $\text{CO}_2$  et le carbonate solide, il est ici maximal (échange total).

Dans un second cas on a :

Le carbone mort contrôle le système, une partie  $q'$  du carbone biogénique est échangée avec le carbone minéral. Le bilan s'écrit :

$$\delta\text{TCT} = \delta\text{MCM} + (\text{CT} - \text{CM} - q')\delta\text{g} + q'(\delta\text{M} + \epsilon) \quad (2)$$

On peut exprimer par exemple l'équation (1) en termes d'activité, telle que :

$$A_{\text{oCT}} = \text{CMAM} + (\text{CT} - \text{CM}) \cdot A_{\text{g}} + q(A_{\text{g}} - 0,2\epsilon - A_{\text{M}})$$

En substituant la valeur de  $q$ , on obtient :

$$A_{\text{o}} = \left(1 - \frac{\text{CM}}{\text{CT}}\right) A_{\text{g}} + \frac{\text{CM}}{\text{CT}} A_{\text{M}} + (A_{\text{g}} - 0,2\epsilon - A_{\text{M}}) \times \left( \frac{\delta\text{T} - \text{CM}/\text{CT}\delta\text{M} - (q - \text{CM}/\text{CT})\delta\text{g}}{\delta\text{g} - \epsilon - \delta\text{M}} \right)$$



Ce modèle semble plus cohérent que les précédents, mais présente une imperfection vis-à-vis des apports en  $\text{CO}_2$  de l'aquifère : oxydation de la matière organique (Fontes, 1976).

### III.4.3 - Grandeurs impliquées dans les calculs des âges :

Quelque soit le Modèle adopté : Vogel, Tamers, Pearson, Gonfiantini, Mook, Fontes et Garnier, trois types de paramètres doivent être pris en compte :

#### III.4.3.1 - Paramètres mesurés :

- alcalinité, pH, teneur en cations ;
- activité en radiocarbonate  $A_t$  ;
- teneur en  $^{13}\text{C}$  du carbone total dissous  $\delta^{13}\text{C}$ .

#### III.4.3.2 - Paramètres mesurés ou adaptés d'après la littérature :

- teneur en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  des sols ;
- teneur en  $^{13}\text{C}$  du carbonate solide des sols ;
- activité du carbonate solide des sols.

#### III.4.3.3 - Paramètres calculés :

- teneur en acide carbonique libre (en admettant l'équilibre de première dissociation de l'acide carbonique) ;
- teneur en  $^{13}\text{C}$  du bicarbonate après équilibre avec le  $\text{CO}_2$  gazeux, d'après Hemrich et Al (1969) et Mook et Al (1974) ;
- teneur en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  gazeux, après équilibre avec

la calcite, d'après Hemrich et Al (1969) et Bottinga (1968, 1969)

- teneur en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  dissous après équilibre avec le  $\text{CO}_2$  gazeux, d'après Vogel et Al (1970) ;

- même équilibre pour les activités en  $^{14}\text{C}$ .

Les résultats présentés seront donc autant destinés à éprouver les modèles qu'à produire des interprétations sur les circulations souterraines (Fontes, 1976).

**CHAPITRE IV**

**AGES RADIOMETRIQUES DES EAUX  
SOUTERRAINES DES SYSTEMES  
AQUIFERES DU SAHARA  
SEPTENTRIONAL ALGERIEN**

#### IV.1 - INTRODUCTION.

L'accroissement des besoins en eau dans les zones arides et semi-arides dépend essentiellement du taux démographique et du développement agricole et industriel. Ceci a incité les chercheurs à faire des études sur les nappes du Sahara Septentrional.

La présente étude faite sur ces nappes est une synthèse du travail réalisé par A. Guendouz (1985) dans le cadre d'une thèse de Doctorat de troisième cycle.

#### IV.2 - CONTEXTE GEOGRAPHIQUE.

La région étudiée (Fig13) est limitée :

- Au nord par des reliefs de l'Atlas saharien depuis Biskra jusqu'à Laghouat.
- A l'ouest par la dorsale du M'zab.
- Au sud par la frontière Algéro-Tunisienne qui constitue une limite artificielle puisque les nappes s'étendent au delà.

#### IV.3 - CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE.

Au cours de l'histoire, le sol du Sahara Septentrional est passé par différentes étapes de sa structure (d'après Cornet, 1964 ; Fabre, 1974) (Fig14) :

- Au sud s'étend un vaste continent, bouclier dont l'ossature est formée de terrains sédimentaires et éruptifs constituant le socle de toute l'Afrique.
- Autour des affleurements du socle ancien, se sont succédées des couches sédimentaires (Grès, Schistes) des Tassilis.
- Le bouclier a été ensuite recouvert d'un épais manteau de grès tendres, sables et argiles constituant ainsi le continental

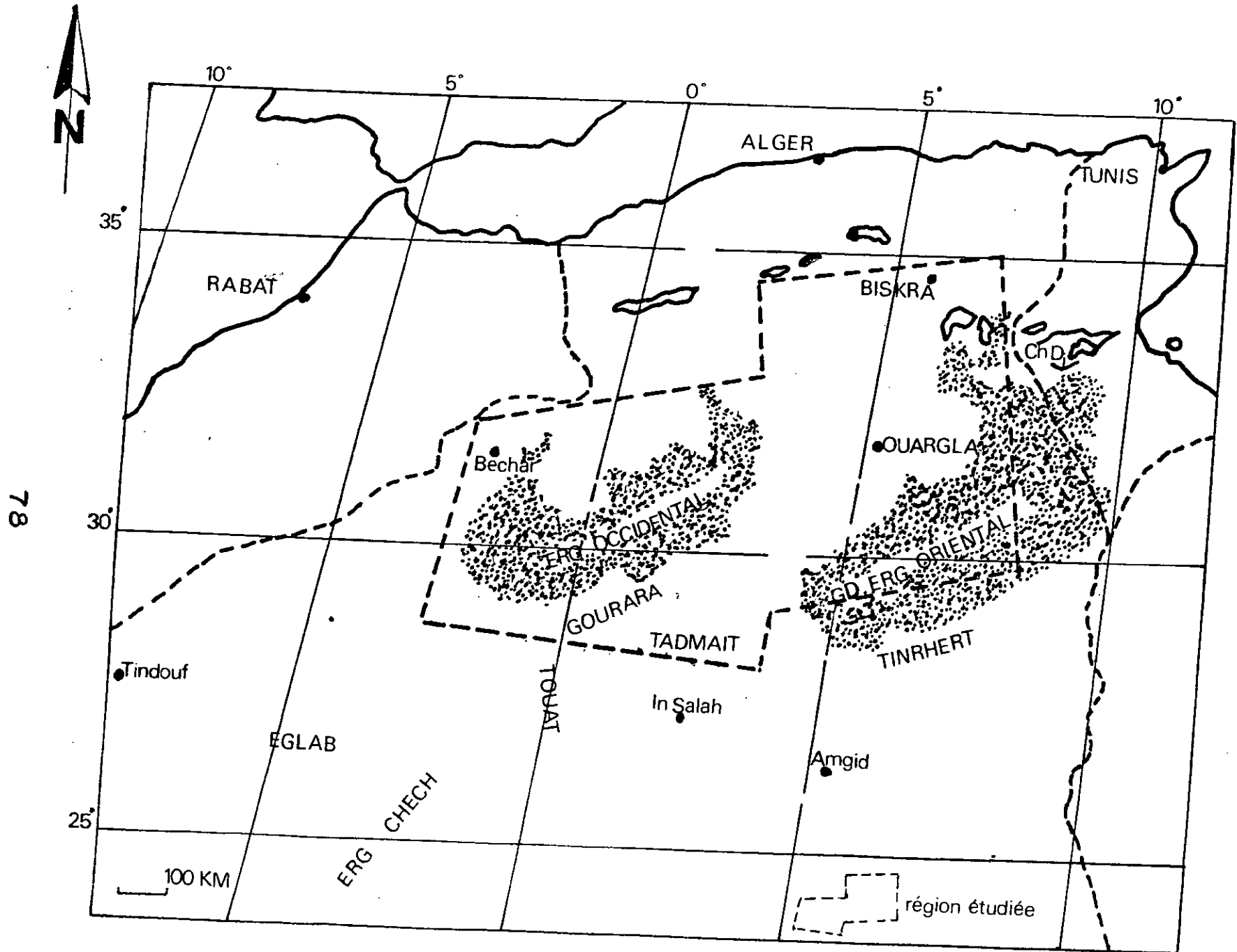
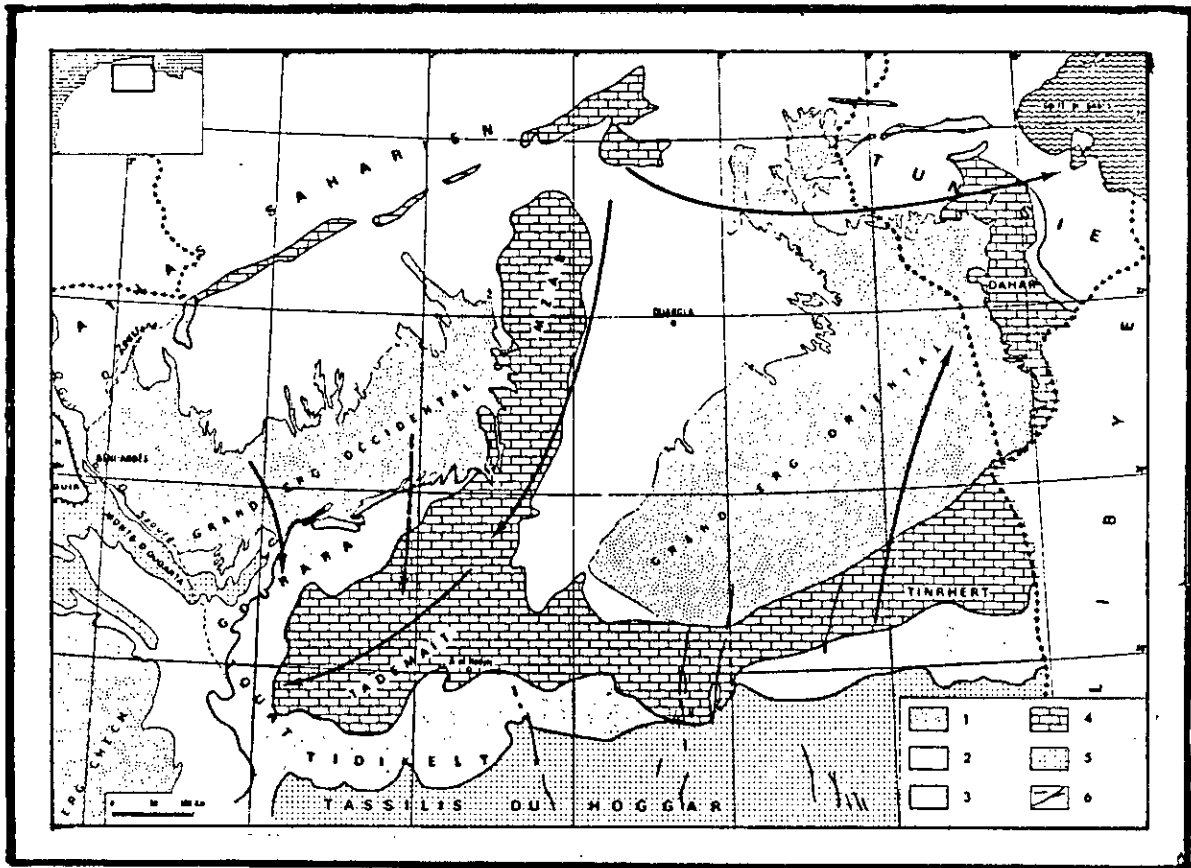


