

# APPLICATION DES TECHNIQUES ISOTOPIQUES A L'ÉTUDE DES NAPPES CAPTIVES DU BASSIN DE MORONDAVA : LE PLATEAU GRESEUX DU TSIANDAVA ET SA BORDURE OUEST

par Eric NICOLINI, *assistant*

Joël PELERIN, *Maître-assistant*

EES Polytechnique, Université de Madagascar

BP 1500, Antananarivo

## RÉSUMÉ

L'application des techniques conjointes géochimiques et isotopiques sur la région de Morondava nous a permis de confirmer les données géologiques et tectoniques établies par les forages et la géophysique lors de campagnes d'étude précédentes. Ces techniques ont fourni des informations supplémentaires non négligeables sur l'évolution chimique des nappes en question, leurs vitesses d'écoulement et permis de déterminer les âges de ces eaux ; enfin elles laissent envisager l'éventualité d'une modification du couvert végétal entre la période d'infiltration de ces eaux et la période actuelle.

## ABSTRACT

Jointly application of isotopic and geochemical technics on Morondava area allowed us to confirm geologic and tectonic informations worked out during last studies. This technics provided additional informations about the chemical evolution of groundwaters, their field velocity and allowed  $^{14}\text{C}$  dating ; besides they let us consider the eventuality of plantcover modification between the period of infiltration and present time.

## INTRODUCTION

Nous assistons depuis une quinzaine d'années avec l'aménagement hydroagricole du fleuve Bas-Mangoky et ces dernières années de la basse Morondava à un développement concerté du Sud-Ouest maïgache ; ce

développement rural basé sur l'exploitation de deux cours d'eau importants fait partie d'une politique tournée en partie vers l'intensification des ressources agricoles. On peut envisager que dans les années à venir ce développement régional aboutira grâce à des besoins accrus (agro-industries...) à une consommation d'eau supplémentaire d'où la nécessité de l'exploitation de nouvelles ressources en eau.

Une meilleure connaissance de la géologie et de l'hydrogéologie de la région de Morondava a été obtenue ces dernières années au cours de plusieurs campagnes financées par les Nations Unies ; ces études basées sur la géophysique et la réalisation d'un certain nombre de forages de reconnaissance hydrogéologiques ont montré que le Sud-Ouest malgache possédait des ressources en eaux souterraines non négligeables.

Nous nous proposons dans la présente étude d'utiliser les techniques géochimiques et isotopiques afin de parfaire la connaissance de ces nappes en vue d'une exploitation judicieuse : nous avons retenu pour ce faire le plateau gréseux du Tsiandava et sa bordure ouest.

## **LE BASSIN DE MORONDAVA : LE PLATEAU GRÉSEUX DU TSIANDAVA ET SA BORDURE OUEST**

### **I. Situation géologique et hydrogéologique**

#### *I.1. Présentation de la zone d'étude*

La région étudiée se situe entre les villages de Mahabo (40 km à l'ouest de Morondava) et Ankilizato à l'est distants de 35 kilomètres, cf. figure 1. La structure régionale est monoclinale à léger pendage ouest, sa limite méridionale est marquée par un plateau gréseux dominant la plaine d'Ankilizato. Ce plateau d'âge albien-turonien est large de 10 à 20 kilomètres dans le sens est-ouest, d'altitude 200 à 500 mètres et est recouvert en grande partie par une cuirasse ferrugineuse ; il est traversé d'est en ouest dans sa partie sud par le fleuve Morondava.

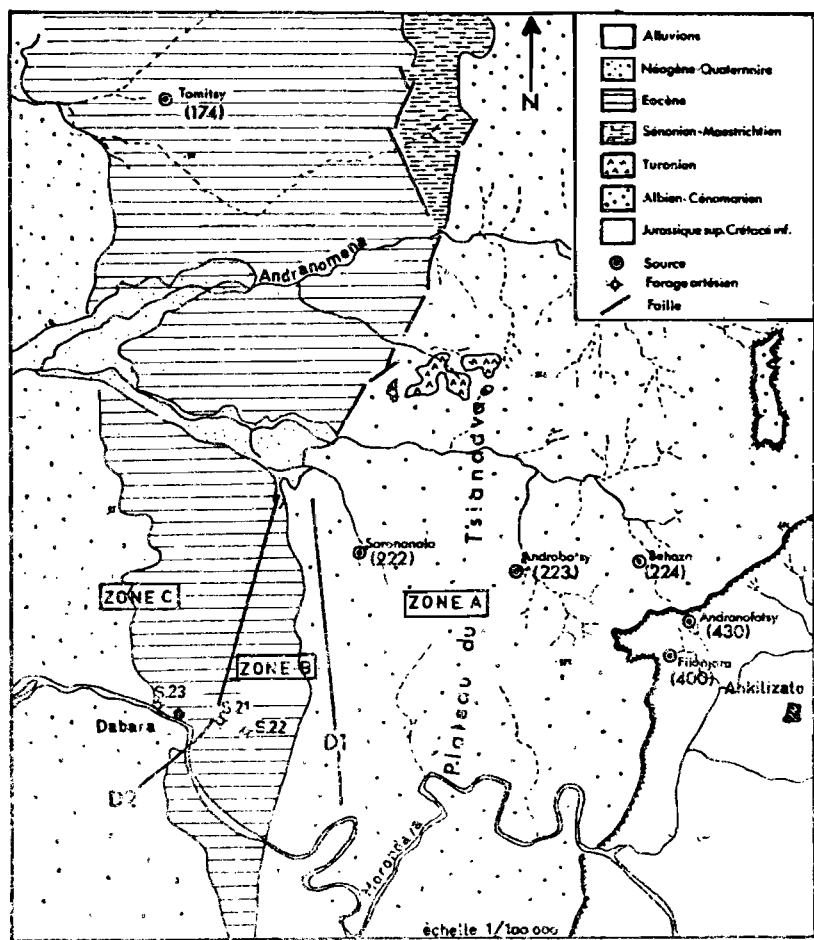
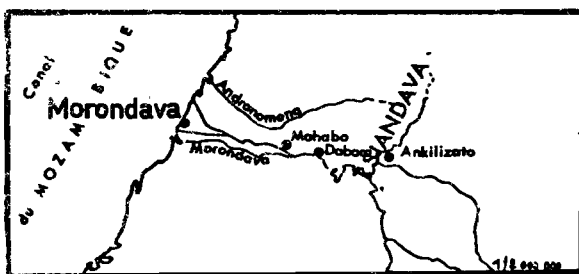
Sur son rebord occidental reposent les formations gréseuses et calcaires éocènes ; plus à l'ouest, ces séries s'ennoient sous de vastes épandages pliocènes ou récents (sables roux argileux) recouvrant la plaine côtière de Morondava.