Fig-13 : CARTE DE SITUATION DE LA ZONE ETUDIEE



1: Ergs

3: Continental intercalaire

5: Socle et paléozoïque

2: Tertiaire et Quaternaire

4: Crétacé supérieur-Eocène

6: Failles et flexures

FIG 14-CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DU SAHARA  
SEPTENTRIONAL (In Gonfiantini et al., 1974)

Intercalaire.

- A l'Eocène inférieur, commence alors l'érosion qui forme des dépôts aquifères de l'oued Rhir et le substratum de l'Erg oriental.

- Les poussées venant du nord ont provoqué des ondulations (dorsale du M'zab, synclinal du Tadmaït).

#### IV.3.1 - Nappe du continental Intercalaire :

Ce nom désigne communément la principale formation aquifère du Sahara occidental qui s'étend essentiellement en Algérie, des Atlas aux monts du Hoggar, dans le sens nord-sud de la Tunisie et de la Lybie occidentale jusqu'à la vallée de l'oued Saoura, dans la direction est-ouest. Sa superficie totale est de 600.000 Km<sup>2</sup> environ. Au plan structural, on distingue deux zones:

- La dorsale du M'zab : qui divise l'aire du réservoir en deux bassins: occidental et oriental . C'est ce dernier qui est concerné par cette étude. Le substratum est constitué de formations argilo-sableuses, argileuses ou carbonatées d'âge de plus en plus récent du sud vers le nord.

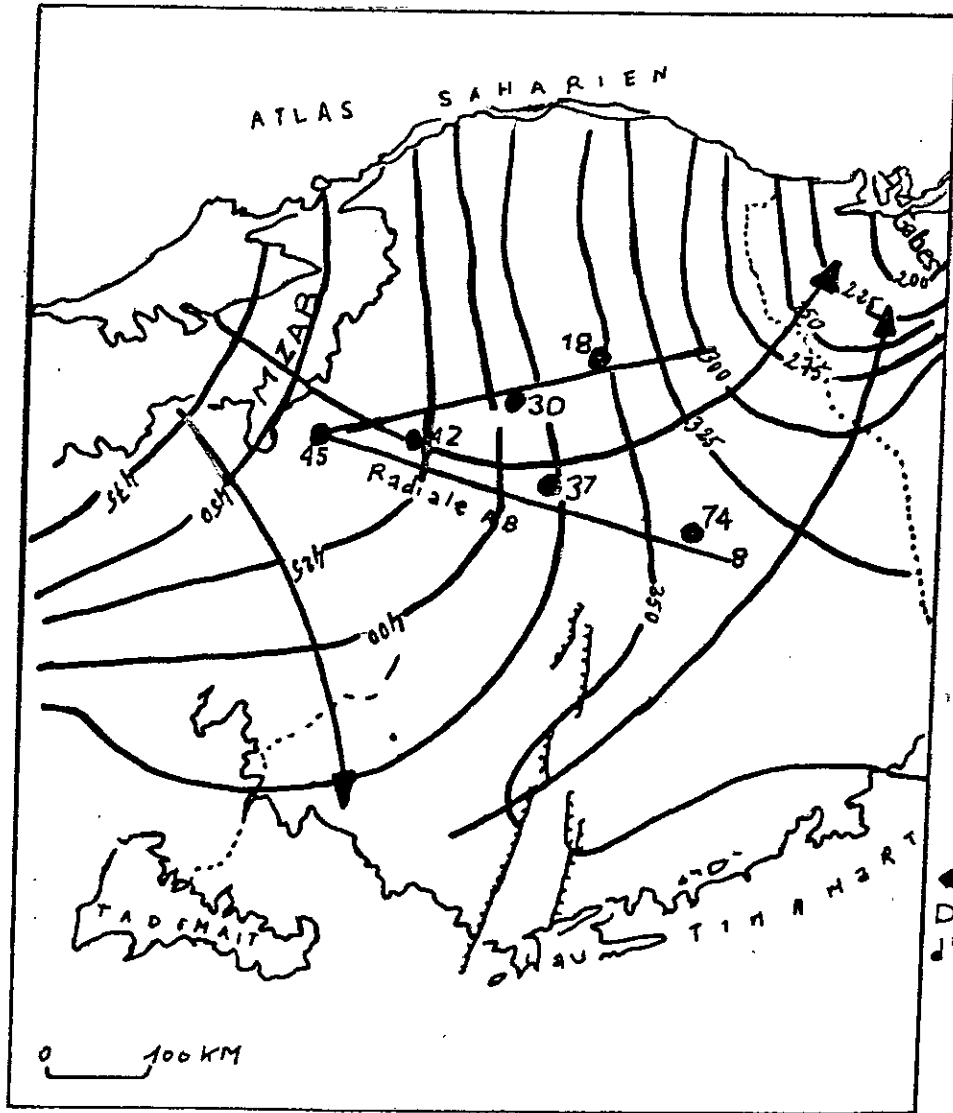
- La dorsale d'Amguid.