#### *I.2. Lithologie et stratigraphie, cf figure 2*

Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.

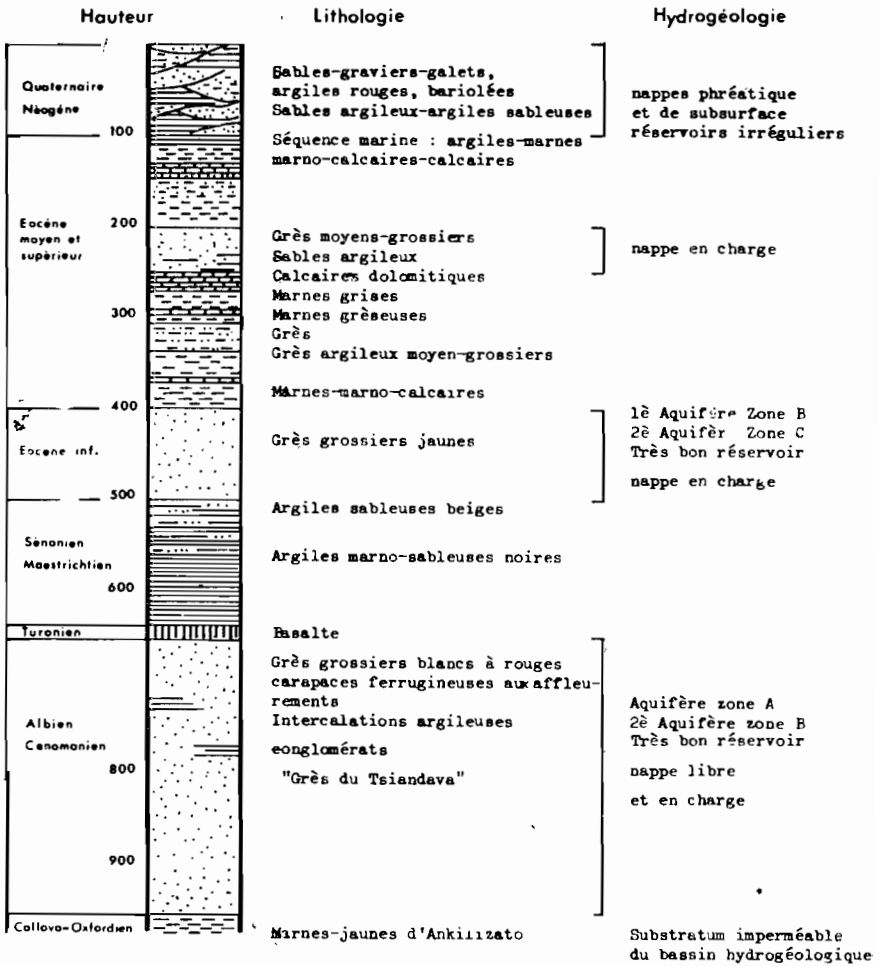
— *morphologie* : ces dépôts sont représentés dans la plaine d'Ankilizato et à la base du plateau gréseux sur son bord est.

— *lithologie* : la série est constituée par les marnes vertes et jaunes d'Ankilizato (75 m d'épaisseur) formant la plaine d'Ankilizato, recouvertes par des formations marno-gréseuses (20 m), la série est datée de Callovo-oxfordien, par P.-A. BALLOGE [1] et des grès et marnes gris clair datés du Valanginien.



Carte géologique et situation des points d'eau échantillonnés sur le secteur  
 Figure n 1 DABAGA-ANKILIZATO

Figure 1



Echelle stratigraphique région MORONDAVA - ANKILIZATO.

Les argiles marno-sableuses sont datées du Sénonien-Maestrichtien ; on les retrouve plus au nord en affleurement.

— *propriétés aquifères* : ces formations argileuses jouent le rôle de couverture imperméable sur les grès du Tsiandava.

### **L'Eocène.**

— *morphologie* : l'éocène affleure au nord et au sud de Dabara, il forme un petit plateau de faible altitude sur le rebord ouest du plateau du Tsiandava.

— *stratigraphie* : les forages effectués dans la région permettent de dresser la coupe suivante :

0 — 100. Séquences marines : argiles, marnes, marno-calcaire, calcaires marneux.

100 — 130. Phase continentale détritique : grès moyens et grossiers et sables argileux.

130 — 170. Séquences marines : calcaires dolomitiques avec intercalations de marnes grises au nord, gréseuses au sud.

170 — 200. Phase continentale détritique : grès, grès argileux moyens à grossiers.

200 — 280. Séquences marines essentiellement marneuses.

70 mètres à l'est de la faille de Manamby, 200 mètres à l'ouest : grès grossiers à feldspaths blancs et roses d'âge éocène inférieur.

La puissance de l'Eocène varie entre 350-400 mètres à l'ouest de la faille de Manamby et 200 mètres à l'est.

### **Le Crétacé moyen : « les grès du tsiandava ».**

— *morphologie* : les grès rouges du Tsiandava forment un plateau profondément découpé par les rivières Andranomena au Nord et Morondava au Sud. Ce plateau débute à l'Est par une falaise abrupte de 200 à 300 mètres dominant les formations marneuses de la plaine d'Ankilizato.

— *lithologie* : la série est constituée par des formations gréseuses d'âge albien à turonien, essentiellement continentales, avec quelques intercalations marines fossilifères (V. HOURQ, [2] ; A. de VENDEGIES, [3]) ; les grès sont grossiers blancs à rouges, avec des niveaux conglomératiques et argilo-marneux, à stratification oblique. La surface du plateau est recouverte en partie par une carapace de grès ferrugineux de 1 à 3 mètres d'épaisseur. L'épaisseur des grès sur le rebord du plateau varie de 250 à 300 mètres.

*propriétés aquifères* : ces grès d'excellente qualité hydraulique reposent sur les marnes jaunes d'Ankilizato formant leur substratum ; de petits niveaux peu perméables au sein des grès permettent l'existence de lignes de sources perchées.

### **Le Crétacé supérieur.**

— *morphologie* : le Crétacé moyen supérieur n'est pas représenté dans la région étudiée mais il affleure plus au nord à l'est de la source de Tomitsy.

— *stratigraphie* : la coupe du forage S. 22 nous montre la succession suivante au-dessus des grès du Tsiandava :

- + 14 mètres de basaltes (Turonien) ;
- + 70 mètres d'argiles marno-sableuses noires ;
- + 87 mètres d'argiles sableuses beiges.

— *propriétés aquifères* : les grès inférieurs ont d'excellentes qualités hydrauliques ; les séquences marines supérieures jouant le rôle de couverture imperméable ; les intercalations gréseuses contiennent de petites nappes.

Les formations superficielles (Néogène-Quaternaire).

Elles s'étendent à l'ouest des dépôts éocènes ; elles constituent une plaine d'alluvions fluviales et fluvio-lacustres ; cette série est formée de sables, graviers, galets et argiles rouges, elle se biseaute sur les formations éocènes vers l'Est.

-- *propriétés aquifères* : ces formations contiennent la nappe phréatique de la plaine.

### **1.3. Tectonique et hydrogéologie**

#### **Tectonique.**

La structure régionale monoclinale est parcourue par de nombreuses failles en majorité longitudinales avec prédominance de deux grandes directions :

- Nord, nord-est-sud, sud-ouest, dites « Côte Est » ;
- Nord, nord-ouest-sud, sud-est, dites « Bongo-lava ».

Ces failles abaissent les compartiments ouest et sont à l'origine du bassin côtier de subsidence où les dépôts crétacé-éocènes peuvent atteindre plusieurs milliers de mètres d'épaisseur au niveau du littoral.

Deux failles importantes reconnues par géophysique et confirmées par forages (H. TORRENT [4]), traversent la zone étudiée :

-- la première que nous appelons D1 de direction nord-nord-ouest-sud-sud-est limite le plateau gréseux se terminant en pente douce sur sa bordure occidentale ; nous appelons la zone, qui comprend le plateau

situé à l'est de cette faille, « zone A », celle située à l'ouest « zone B ». Le compartiment de la zone B est effondré avec un rejet de 200 mètres, — la deuxième de direction nord-sud (appelée D2) passe par le village de Dabara; la zone située à l'ouest de D2 est appelée « zone C »; le compartiment de la zone C est effondré avec un rejet de 300 mètres.