La carte piézométrique ( Fig 15) montre que cette partie orientale est formée par :

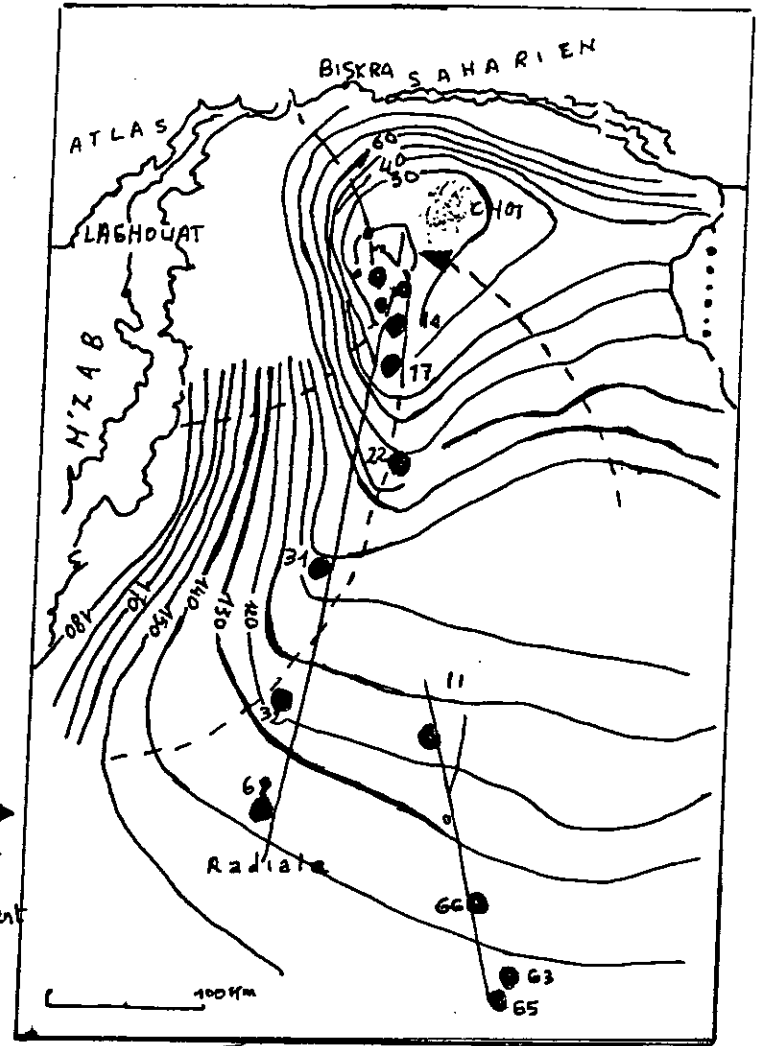
- Le piémont sud Atlasique du nord-ouest ;
- Le plateau du Tinrhert ;
- Le Dahar (Tunisie)

Les eaux provenant du nord-ouest se divisent sur l'axe de la dorsale du M'zab en deux directions :

- Une partie s'écoulant vers le sud et le sud-ouest (Gourrara, Touat et Tidikelt) ;



Nappe du Continental Intercalaire



Nappe du Complexe Terminal

Fig 15 CARTES PIEZOMETRIQUES DE LA NAPPE DU C.I. ETC.T



- Une autre partie qui s'écoule suivant une direction est-ouest vers l'exutoire tunisien. Les eaux venant du plateau du Tinrhert s'écoulent vers le nord-est sous l'Erg oriental en direction de l'exutoire ainsi que les eaux infiltrées sur le Dahar.

#### IV.3.2 - Nappe du complexe Terminal :

Elle s'étend également sur la majeure partie du Sahara Septentrional (240 millions de m<sup>3</sup> mobilisables par an) (Achour, 1990). Sa superficie totale est de 350.000 Km<sup>2</sup>. Cette nappe est en relation étroite avec la nappe sous-jacente du continental Intercalaire dans le bassin occidental, elle possède toutefois, son propre comportement hydrodynamique dans le bassin oriental. Aussi, elle regroupe plusieurs aquifères situés dans des formations géologiques différentes. Elle peut ainsi circuler dans l'une ou les trois formations suivantes :

- Sénonien ou Eocène carbonatés ;
- Mio-pliocène sableux (continental terminal de Kilian) ;
- Quaternaire.

La nappe du C.T est alimentée par les zones de bordures suivantes (Fig15) :

- Alimentation à partir de l'Atlas saharien : elle peut avoir deux origines :

- à travers la flexure sud atlasique
- par infiltration des crues d'oueds à l'aval.

- Alimentation par les Dajals et les M'zab : le M'zab est la principale zone d'alimentation du C.T. Elle s'effectue par infiltration directe sur les calcaires sénoniens et Eocènes affleurant sur la dorsale du M'zab.

- Alimentation par les plateaux du Tadmaït et du Tinrhert :  
partir de ces zones d'affleurement, les eaux qui s'infiltrent s'écoulent vers le nord et convergent vers l'exutoire principal : la zone des Chotts et Merouane.

#### IV. 4 - CONTEXTE HYDROCLIMATOLOGIQUE.

La zone étudiée est caractérisée par une pluviosité croissante du sud vers le nord. Aussi, les pluies sont rarement torrentielles et tombent presque en totalité au cours de la période dite favorable allant d'Octobre à Avril inclus, comme le montre le tableau<sup>1</sup> donnant les hauteurs moyennes mensuelles et annuelles (d'après Dubief, 1963). L'alimentation des nappes se fait probablement durant cette période favorable, cependant l'alimentation sporadique à partir des pluies exceptionnelles n'est pas à négliger. De même, les durées de sécheresse maximale sont importantes à considérer car elles correspondent à des période de non réalimentation des nappes souterraines.

#### IV. 5 - CONTEXTE HYDROCHIMIQUE.

Des prélèvements ont été effectués afin de suivre l'évolution de la qualité chimique des eaux. Cependant, vu l'accès difficile à certaines régions (Grand Erg oriental, plateau du Tadmaït), les analyses chimiques sont réparties irrégulièrement dans l'espace et dans le temps.

##### IV. 5.1 - Nappe du continental Intercalaire :

###### IV.5.1.1 - Faciès chimique :

Les eaux du C.1 sont caractérisées par une grande homogénéité chimique. De ce fait, sur la zone centrale, les eaux sont mixtes sulfato-chlorurées

#### IV. 5.1.2 - Minéralisation totale :

La minéralisation est acquise par la mise en solution dans l'aquifère le long des directions d'écoulement. Ainsi, elle augmente des zones d'alimentation au nord-ouest vers l'est et le sud. Sur Tinrhert et Dahar, elle augmente dans la direction d'écoulement des eaux. Le grand Erg oriental est caractérisé par une eau relativement salée. voir tableau 15 en annexe.

#### IV. 5.1.3 - Indices de saturation :

Toutes les eaux prélevées sur la nappe du C.1 sont en équilibre par rapport à la Calcite, dolomite et magnésite. Elles sont tout de même légèrement sous saturées vis-à-vis du Gypse et de l'anhydrite. Ce qui est montré par le tableau 16 en annexe.

#### IV. 5.2 - Nappe du complexe terminal :

##### IV. 5.2.1 - Faciès chimique :

Dans la nappes des sables miopliocènes, les eaux de types sulfaté chloruré alcalin dominant. La nappe des calcaires, est selon les zones d'alimentation, présente différents faciès chimique :

- Eaux magnésiennes sur la dorsale du M'zab.
- Eaux chlorurées alcalines sur le revers sud atlasique de Biskra.
- Les eaux de la zone des Chotts ont un faciès sulfaté chloruré alcalin.

##### IV.5.2.2 - Minéralisation totale :

La minéralisation totale augmente progressivement le long des directions d'écoulement. Ainsi, ceci est traduit par :

une zone faiblement à moyennement minéralisée regroupant la moitié sud de l'Erg oriental, toute la bordure ouest (zones d'affleurement du M'zab), une zone au nord de Hassi-messaoud, et enfin, une zone à forte minéralisation risquant de s'aggraver si les niveaux piézométriques diminuent fortement et qui regroupe les Chotts, Ouargla, la zone nord Hassi-messaoud et la zone centrale de oued Rhir (Djmaa). Voir tableau 17 en annexe.

#### IV.5.2.3 - Indices de saturation :

Les calculs de ces indices (tableau 18) indiquent que la majorité des eaux du C.T sont :  
Sous-saturées à saturées par rapport à la Calcite et à la dolomite, sous-saturées vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite, sauf sur la zone centrale (exutoire de la nappe) où elles sont saturées. Voir annexe

### IV.6 - ETUDE ISOTOPIQUE.

#### IV.6.1 - Données isotopiques des eaux de la nappe du continental Intercalaire :

Les activités  $^{14}\text{C}$  des eaux sont très basses sur toute la partie orientale et centrale de cette nappe ; elles varient entre 0 et 6 % de carbone moderne sauf sur les zones de recharge ou à proximité de celles-ci où elles sont assez élevées :  
54,7 % à Laghouat et des activités variant entre 10 et 20 % au sud sur le plateau de Tinrhert. Ces activités diminuent très vite hors des zones de recharge.

#### IV.6.1.1 - Détermination des âges radiométriques des eaux du C.I :

Les âges radiocarbone des eaux de cette nappe ont été corrigés en utilisant le modèle de Gonfiantini (1972). Le choix a été fait car plusieurs régions arides de Lybie où les eaux sont très anciennes ont été corrigées par ce même modèle. Les résultats sont représentés sur le tableau.19 en annexe. En effet, ces eaux sont très anciennes et dépassent dans la plupart des localités l'âge théorique de 40.000 ans (Djmaa, Touggourt, Ouargla ...etc). Ainsi, en termes paléoclimatique\$, les eaux du C.I pourraient être liées à la phase humide et majeure de recharge (pléistocène inférieur 38.000 - 14.000 ans B.P) qui caractérise plusieurs aquifères en Lybie, Qatar, Egypte et Arabie Séoudite.