### *Hydrogéologie.*

Nous localiserons les différents aquifères par rapport aux trois zones définies plus haut, soit d'est en ouest (cf. fig. 3) :

— la zone A : cette zone correspond au Plateau gréseux du Tsiandava dont le niveau de base est représenté par les fleuves Morondava au sud et Andranomena au nord; le contact des grès Crétacé moyen avec leur substratum marneux (marnes d'Ankilizato) est marqué par un alignement de petites sources pérennes au pied du rebord est du plateau;

— la zone B, situés entre les accidents D1 et D2, les forages S.21 et S.22 permettent d'établir la coupe schématique suivante :

Formations argileuses en surface avec quelques bancs calcaires éocènes (25 à 35 m);

*Premier aquifère* : Eocène inférieur : les grès grossiers sont exploités au forage artésien S.21 et traversés au forage S.22; la puissance des grès varie entre 80 et 150 mètres;

Argiles, argiles sableuses et argiles noires : Sénonien-Maestrichtien, 150 à 200 mètres d'épaisseur

Basaltes turonien (15 m) : le rapport de forage signale un avancement plus rapide lors de la traversée des dernières mètres, ceci traduit une altération probable;

*Deuxième aquifère* : Albien-Cénomaniens : les grès du Tsiandava sont exploités au forage artésien S.22, leur puissance est de 200 mètres environ;

Les marnes jaunes d'Ankilizato : elles forment le substratum imperméable des grès.

De part et d'autre de l'accident D1, les deux aquifères (zone A et deuxième aquifère zone B) sont en communication malgré le rejet de 200 mètres, il s'agit du même aquifère.

— la zone C, à l'ouest de D2 : le compartiment est encore effondré avec un rejet de 300 mètres; la succession des aquifères est la suivante :

*Premier aquifère* : Eocène inférieur sous 300 mètres de dépôts Eocène moyen et supérieur, est capté par le forage artésien S.23

Les formations Crétacé moyen et supérieur (200 m d'épaisseur environ) constituent le substratum du premier aquifère;

*Deuxième aquifère* : l'aquifère gréseux Crétacé moyen se trouve rejeté à plus de 600 mètres de profondeur, aucun forage n'a atteint cette côte.

OUEST EST

Zone C

Zone B

Zone A

Dabara

Manamby

S 23 ▲

S 21 ▲

S 22 ▲

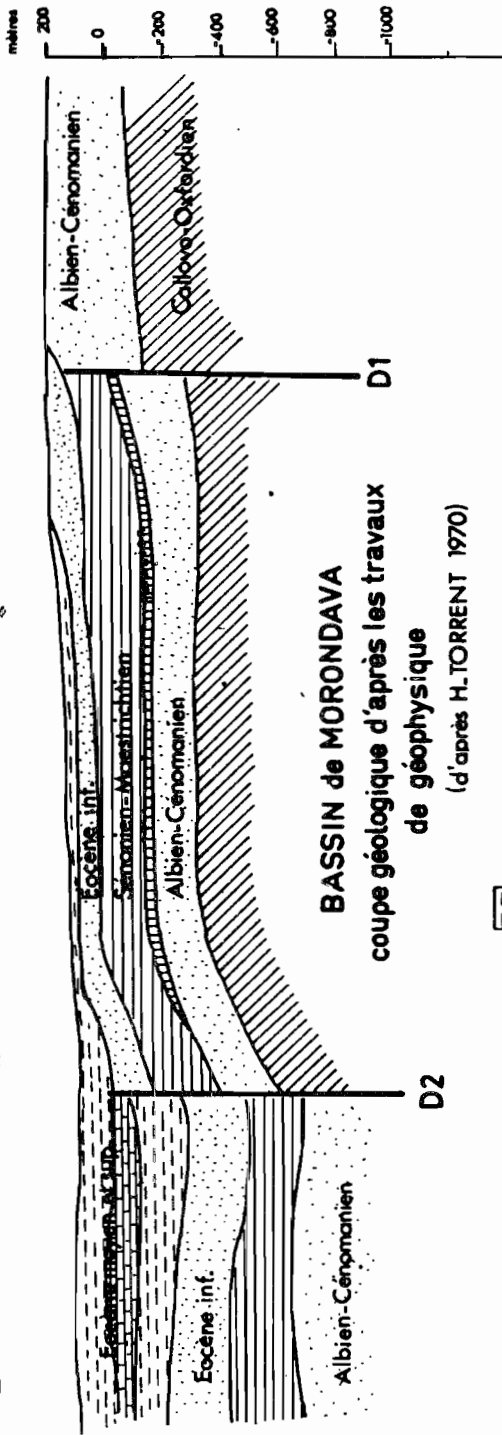


Figure 3



De part et d'autre de l'accident D2, le deuxième aquifère de la zone B se trouve vraisemblablement en communication avec le premier aquifère de la zone C ; il s'agit dans ce cas de la même nappe, l'étude géochimique et isotopique permettra de confirmer cette hypothèse.

## II. Etude géochimique

### II.1. Les sites de prélèvement

Sur le plateau du Tsiandava trois échantillons d'eau ont été prélevés : 223-224-400, cf. figure 1. Les échantillons 223 et 224 proviennent de petites sources perchées sur le plateau à la faveur de niveaux argileux ; un échantillon d'argile prélevé sur le sommet du plateau analysé au rayon X révèle de la kaolinite à 99 pour cent. On note dans la partie supérieure du plateau de petits affleurements visibles sur les talus d'argiles, marnes et basaltes. L'échantillon n° 400 a été prélevé dans le ruisseau Filanjara au pied du flanc est du plateau, il est alimenté par de nombreuses sources à faibles débits localisées sur ce flanc.

Les échantillons 174, S.22, S.21, S.23 ont été prélevés dans la plaine de Morondava à l'ouest de l'accident D1 :

- l'échantillon n° 174 est situé approximativement à 20 kilomètres au nord d'une ligne est-ouest sur laquelle se situent tous les autres prélèvements ; il provient d'une source dans les calcaires de l'Eocène inférieur ;
- l'échantillon 222 correspond à une petite source située au contact argiles-grès sans qu'il soit possible de déterminer sa position exacte par rapport à l'accident D1 ;
- les autres échantillons prélevés proviennent de forages artésiens : les forages étudiés sont cimentés, tubés et crépinés, aussi ne concernent-ils que les aquifères mentionnés ci-après :

*La première nappe* : elle est située dans les grès de l'Eocène inférieur ; ces grès ont été traversés en S.22 et captés en S.21. En S.22, l'aquifère est constitué de haut en bas par des sables fins à moyens (15 m), des grès argileux (5 m) puis des grès grossiers (45 m) ; le toit est formé par des argiles vertes, le mur par des calcaires marneux jaunes ; en S.21 ce même aquifère est constitué par des grès moyens rencontrés sur 13 mètres, le toit de la formation se compose de marnes et de calcaires marneux dolomitiques.

*La deuxième nappe* : elle est captée aux forages artésiens S.22 et S.23. L'aquifère entre les accidents D1 et D2 est constitué par des grès moyens à grossiers à passées marneuses avec à son toit des argiles sableuses et les basaltes turoniens ; il semble que ces derniers soient altérés dans leur partie inférieure, donc au contact de l'aquifère si l'on en juge par l'augmentation de la vitesse d'avancement du forage durant leur traversée.

Cet aquifère se poursuit à l'ouest de l'accident D2 par l'aquifère éocène inférieur ; le faciès rencontré est différent de celui trouvé en S.21 et S.22 : les passages marneux sont un peu nombreux mais il est surtout

caractérisé par la présence de feldspaths roses et blancs accompagnant les graviers et dragées signalés en S.21 et S.22.

Les résultats analytiques sont portés sur les tableaux 1 (paramètres physico-chimiques et analyses de terrain) et 2 (résultats d'analyses des éléments majeurs).

### II.2. Le pH :

Il varie entre 4 et 8 ; la majorité des valeurs se situe entre 4 et 6,8, des pH acides sont habituels dans des eaux circulant dans des grès ; les pH très acides de 4 à 5,4 correspondent aux eaux riches en acide carbonique prélevées sur le plateau du Tsiandava, aire de recharge de la deuxième nappe, elles sont peu minéralisées.

L'étude géochimique montrera l'évolution des deux nappes et expliquera l'augmentation du pH, d'est en ouest ; le cas de la source n° 174 (pH = 8) dans les calcaires de l'Eocène inférieur sera abordé dans l'étude des éléments majeurs.

### II.3. Conductivité et minéralisation

Les échantillons sont très peu ou peu minéralisés ; néanmoins, la somme des éléments majeurs varie d'un facteur 35 entre l'est et l'ouest, soit entre les sources situées sur le plateau et les forages artésiens à l'ouest.

La conductivité varie entre 13 $\mu$ S/cm pour la source perchée (n° 224) située au cœur du plateau gréseux et 360 $\mu$ S/cm pour les eaux du forage artésien S.23, à l'ouest de ce plateau ; la minéralisation totale passe respectivement de 6 mg/l environ à 210 mg/l.

TABLEAU 1

Plateau du Tsiandava : mesures effectuées sur le terrain

Numéro	Nom		Temp. (°C)	p H	Conductivité ( $\mu$ S/cm) 25°C	Alcalinité : TA (meq/l)
49	S. 23	F	35,5	6,80	360	1,90
44	S. 21	F	28,0	6,25	320	1,25
48	S. 22	F	32,0	6,45	245	1,20
400	Filanzara	S	26,0	6,60	73	0,25
224	Behozo	S	27,0	4,00	13	0,20
223	Androbotsy	S	27,5	4,60	61	0,20
222	Saronanala .....	S	27,0	5,40	91	0,40
174	Tomitsy .....	S	32,0	8,00	476	

F : Forage artésien.

S : Source.

On différencie nettement deux groupes d'eaux :

- les sources du plateau gréseux à faible minéralisation et pH acides : c'est la zone de recharge des nappes captées au S.22 et S.23 ;
- les eaux de forages S.21, S.22, S.23 à conductivité et minéralisations plus importantes mais néanmoins faibles et pH proches de la neutralité.

#### 11.4. Les températures

Les températures de prélèvements de la plupart des échantillons se situent entre 26,0°C et 27,5°C ; la température annuelle étant de 24,8°C.