#### IV.6.2 - Données isotopiques des eaux de la nappe du complexe Terminal :

Les teneurs en  $^{13}\text{C}$  du CTD des eaux de cette nappe, augmentent dans le sens d'écoulement de celle-ci. De ce fait, sur les zones de recharge, les teneurs varient entre -7 et -9,8 ‰ VS PDB, et à l'exutoire (zone des Chotts), elles varient entre -5 et -6 ‰ VS PDB.

Les activités mesurées en  $^{14}\text{C}$  diminuent dans le sens d'écoulement de la nappe, ce qui est en accord avec la piézométrie. Ainsi, à Laghouat, les échantillons ALG57 et ALG58 possèdent des activités de 68,6 ‰ à 58,7 ‰ de carbone moderne, prouvant par ceci la présence d'une fraction importante d'infiltration récente.

La présence du  $^{14}\text{C}$  dans les échantillons ALG50 et ALG55 (sur la dorsale du M'zab) montrent aussi une eau récente. C'est le cas aussi pour la nappe de l'Erg oriental (au sud de Hassi-Messaoud).

IV.6.2.1 - Application des différents modèles à la  
détermination de l'âge radiométrique des eaux  
de la nappe du C.T :

Afin d'estimer l'activité initiale  $A_0$ , quatre mesures des teneurs en  $^{13}\text{C}$  ont été effectuées sur la matière organique du sol prélevées dans les zones de recharges. Les valeurs obtenues sont reportées sur le tableau 20 .

Lieu de prélèvement	nature de la matière	$^{13}\text{C}$ en ‰ VS PDB
ZELFANA M'zab	Racines	-25,75
GUERRARA M'zab	Racines	-24,53
GUERRARA M'zab	Bois décomposé	-22,21
BISKRA Atlas Saharien	Racines	-24,23

Toutefois, et compte tenu d'un enrichissement de 2 à 3 % du  $\text{CO}_2$  du sol par rapport à la matière organique, Guendouz, a retenu une valeur de  $\delta^{13}\text{C} = -21 \%$  VS PDB.

Il a aussi utilisé les valeurs suivantes :

- Activité du  $\text{CO}_2$  du sol = 100 % NBS ;
- $\delta^{13}\text{C}$   $\text{CO}_2$  du sol = -21 % VS PDB ;
- $\delta^{13}\text{C}$  carbonate solide = 0 % VS PDB ;
- Activité  $^{14}\text{C}$  carbonate solide = 0 % NBS.

Les différents résultats de calcul de  $A_0$  sont reportés sur le tableau 21 en annexe .

les échantillons dont les activités  $^{14}\text{C}$  varient entre 0 et 40 pmc, les teneurs en  $^{13}\text{C}$  mesurées sont légèrement enrichies par rapport à la valeur théorique. Tous les modèles donnent des activités initiales de  $A_0$  assez similaires, sauf pour les modèles de Mook et Gonfiantini. Celui de Mook donne des  $A_0$  négatives, ce qui provient de l'omission de la possibilité d'un échange entre le CTD et le carbonate solide.

par contre, celui de Gonfiantini donne des valeurs de  $A_0$  assez fortes par rapport aux autres modèles de correction.

- L'échantillon ALG55 : Les valeurs de  $A_0$  données par les modèles de Fontes et Garnier et Pearson sont presque similaires, ceci correspond à une activité initiale de 50 % similaire à l'activité mesurée 48,6 pcm. Ce qui suppose que ces eaux sont formées pour partie égale de  $\text{CO}_2$  du sol au moment de l'infiltration, et de carbone mort (CM).

- L'échantillon ALG50 : Il a été prélevé dans un puits traditionnel, non couvert et profond. Sa teneur en  $^{14}\text{C}$  est de -9 % VS PDB, et en  $^{13}\text{C}$  de 64 % pcm.

Ceci nous permet de faire les deux hypothèses suivantes :

1 - Une minéralisation originelle en système fermé suivie d'un échange partiel au niveau du puits avec le  $\text{CO}_2$  atmosphérique.

2 - Une minéralisation en système ouvert, suivie d'une évolution en système fermé (échange avec la matrice carbonatée).

- Echantillon ALG57 et ALG58 (Laghout, revers sud atlasique) :

Les teneurs en  $^{13}\text{C}$  et  $^{14}\text{C}$  sont données respectivement :

$$\delta^{13}\text{CTD} = -7,63 \text{ \%} ; A^{14}\text{CTD} = 68,6 \text{ \%}$$

et :

$$\delta^{13}\text{CTD} = -8,17 \text{ \%} ; A^{14}\text{CTD} = 59,7 \text{ \%}$$

Les activités initiales calculées par les différents modèles sont inférieures aux activités mesurées. Cependant ils ne peuvent être appliqués puisque ces deux échantillons proviennent d'un mélange de différents types d'eaux.

- Echantillon ALG52 : L'activité mesurée  $A_m = 113,8$  pcm étant élevée, semble résulter d'une minéralisation du carbone en système ouvert sur le  $\text{CO}_2$  du sol. Ceci ne permet pas, par conséquent, d'appliquer les modèles de correction de  $A_0$  car ces derniers concernent essentiellement les eaux en système fermé.

#### IV.6.2.2 - Âges des eaux :

Le tableau 22 en annexe montre les différents âges corrigés et apparents de la nappe du C.T. Ceci nous permet d'identifier les groupes suivants :

- Eaux dont l'âge varie entre actuel et 2 siècles : elles correspondent à la recharge actuelle, à la suite des précipitations intenses et exceptionnelles. Il s'agit de la dorsale du M'zab et de Laghouat (versant sud atlasique).

- Eaux de la nappe de l'Erg oriental : les âges donnés varient entre 1000 et 4000 ans BP. Ce qui revient à dire que cette nappe s'est constituée au dernier pluvial humide (holocène). Toutefois, Fontes et Garnier dont le modèle donne des âges variant entre 4000 et 6000 ans suggèrent que cette réserve s'est constituée pendant l'humide néolithique (6000 à 4000 ans BP).



- Eaux dont l'âge varie entre 10.000 et 20.000 ans BP, et qui correspondent aux eaux de la nappe du C.T.

Ayant étudié en détail le bassin oriental, il est préférable de faire de même pour le bassin occidental :

Bassin occidental : Il est compris à l'ouest, entre 200 et 700 mètres d'altitude ; C'est un bassin d'une superficie de 280.000 Km<sup>2</sup> drainé vers le sud où plusieurs régions s'individualisent. On trouve ainsi du nord au sud :

- Le Grand Erg occidental ,
  - Le plateau de TADMAIT ;
  - Le plateau de TIDIKELT, caractérisé par une zone jalonnée par les palmeraies d'AOULEF, TIT et de AIN SALAH. (SOUAG.M, 1981).
- Système aquifère du C.I. :

Dans la partie occidentale, à l'exception du plateau du TADMAIT, le réservoir affleure largement.

Le Carbone 14 avec des valeurs élevées particulièrement à El Goléa et Adrar (24 à 60%) montre l'importance de la recharge qui est caractérisée par des eaux de mélange ayant des origines et des âges différents. Les mélanges ainsi constitués passent sous Tadmaït et sont drainés vers le Touat.

- Système aquifère du C.T. :

Pour la nappe du Grand Erg occidental, le Carbone 14 correspond à des valeurs élevées (30 à 40%). Les teneurs en isotopes lourds témoignent d'un enrichissement dû à l'évaporation .

- Conclusion à l'étude des teneurs en isotopes radioactifs :

- Nappe du continental Intercalaire :

Les teneurs en carbone-14 de cette nappe sont à la limite de détections car les âges corrigés varient entre 30.000 et 40.000 ans BP. Il est à noter que certains échantillons dépassent cette limite, ce qui explique des eaux d'âges plus anciens. Ceci est confirmé par les échantillons datés par le chlore 36 de longue période. Les âges minimums détectés varient entre 100.000 et 500.000 ans et ceci entre la dorsale du M'zab et la vallée de l'oued Rhir.

- Nappe du complexe terminal :

Les eaux de cette nappe sont antérieures à 1952 car les teneurs en tritium  $^3\text{H}$  (autre isotope radioactif) ne sont pas décelables, ceci indique que le taux de renouvellement de cette nappe est très faible. Toutefois, les activités en  $^{14}\text{C}$  sont relativement élevées sur les zones de recharge et diminuent dans le sens d'écoulement.

- Dorsale du M'zab :

Les activités en  $^{14}\text{C}$  mesurées sont presque égales aux activités initiales, ce qui indique des eaux assez récentes mais antérieures à 1952. L'ordre de grandeur serait inférieur ou égal à 100 ans.

- Erg oriental :

Les âges de cette zone varient entre 1000 et 4000 ans, ce qui correspond à des précipitations tombées au dernier pluvial humide (holocène), il y' a 4000 ou 5000 ans BP.

- Recommandations :

a/ Nappe du continental intercalaire :

La méthode de datation par le carbone-14 et utilisée dans le bassin oriental, ne permet pas de donner les âges réels de cette nappe, il serait alors commode d'utiliser d'autres chronomètres de périodes plus longues afin de dater des eaux anciennes. Ceci se fera par l'utilisation par exemple du  $^{210}\text{Pb}$ . Aussi , et afin d'évaluer les conditions paléoclimatiques de la recharge, il est souhaitable de procéder à des mesures de teneurs en gaz rares.

b/ Nappe du complexe terminal :

Pour une meilleure utilisation des données isotopiques et hydrochimiques dans cette nappe, il faudrait orienter les études hydrologiques détaillées (recharges efficaces, évaporation ...etc) sur les zones de recharge , la zone non saturée et les zones évaporatoires (les Chotts).

*C O N C L U S I O N*

Les applications de la datation des eaux souterraines doivent prendre en considération plusieurs exigences :

- données hydrochimiques : équilibre ionique, ph, température, etc..., in situ ;
- données en isotope stable: teneur en  $^{13}\text{C}$  du carbone total dissous des carbonates du sol et de l'aquifère ;
- données en radiocarbone : activité du CTD et si possible celle des carbonates du sol ;
- calcul des indices de saturation, de la calcite et de la dolomite ;
- calcul de la  $p\text{CO}_2$ .

De plus, d'autres phénomènes exigent d'être étudiés, il s'agit, en effet, de la réduction des sulfates, la production du méthane ( $\text{CH}_4$ ) ainsi que de l'influence des changements climatiques sur le  $\delta^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  du sol.

Il serait aussi plus commode de comparer les âges donnés par les deux méthodes, à savoir : celle par le  $^{14}\text{C}$  et celle par le tritium  $^3\text{H}$ .

Enfin, une interprétation plus appropriée des données en radiocarbone, nécessite la proche collaboration de différents spécialistes en hydrogéologie, en géochimie et en géochimie isotopique.

Notons aussi que la méthode de datation par le  $^{14}\text{C}$  n'est valable que pour des eaux de 2.000 à 3.000 ans. La limite maximale est de 40.000 ans actuellement, mais elle pourra être poussée jusqu'à 70.000 ans et encore d'avantage avec la mise au point de nouvelles techniques de comptage au moyen d'un cyclotron ou de l'accélérateur de Van de Graaff.

La datation ne se limite pas aux seuls isotopes  $^{14}\text{C}$  et  $^3\text{H}$  (émetteur  $\beta$ , période 12, 43 ans). Des recherches sont en cours sur la possibilité de dater les eaux au moyen d'autres radioisotopes tels que: le Chlore 36 (période 300.000 ans) et l'Argon 39; le  $^{14}\text{C}$  n'en reste pas moins couramment très utile en hydrologie.

La comparaison des différentes méthodes de datation fait l'objet d'un programme de recherche coordonnée par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique AIEA.

Ainsi, les méthodes isotopiques constituent, désormais, un instrument qui a fait ses preuves en matière d'hydrologie. Certaines de ces méthodes peuvent fournir des renseignements que l'on ne pourrait obtenir d'aucune autre façon.

Il reste, cependant, beaucoup à faire tant pour améliorer les méthodes existantes que pour en développer et valider de nouvelles; néanmoins, la nécessité demeure de chercher sans cesse à transférer aux pays en développement la connaissance des techniques déjà mises au point .

*A N N E X E*

	ANNEES	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNUEL
LACHOUAT	1913-1953	10	12	17	14	19	12	5	10	26	19	15	16	175
	1926-1960	12.8	11	15.6	15.2	16.8	10.6	4.7	9.6	23.9	15.8	11.3	12.7	156
	1926-1950	11.2	10.5	17.5	13.5	17.0	10.3	4.6	11.7	24.0	19.7	13.1	19.4	171
BISKRA	1913-1953	14	9	19	13	12	7	2	15	14	15	19	17	156
	1926-1960	11	18.7	15.7	10.4	5.6	1.2	4.2	14.2	16.4	12.4	18.5	14.9	146
	1926-1950	14	9.5	17.4	14.4	10.6	5.6	1.3	5.2	10.6	16.0	17.5	22.1	145
EL OUED	1913-1953	7	7	12	9	5	3	0	1	3	8	11	9	75
	1926-1960	7	6.2	10.8	10.6	5.3	1.1	0.1	0.6	1.3	8.8	11.6	10.3	74
	1926-1950	6.1	6.0	11.3	8.6	6.9	1.1	0.0	0.6	1.5	8.1	10.2	11.4	72
TOUGGOURT	1913-1953	6	5	10	5	3	3	1	1	2	6	11	7	60
	1926-1960	5.8	5.1	10	5.6	2.5	1.5	0.2	1.2	1.5	6.0	11	8.7	59
	1926-1950	4.8	5.9	9.9	4.7	2.7	1.0	0.4	1.0	0.3	5.4	11.5	9	57
GARDHIATA	1913-1953	8	4	7	7	4	3	1	1	5	7	10	7	66
	1926-1960	7	4.5	6.2	6.2	3.2	2.0	0.7	2.4	3.5	5.5	10	8.4	61.6
	1926-1950	6	4.4	4.7	4.7	3.3	2.3	0.5	1.6	3.6	6.3	10.3	9	57
OUARGLA	1913-1953	10	3	5	5	1	1	0	0	2	4	7	7	47
	1926-1960	5.7	2.8	4.8	6.2	1.5	0.7	0.0	1.0	0.6	5.5	6.8	7.6	42
	1926-1950	5.5	2.7	4.4	6	1.3	0.4	0.0	0.2	0.4	5.5	6.3	7.4	40

Tableau 14 - Hauteurs moyennes mensuelles et annuelles (d'après Dubief, 1963).



Ech	PH terr.	PH Labo	T°C	$\sigma$ µmhos cm <sup>-1</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Cl <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	CA <sup>++</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Mg <sup>++</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Na <sup>+</sup> meq.l <sup>-1</sup>	K <sup>+</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Z <sup>-</sup>	Z <sup>+</sup>
ALG 6	7.85	7.3	53°	5200	2.70	19.0	23.9	0	9.8	18.2	17.0	1.2	45.6	46.2
ALG 15	7.25	7.3	55°5	4500	3.00	12.00	12.8	0	6.7	11.5	9.00	1.0	27.8	28.2
ALG 16	7.00	7.30	53°	4000	2.90	13.1	12.5	0	6.70	11.8	12.0	1.0	29.5	31.5
ALG 18		7.10	57°	5750	2.60	19.7	14.5	0	7.90	13.1	12.6	1.2	36.8	34.8
ALG 19	7.00	7.10	56°2	4250	2.50	13.5	14.5	0	8.3	12.8	8.8	1.2	30.5	30.1
ALG 23	7.3	7.50	56°	4200	2.70	13.1	15.6	0	5.0	18.1	8.8	0.9	31.4	32.8
ALG 30	7.05	7.17	51°	3000	2.40	9.9	13.0	0	11.5	4.3	8.5	1.0	25.3	25.3
ALG 34	6.80	7.1	46°	3200	2.70	11.70	10.7	0	5.3	9.3	9.5	0.9	25.1	25.0
ALG 37	7.10	7.1	55°	4800	2.60	15.7	19.8	0	13.0	9.4	14.4	1.70	38.1	38.5
ALG 39	7.20	7.80	49°	3350	2.70	12.7	13.3	0	5.8	11.4	12.4	1.0	28.7	30.6
ALG 40	7.35	7.20	42°	2900	2.40	12.0	10.4	0.5	5.0	9.2	12.6	0.5	25.3	27.3
ALG 41	7.00	7.20	40°	1750	2.80	7.0	9.4	0.4	4.0	7.3	7.3	0.5	19.6	19.1
ALG 42	7.2	7.2	40°	3250	2.30	13.5	11.1	0.5	5.5	9.5	13.4	0.5	27.4	28.9
ALG 43	7.3	7.5	41°	2750	1.80	15.2	6.2	0.2	6.9	4.9	11.2	0.2	23.4	23.2
ALG 45	7.2	7.5	35°	2250	1.90	11.5	10.2	0.6	6.8	8.4	8.6	0.3	24.2	24.1
ALG 46	7.2	7.4	32°	2300	2.20	9.2	12.2	0.8	6.5	10.3	8.6	0.3	24.4	25.7
ALG 48	7.4	7.8	32°2	2150	2.30	10.4	9.5	0.9	6.3	9.7	7.4	0.3	23.1	23.7
ALG 49	7.3	7.8	32°	2500	2.40	14.4	10.4	0.5	5.9	9.8	11.3	0.3	27.7	27.3
ALG 51	7.3	7.5	41°5	3000	2.50	11.8	14.4	0	6.3	9.7	8.9	0.6	24.3	25.5
ALG 53	7.4	7.9	30°5	1200	2.9	5.5	6.6	1.6	3.8	7.7	5.0	0.3	16.6	16.8
ALG 60	7.2	8.0	56°	2590	2.73	11.54	12.5	0	9.8	5.2	11.4	0.98	27.3	26.7
ALG 64	7.2	7.35	44°		2.40	38.0	22.2	0.1	15.5	12.7	33.9	1.5	62.7	63.3
ALG 67	7.10	7.07	51°	3700	0.4	25.2	12.3	0	8.3	4.2	22.7	2.13	37.14	37.3
ALG 73	7.3	7.96	44°	4000	2.13	22.5	23.5	0	18.15	7.03	17.7	2.09	45.1	48.1
ALG 74	7.3	7.62	44°	4500	1.90	30.42	26.87	0	21.55	7.98	20.4	1.22	51.20	55.1