Pour les eaux dont la température est légèrement supérieure à cette moyenne sans excéder 27,5°C, nous pensons, vu leur très faible débit, qu'elles tendent à atteindre la température extérieure ambiante lorsqu'il n'a pas été possible de déterminer et de prélever à l'emplacement exact du griffon. Les conditions géologiques nous permettent d'écarter les hypothèses de mélange avec des eaux profondes ou de circuits plus profonds.

Les eaux de forages S.22 : 32,0°C et S.23 : 35,5°C seules présentent une température supérieure ; la moyenne annuelle étant de 24,8°C, cela représente des écarts avec cette moyenne respectivement de 7,2°C et 10,7°C pour des nappes situées à 300 mètres de profondeur soit un gradient géothermique compris entre 2,5°C et 3,5°C/100 m : ces valeurs peuvent être considérées comme normales et l'influence thermique des basaltes rencontrés au S.22 sur 16 mètres d'épaisseur peut être considérée comme faible ou nulle ; cependant, il faut signaler la présence de sources chaudes reportées sur la carte topographique au 1/100 000 à une vingtaine de kilomètres au sud de la région étudiée dans un secteur actuellement dépourvu de toute voie d'accès.

La source 174 scurde au fond d'un plan d'eau sphérique d'environ 20 mètres de diamètre ; nous pensons que la forte température relevée correspond à la température ambiante au moment du prélèvement.

#### 11.5. Cations et anions :

Les résultats des analyses sont portés sur le tableau 2. Ils montrent des eaux très faiblement minéralisées, de la dizaine à quelques dizaines de ppm, pour les échantillons correspondant à l'aire de recharge sur le plateau gréseux ; cependant ces eaux sont très peu minéralisées et le report sur diagrammes de Schoeller ou de Piper sera à interpréter avec prudence, de faibles écarts dus à des erreurs d'analyses si faibles soient-elles pouvant changer totalement le faciès chimique d'une eau.

Les résultats d'analyses des éléments majeurs sont reportés figure 4, sur un diagramme d'analyses de Schoeller. Sur les figures 5 et 6, nous avons représenté l'évolution géochimique des eaux d'est en ouest : l'échantillon n° 224 se trouve au cœur du plateau, l'échantillon n° 400 est prélevé sur le flanc est du plateau.

TABLEAU N° 2

Résultats des analyses chimiques des éléments majeurs et teneurs oxygène 18

N°	Nom	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SiO <sub>2</sub>	Mine	10O%
49	S 23.....	19,4	5,4	22,6	13,8	9,4	15,1	<0,1	112	12,2	210,0	-7,39
44	S 21.....	9,6	8,3	7,3	4,5	16,8	0	<0,1	69,5	15,1	132	-6,79
48	S 22.....	9,6	3,4	11,6	12,5	9,1	13,6	<0,1	61,2	9,3	130,6	-7,41
400	Filanzara .....	5,6	0,5	3,0	1,6	4,2	13,0	<0,1	5,6	2,0	45,5	-6,75
224	Behoso .....	0,4	0,2	0,6	0,9	0,6	0	<0,1	3,2	0	6,0	-6,00
223	Androboty .....	1,6	2,5	3,7	1,9	1,8	10,5	<0,1	9,8	13,5	45,5	-6,54
222	Saronanala .....	6,4	0,5	4,3	5,1	9,2	0	<0,1	13,9	7,4	47,0	-4,09
174	Tomitsy .....	35,2	18,2	7,5	4,8	11,1	0	0,4	170,4	16,5	264	-3,50

Nous pouvons mettre en évidence deux groupes d'eaux :

— un premier groupe (fig. 4) correspondant aux échantillons 223, 224, 400; S.22 et S.23; il concerne les eaux du plateau (223, 224 et 400) et les eaux des forages captant l'aquifère Crétacé en S.22 et son prolongement dans les grès éocènes en S.23. Les eaux sont de type bicarbonaté-sodocalcique.

Nous remarquons que dans l'évolution chimique de ces eaux, la minéralisation en sulfates est acquise en 223-400, en revanche nous notons une forte augmentation des teneurs en bicarbonates et en sodium (cf. fig. 5) et, dans une moindre mesure en calcium lors du passage de l'aquifère libre à l'aquifère captif;

— un deuxième groupe (fig. 4) correspondant aux échantillons 174 et S.21; ils reflètent par leur rapport Mg/Ca proche de 1 ou supérieur, la présence de calcaires marneux dolomitiques de l'éocène moyen rencontrés par le forage S.21; les faciès sont de type bicarbonaté-magnésien-sodique, ces eaux ne présentent pas de sulfates.

— une évolution des paramètres physico-chimiques d'est en ouest à partir du point 224 et d'ouest en est de 224 à 400.

## Oxygène 18

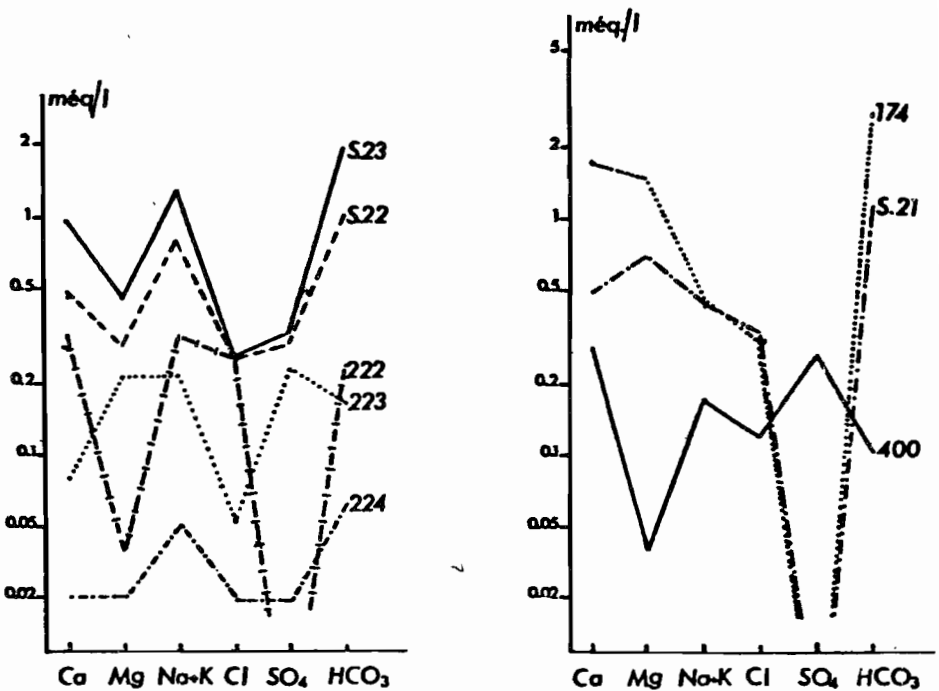


Figure 4: Diagramme de Schoeller

Les teneurs en sulfate des échantillons 222, S.21 et 174 sont inférieures ou égales à la limite de détection de la mesure)

Les eaux faiblement minéralisées provenant des sources du plateau gréseux et de ses contreforts mettent en évidence les fréquentes variations locales de faciès au sein de la partie supérieure des grès du Tsiandava (basaltes, marno-calcaires, kaolinite, ...) responsables d'un certain nombre de petites sources perchées; on doit aussi noter leur très faible minéralisation, celle-ci s'effectuant surtout dans la zone saturée

### 11.6. La silice

La solubilité des formes polymorphes naturelles de la silice a fait l'objet de nombreuses études (P. PASCAL, [5], R.-M. GARRELS, C. CHRIST, [6], W. STUMM et J.-J. MORGAN [7] de laboratoire qui conduisent à admettre les résultats suivants :

— quartz de 3 à 14 ppm, les valeurs les plus fréquentes étant voisines de 6 ppm à 25°C;

— silice amorphe  $\text{Si(OH)}_4$  : de l'ordre de la centaine de ppm; la solubilité dépend peu du pH entre 4.5 et 9, elle fait intervenir la taille des grains, le pH s'il est supérieur à 9 et la température.

De fortes quantités de silice proviennent de la décomposition de feldspaths par les eaux riches en  $\text{CO}_2$ , R.-M. GARRELS [8] souligne dans les aquifères chimiquement confinés une diminution de la teneur en silice par précipitation de minéraux silicatés de néoformation à partir des éléments chimiques en solution.

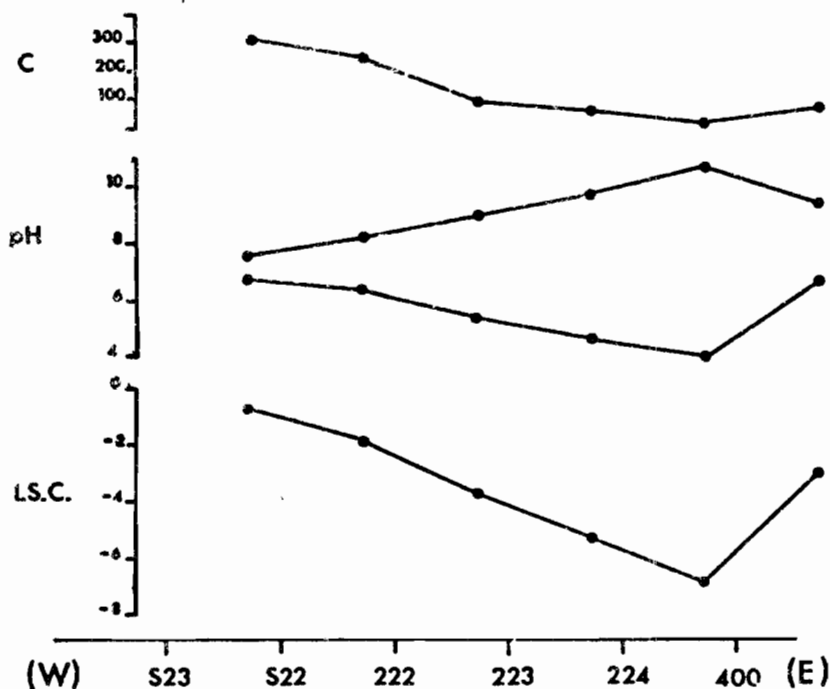


Figure 5

Variation des paramètres physico-chimiques dans la direction générale d'écoulement