Tableau 15 : Analyse chimique des eaux du Continental Intercalaire

Tableau 16: Indices de saturation - Nappe du Continental Intercalaire

no de l'éch	Localité	Nature de l'exploit	Calcite	Dolomite	Magnésite	Gypse	Anhydrite	Silice Quartz
ALG46	OULEO-DJELLAL	Artésien	+1.20	+3.16	+1.59	-0.67	-0.61	-
ALG15	DJAMAA	Artésien	+0.36	+1.44	+0.71	-1.06	-0.99	-
ALG16	CHOÛCHA II	Artésien	-0.05	+0.59	+0.28	-1.10	-1.03	-
ALG18	SIDI-MAHDI	Artésien	-0.16	+0.36	+0.17	-0.99	-0.87	-0.05
ALG19	TOUGGOURT	Artésien	+0.00	+0.64	+0.29	-0.93	-0.82	-
ALG23	SIDI-SLIMANE	Artésien	+0.14	+1.48	+0.98	-1.24	-1.13	-
ALG30	HADJIRA	Artésien	+0.17	+0.05	-0.49	-0.53	-0.49	-0.23
ALG34	OUARGLA	Artésien	-0.58	-0.52	-0.32	-1.21	-1.23	-
ALG37	HASSI-BEN ABDELAH	Artésien	+0.41	+0.98	+0.20	-0.51	-0.43	+0.11
ALG40	ZELFANA I	Artésien	-0.20	+0.19	+0.01	-1.21	-1.31	-
ALG41	ZELFANA	Artésien	-0.48	-0.35	-0.26	-1.33	-1.43	-
ALG45	METLILI	Pompage	-0.22	-0.12	-0.30	-1.00	-1.16	-1.00
ALG46	BEN-DAOUDA GHARDAIA	Pompage	-0.24	-0.03	-0.19	-0.93	-1.13	-
ALG48	BEN-SMARA GHARDAIA	Pompage	+0.07	+0.23	+0.10	-1.06	-1.25	-
ALG49	ATTEUF GHARDAIA	Pompage	-0.10	+0.27	-0.02	-1.08	-1.28	-
ALG51	GUERRARA	Pompage	+0.16	+0.84	+0.28	-1.12	-1.20	-
ALG53	BERRIANE	Pompage	+0.10	+0.89	+0.27	-3.19	-3.39	-
ALG60	IRRARA HASSI-MESSAOU	Pompage	+0.49	+0.93	+0.08	-0.82	-0.72	+0.37
ALG64	GASSI-TOUIL	Pompage	+0.34	+0.83	+0.10	-0.42	-0.47	-
ALG74	EL BAGUEL	Pompage	+0.39	+0.43	-0.33	-0.09	-0.14	+0.34

Tableau 17 - Analyses chimiques des eaux du C.T.

Ich.	PH terr	PH labo	T°C	duobos (m <sup>-1</sup> )	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Cl <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Ca <sup>++</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Mg <sup>++</sup> meq.l <sup>-1</sup>	Na <sup>+</sup> meq.l <sup>-1</sup>	K <sup>+</sup> meq.l <sup>-1</sup>	I <sup>-</sup>	I <sup>+</sup>
ALG1	7.45	7.40	32°	3800	3.6	23.9	12.5	0.2	6.3	10.1	26.1	0.3	40.2	42.8
ALG2	7.20	7.20	34°	3900	3.6	24.6	12.5	0.3	6.3	10.4	23.9	0.4	41.0	41.0
ALG3	7.20	7.20	33°	3900	3.50	22.9	13.7	0.3	5.9	10.4	23.9	0.3	40.4	40.5
ALG4	7.35	7.40	26°	3600	3.60	20.6	19.4	0.3	7.3	12.8	23.5	0.4	43.9	44
ALG5	7.00	7.10	25°	2200	3.00	3.8	23.0	0.2	12.6	14.2	4.8	0.2	30.00	32.00
ALG7	7.35	7.40	46°	9200	2.30	40.1	62.4	0	24.3	33.7	39.2	1.4	104.8	98.6
ALG8	7.25	7.10	29°	4200	2.40	13.7	41.6	0.1	11.3	15.8	28.9	0.7	57.8	56.7
ALG9	7.10	7.10	26°5	4500	2.30	26.0	29.0	0.3	11.3	15.9	26.8	0.8	58.2	54.8
ALG10	7.10	7.10	26°	4200	2.30	25.3	30.5	0.4	11.3	16.3	26.8	0.8	58.6	55.2
ALG11	6.90	7.20	28°	4300	2.30	24.6	26.3	0.5	6.70	19.7	25.7	1.0	53.7	53.1
ALG12	7.15	7.10	25°	7600	2.20	61.12	51.0	0	20.8	37.3	49.2	1.1	114.4	108.4
ALG13	7.10	7.10	25°	7500	2.00	56.3	54.7	0	21.5	31.0	51.3	1.1	113.0	104.9
ALG14	7.00	7.00	24°5	7600	2.00	56.3	49.3	0.1	20.8	32.5	49.2	1.2	107.9	103.7
ALG17	6.50	7.00	24°	8550	2.20	64.8	54.7	0	22.9	34.0	60	1.1	121.7	118.0
ALG20	7	7.00	30°5	4250	2.70	4.6	49.9	0	22.5	30.8	5.4	1.1	57.2	59.8
ALG21	7.60	7.70	-	>10000	6.00	146.4	95.3	0	25.0	69.7	133.1	0.3	237.7	228.1
ALG22	7.00	7.10	27°	7030	1.90	39.1	7.2	0.4	19.4	24.6	37.0	1.3	78.6	82.3
ALG25	7.20	7.20	26°5	4100	2.20	23.9	6.0	0.5	8.8	16.1	19.6	1.2	42.6	45.7
ALG26	7.10	7.20	28°5	4300	2.20	24.6	23.0	0.5	9.4	16.7	23.5	1.2	50.3	50.8
ALG27	7.10	7.30	29°	4250	2.30	23.9	18.1	0.5	8.9	14.3	20.7	1.1	44.8	45.0
ALG28	7.10	7.20	25°5	4400	2.30	25.0	26.0	0.4	10.3	16.2	23.5	1.2	53.7	51.2
ALG31	7.00	7.10	22°5	3650	2.90	13.8	26.0	0.4	12.8	16.5	13.8	1.0	43.1	44.2
ALG32	7.15	7.20	-	2250	2.20	11.3	12.2	0.8	6.2	11.1	9.7	0.5	26.5	27.5
ALG33	7.00	7.10	-	2000	2.00	9.9	13.0	0.9	5.9	12	8.6	0.4	25.8	27.2
ALG35	9.1	9.0	10°5	>10000	1.40	4.28	170.6	0.0	17.4	120.0	435	1.6	601.6	574.2
ALG38	7.3	7.70	26°	6000	1.70	39.4	34.8	0.3	5.8	30	35.5	1.0	76.2	72.3
ALG50	7.5	7.8	22°	740	3.50	1.4	3.40	0.9	2.70	5.70	1.40	0.1	9.2	9.9
ALG54	7.3	7.7	22°5	2650	2.50	13.2	24.7	0.4	12.7	18.0	9.9	0.3	40.8	40.4
ALG55	7.5	7.8	24°8	1000	4.3	2.10	4.00	1.2	3.30	5.80	3.00	0.1	11.6	12.2
ALG56	7.3	7.5	25°	1673	5.0	1.50	3.1	1.0	3.30	5.80	1.50	0.1	10.4	10.7
ALG57	7.1	7.6	20°	2000	1.8	6.5	21.6	0.8	13.8	11.9	5.0	0.3	30.7	31.0
ALG58	7.2	7.5	19°	1250	2.00	3.70	14.0	0.70	7.7	9.4	3.4	0.3	20.4	20.4

Tableau 18 :

Indices de saturation nappe du complexe terminal

no de l'aq.	Localité	Aquifère capté	Calcite	Dolomite	Magnésite	Gypse	Anhydrite	Silice Quartz
ALG9	MRAIER	Sable mio pliocène	-0.21	-0.07	-0.27	-0.35	-0.62	-
ALG10	MRAIER	Sable mio pliocène	-0.36	-0.36	-0.41	-0.34	-0.61	-
ALG12	EL ARFIANE	Sable mio pliocène	-0.14	+0.21	-0.06	-0.03	-0.25	-
ALG13	EL ARFIANE	Sable mio pliocène	-0.25	-0.14	-0.31	+0.09	-0.18	-
ALG17	DJANAA	Sable mio pliocène	-1.00	-1.62	-1.05	+0.11	-0.18	-
ALG20	TOUGGOURT	Sable mio pliocène éocène inf	+0.00	+0.38	-0.03	+0.17	-0.03	-
ALG21	TOUGGOURT (Tamacine)	Chott	+0.84	+2.00	+1.12	+0.16	-0.19	-
ALG22	TOUGGOURT (Tamacine)	Sable mio pliocène	-0.20	-0.11	-0.32	-0.06	-0.32	-
ALG25	EL-OUED (Nakhla)	Sable mio pliocène	-0.27	-0.04	-0.18	-0.73	-1.00	-
ALG27	EL OUED	Sable mio pliocène	-0.34	-0.24	-0.31	-0.67	-0.91	+0.36
ALG28	EL OUED Houba	Sable mio pliocène	-0.39	-0.37	-0.40	-0.44	-0.72	-
ALG29	EI OUED	Nappe Phréatique	+0.00	-0.28	-0.72	+0.13	-0.21	+0.83
ALG31	HADJIRA	Mio-pliocène	-0.30	-0.33	-0.45	-0.28	-0.60	-
ALG32	OUARGLA	Mio-pliocène	-0.19	+0.09	+0.13	-0.94	-1.21	-
ALG35	OUARGLA	Chott	+1.16	+3.48	+1.87	-3.35	-4.31	-
ALG36	OUARGLA	Nappe Phréatique	-0.68	-0.41	-0.17	-0.51	-0.90	-
ALG47	GHARDAIA	Nappe Phréatique	-0.48	-0.57	-0.52	-2.00	-2.44	-

Tableau 18 (Suite)

n° de l'éch	Localité	Aquifère capté	Calcite	Dolomite	Magnésite	Gypse	Argillite	Silice Quartz
ALG52	GUERRARA	Nappe Phréatique	+0.74	+1.69	+0.51	-0.06	-0.41	-
ALG54	LAGHOUAT Ksar El Hirane	Mio-Pliocène	-0.04	+0.30	-0.07	-0.36	-0.68	-
ALG57	LAGHOUAT abattoir	Mio-Pliocène	-0.38	-0.75	-0.50	-0.23	-0.58	-
ALG62	HASSI MESSAOUD	Mio-pliocène	+0.18	+0.17	-0.37	-0.17	-0.43	+0.52
ALG63	GASSI TOUIL Erg oriental	Mio-pliocène	-0.27	-0.78	-0.92	-0.60	-0.84	+0.58
ALG65	GASSI TOUIL Erg oriental	Mio-pliocène	+0.13	+0.06	-0.48	-0.24	-0.48	+0.52
ALG66	NEZLA	Mio-pliocène	-0.25	-0.10	-0.74	-0.48	-0.62	-
ALG68	EL GASSI	Mio-pliocène	-0.42	-1.11	-1.10	-1.29	-1.56	+0.48
ALG5A	LAGHOUAT Ethia	Mio-pliocène	-0.48	-0.73	-0.68	-0.68	-1.04	-
ALG70	EL DASSI	Jurassique	+0.10	-0.09	-0.60	-1.05	-1.22	+0.39
ALG71	EL BAGUEL Erg Oriental	Mio-pliocène	-0.02	-0.22	-0.61	-0.61	-0.86	+0.47
ALG72	EL BAGUEL	Mio-pliocène	+0.24	+0.34	-0.32	-0.61	-0.86	+0.54
ALG1	BISKRA source flamand	Senonien	-0.22	-0.01	-0.20	-1.01	-1.25	-
ALG2	BISKRA	Senonien	+0.00	+0.50	+0.09	-1.04	-1.22	-
ALG3	BISKRA forage	Senonien	-0.07	+0.37	+0.04	-1.02	-1.21	-
ALG4	BISKRA	Eocène inférieur	+0.07	+0.63	+0.13	-0.72	-1.00	-
ALG5	BISKRA	Eocène inférieur	-0.17	-0.16	-0.40	-0.28	-0.57	-
ALG8	CHEGGA	Mio-pliocène Eocène inf	-0.14	+0.10	-0.16	-0.22	-0.46	-0.31
ALG9	OUARGHA	Senonien	-0.75	-0.94	-0.60	-0.94	-1.21	-

Tableau 19. Ages radiocarbone de la nappe du C.I.  
 Les âges corrigés ont été calculés en utilisant  
 le modèle de correction de Gonfiantini R. (1972)  
 avec les paramètres suivants :

$$^{13}\text{Cco}_2 \text{ du sol} = 21 \text{ ‰ VS PDB}$$

$$^{12}\text{Carbonate solide} = 0 \text{ ‰ VS PDB}$$

$$^{14}\text{Carbonate solide} = 0 \text{ ‰ NBS}$$

$$^{14}\text{C CO}_2 \text{ du sol} = 100 \text{ ‰ NBS}$$

N° d'éch.E	Localité	$^{13}\text{CTD}$ en ‰ VS PDB	Activ. Pmc $2\sigma$	Ages appa- rents	Ages corrigés	Erreur
ALG 15	DJAMAA	- 10.45	$0.5 \pm 0.5$	40.000	38.000	Age minimum
ALG 23	TOUGGOURT	- 10.05	$0 \pm 0.5$	40.000	40.000	Age minimum
ALG 30	HADJIRA	- 10.39	$0.8 \pm 0.4$	40.000	36.000	Age minimum
ALG 37	OUARGLA	- 11.53	$0 \pm 0.4$	40.000	40.000	Age minimum
ALG 39	OUARGLA	- 9.10	$3 \pm 1.2$	29.000	23.000	Age minimum
ALG 42	ZELFANA	- 7.02	$1.5 \pm 0.5$	35.000	29.000	Age minimum
ALG 46	MEMLILI	- 7.69	$1.6 \pm 0.8$	34.000	29.000	Age minimum
ALG 49	GHARDAIA	- 7.84	$0.7 \pm 0.0$	40.000	36.000	Age minimum
ALG 53	BERRIANE	- 8.63	$0.5 \pm 0.4$	40.000	39.000	Age minimum
ALG 60	HASSI- MESSAOUD	- 11.35	$0.6 \pm 0.3$	40.000	39.000	Age minimum
ALG 64	GASSI TOUIL	- 10.7	$6 \pm 1.4$	24.000	20.000	Age minimum
ALG 61	HASSI- MESSAOUD	- 6.4	$3.9 \pm 0.3$	27.000	20.000	Age minimum
ALG 69	EL GASSI	- 9.59	$0.8 \pm 0.3$	39.000	35.000	Age minimum

N° ECHAN.	LOCALITE	ACTIVITE MESUREE	<sup>13</sup> C en ‰ VS PDB	<sup>3</sup> H en U.T.	ACTIVITE INITIALE A <sub>0</sub> (Calculée)			
					PEARSON	FONTES GARNIER	GONFIAN TINI	MOOK
ALG 52	GOURRARA	113.8	- 13.9	2.5		SYSTEME	OUVERT	
ALG 57	LAGHOUAT	68.6	- 7.62	1.6	36	24	-	0
ALG 58	LAGHOUAT	58.7	- 8.17	0.6	38	19	-	0
ALG 50	GHEARDAIA	64	- 9.00	-	43	43	70	3
ALG 55	HASSI ROUEL	48.66	- 10.5	-	50	50	80	23
ALG 62	HASSI MESSAOUD	38.9	- 9.01	1.4	43	45	67	0
ALG 66	NEZLA	31.4	- 9.40	-	45	44	66	0
ALG 63	GASSI-TOUIL	24.7	- 7.00	1.7	33	29	52	0
ALG 54	LAGHOUAT KSAR-HIRANE	9.00	- 8.21	1.0	39	37	54	0
ALG 5	BISKRA (TOLGA)	9.00	- 4.60	1.6	22	16	35	0
ALG 32	OUARGLA	8.40	- 7.58	0.9	36	32	57	0
ALG 4	BISKRA	7.7	- 5.50	-	26	22	42	0
ALG 3	BISKRA CHEMHA	5.9	- 6.70	3.0	32	30	64	0
ALG 17	DJAMAA	4.0	- 5.05	0.0	24	22	38	0
ALG 12	EL ARFLANE	2.4	- 4.70	1.3	22	18	36	0
ALG 33	OUARGLA	1.4	- 7.40	0.5	35	32	56	0
ALG 8	BORDJ-CHEGGA	0.3	- 9.60	0.9	45	43	71	0
ALG 25	EL OUED	0	- 6.63	0.7	—	—	—	-
ALG 28	EL OUED	0	- 5.55	—	—	—	—	-
ALG 9	EL MRALIER	0	- 6.64	—	—	—	—	-

Tableau n°24 - Interprétation des données du radiocarbone

- Activité du CO<sub>2</sub> du sol = 100% NBS
- <sup>13</sup>C du sol = -21‰ VS PDB
- <sup>13</sup>C Carbonate solide = 0‰ VS PDB (valeur estimée)
- Activité du carbonate solide = 0 ‰ (valeur estimée).

LOCALITE	N° ECHANT.	AGE $\pm$ 2 $\sigma$ NON CORRIGE	MODELE PEARSON.	MODELE FONTES & GARNIER	MODELE GONFLANTINI	MODELE REARDON & FRITZ
LACHOUAT	ALG 57	3.000 $\pm$ 1.000	/	/	/	/
ATLAS SAHARIEN	ALG 58	4.000 $\pm$ 1.000	/	/	/	/
ATLAS SAHARIEN	ALG 3	23.000 $\pm$ 6.000	14.000	13.000	20.000	15.000
	ALG 4	21.000 $\pm$ 2.000	10.000	8.000	14.000	11.000
BISKRA LACHOUAT	ALG 5	20.000 $\pm$ 1.000	7.000	5.000	11.000	9.000
	ALG 54	20.000 $\pm$ 1.600	12.000	11.000	15.000	13.000
DORSALE	ALG 52	ACTUEL	ACTUEL	ACTUEL	ACTUEL	ACTUEL
DU	ALG 50	3.600 $\pm$ 1.000	/	/	/	/
M'ZAB	ALG 55	6.000 $\pm$ 500	200	200	4.000	/
OUARGLA	ALG 32	20.300 $\pm$ 1.500	12.000	11.000	15.000	13.000
	ALG 33	35.000 $\pm$ 6.000	27.000	25.000	30.000	25.000
HASSI MESSAOUD	ALG 62	8.000 $\pm$ 1.000	1.000	1.000	4.000	2.500
ERG	ALG 63	11.000 $\pm$ 1.000	2.000	1.300	6.000	3.000
ORIENTAL	ALG 66	9.500 $\pm$ 2.500	3.000	3.000	6.000	4.000
VALLEE DE	ALG 17	26.000 $\pm$ 2.000	15.000	14.000	18.000	15.000
L'OUED RHIR	ALG 12	31.000 $\pm$ 6.000	18.000	16.000	22.000	18.000
(Exutoire de	ALG 8	40.000	40.000	40.000	40.000	40.000
la nappe)	ALG 9	29.000	AGE MINIMUM			
EL OUED	ALG 25	32.000	AGE MINIMUM			
(SOUF)	ALG 29	29.000	AGE MINIMUM			

Tableau n° 22 - Ages radiocarbone de la nappe du C.T.



## BIBLIOGRAPHIE

## B I B L I O G R A P H I E

- 1- ACHOUR, S (1990). La qualité des eaux du Sahara septentrional en ALGERIE: Etude de l'excès en Fluor. Tribune de l'eau, Mars 90. N°6 , Vol. 42N°542;
- 2- Isotope hydrology 1970, Proceedings of a sympos, IAEA, Vienna , 1970 ;
- 3- Isotope hydrology 1978, Volume I - Proceedings of symposium Neutherberg ;
- 4- AIEA,(1983), Section of hydrology  
"Guide book an nuclear technic in hydrology" Tech Rep, n°91 AIEA, Vienne ;
- 5- ADNANE.A.M.,(1987) Study of a new counting geometry for radiocarbon dating by the liquid scintillation technique. Thèse de Magister en Génie Nucléaire;
- 6- ARTHUR.W.ROS. (1957) Geochemistry in mineral exploration, second edition, academic press. ;
- 7- BOWEN.R.,(1986), Grounwater, 2nd edition. Elsevier applied Sci Publishers, London; N.York.
- 8- Castany.G, (1962) Prospection et exploitation des eaux souterraines, Dunod. Paris. ;
- 9- CASTANY.G. (1967), Traité pratique des eaux souterraines, 2ème édition. Dunod. Paris. ;
- 10- CHESSEL.S et Olive,P. (1978) L'eau tritiée: comptage par scintillation liquide après enrichissement électrolytique.C.R.G. Université Pierre et Marie CURIE. Publication n° 201. ;
- 11- CHESSELLET.R., (1970) Présentations de quelques méthodes de datation par les nucléides radioactifs appliquées à l'étude de la sédimentation marine. La Houille Blanche. n° 8/1970 ;
- 12- DEGUIN.A., (1982) Cours sur la chimie et les traitements d'eaux. Rappels de chimie . Ministère de l'Agriculture, ENITRTS. ;
- 13- DESJARDINS., (1988) Le traitement des eaux - Montréal, CANADA ;
- 14- EVANS.G. (1983) Tracer techniques in hydrology. Int. J. Appl. Radiat. Isat. Vol. 34 - n° 1 - P. 451 - 475 , Great Britain. ;

- 15- Fisher.Ch., (1980), Les radioéléments et leurs utilisations. Série synthèses. Coll du comm. de l'énergie atom. - Eyrolles - Paris V. ;
- 16- Fontes.J.Ch.,(1976) , Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles. Quelques aspects, Thèse de doctorat és Sciences- Université Paris VI , 197 p. ;
- 17- GARDEL.R.,(1959), la radioactivité, le point de vue de la protection et des services sanitaires - FRANCE -SELECTION, 4ème trimestre. ;
- 18- GERMAIN.L., (1976), Le traitement des eaux, Dunod, Paris, P.7 ;
- 19- GUENDOUZ.A., (1985), Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du sahara-nord-est septentrional.Thèse de Doctorat 3ème cycle.Université de Paris VI, 243 P. ;
- 20- HAISSINSKY.M., (1957) La chimie nucléaire et ses applications. Masson et Cie, Editeurs, Paris VI. ;
- 21- HISSIEL.J., (1975); La chimie des eaux: la pratique du calcul des équilibres, Editions CEBEDOC, BELGIQUE ;
- 22- HORROCKS.D.L., (1971), Organic and liquid scintillation counting. Academic Press, N.York and London. ;
- 23- LAMBERTY.F.W., (1969), Spectrographie de masse. Ediscience.Paris ;
- 24- LEGRAND.L., POIRIER.G. et LEROY.P.,(1981)Les équilibres carboniques et l'équilibre calco-carbonique dans les eaux naturelles.Etude graphique, utilisation des calculatrices, Collection A.G.H.T.M. Editions Eyrolles - FRANCE ;
- 25- LEVEQUE.P.(1969), Emploi des traceurs radioactifs naturels et artificiels en hydrologie souterraine. Communication présentée au Comité Technique de la Société Hydrotechnique de FRANCE, 12 Juin 1969-FRANCE ;
- 26- LLOYD.A., CURIE, (1982) Nuclear and chemical dating techniques. American chemical society. Washington, D.C. Editor National Bureau of Standards.

- 27- LLOYD.J.W., HEATHCOTE.J.A., (1985) Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. Oxford Science Publications. Clarendon Press, Oxford. ;
- 28- MANGANO.F, MARCE.A., MARTIN.J.M., OLIVE.P., (1969) Remarques sur l'utilisation des isotopes radioactifs pour la datation des eaux souterraines. Bulletin du BRGM -2ème série. Section III n°3. p.39.46 ;
- 29- OLIVE.P.; (1973) Introduction à l'hydrogéologie isotopique. 73.CRG 146 . Université Paris VI. ;
- 30- OSCIK.J., (1982), Adsorption. Ellis Horwood Limited, Publishers. Chichester. ;
- 31- PASCAL.P., (1968), Nouveau traité de chimie minérale, tome VIII, 1er fascicule. Carbone. Masson et Cie, Editeurs. Paris VI. ;
- 32- PEARSON.F.J., HANSHAW.B.B., (1970), Sources of dissolved Carbonate species in groundwater and their effects on carbon -14 dating. IAEA. p. 271- 286. ;
- 33- PILOT.J., (1974), Les isotopes en géologie: Méthodes et Applications. Edition DOIN. ;
- 34- RODIER.J. (1984) L'analyse de l'eau : eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. 7ème édition - Dunod - Paris ;
- 35- SCHOELLER, (1962) Les eaux souterraines, Masson et Cie, Paris. ;
- 36- SOUAG.M., (1981), Synthèse de l'étude des ressources en eau du Sahara septentrional algérien . Université Pierre et Marie CURIE, Paris VI. ;
- 37- ZOGER.H., STICHLER.W., Groundwater characteristics and problems in carbonate Rock aquifers, Proceedings of an advisory group meeting, IAEA, Vienna, (1989).