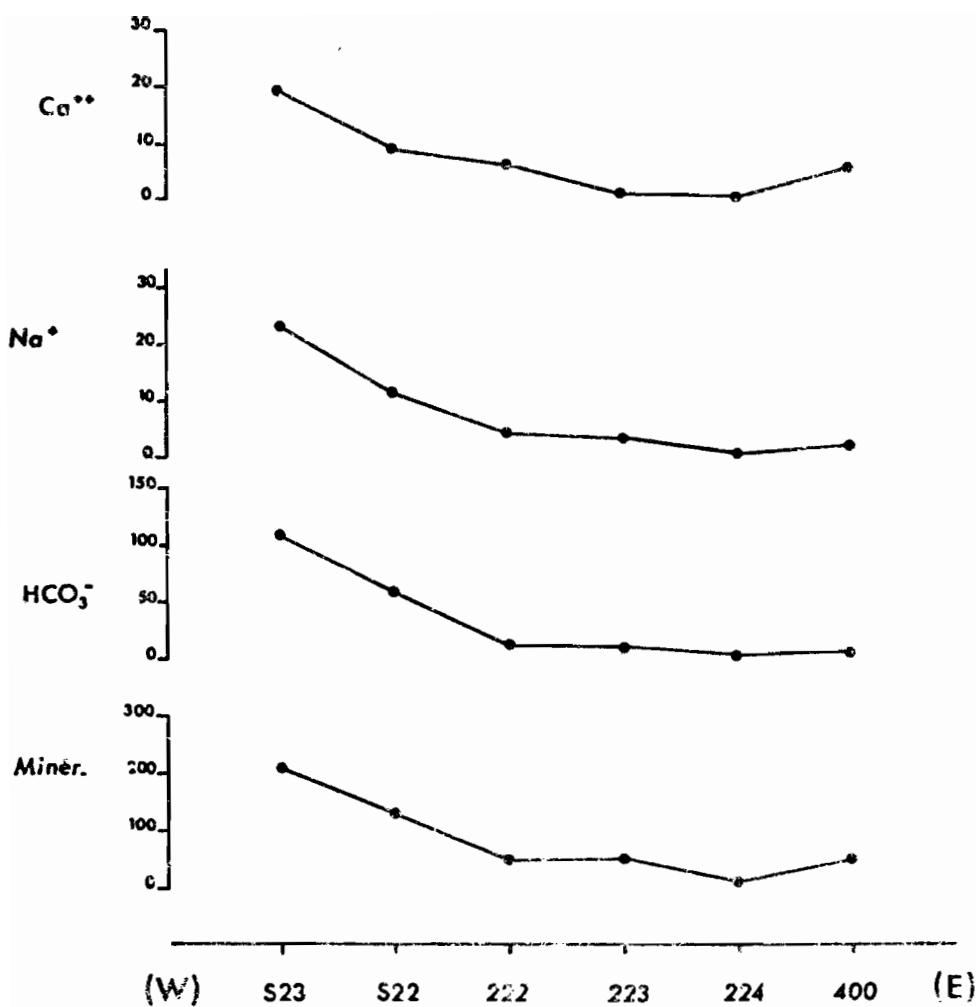
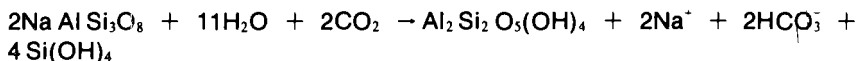


Figure 6  
Variation des éléments majeurs selon la direction générale d'écoulement

Les teneurs rencontrées dans les eaux étudiées sont faibles, de 0 à 16 ppm, légèrement supérieures à la solubilité du quartz pour les échantillons S.21 et 174. Il semble malgré les faibles teneurs en silice et le nombre relativement réduit d'échantillons que l'on puisse confirmer la distinction entre les deux groupes d'eaux distingués à l'examen des teneurs en éléments majeurs (cf II.5) : si l'on reporte sur un diagramme (fig. 7) les variations des teneurs en silice en fonction des teneurs en sodium + potassium, il semble que pour le groupe d'eaux de l'aquifère gréseux du Crétacé moyen, l'accroissement de la teneur en silice soit corrélé avec celui des teneurs en sodium et potassium de l'aire de recharge (224) jusqu'au point d'observation de la nappe situé le plus à l'ouest (S.23), la corrélation n'est pas observée pour l'échantillon 223, la teneur en silice relativement forte (13,5 mg/l) reflète les variations lithologiques locales au sein de l'aire de recharge de l'aquifère gréseux. Il n'est pas possible de définir avec précision l'origine de ces éléments, nous avons cependant montré que les basaltes, toit de l'aquifère gréseux, pouvaient être altérés et que les grès de l'Eocène inférieurs rencontrés au S.23 renfermaient des « feldspaths blancs et roses » (rapport de forage) sans possibilité de les définir.

La minéralisation relativement forte acquise en S.22 et S.23 pourrait donc provenir dans une certaine mesure de l'altération de ces feldspaths et/ou feldspathoïdes des basaltes ainsi que des pyroxènes. Cette altération peut obéir à des réactions de type :



$\text{Ca Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightarrow \text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4 + \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^-$  dues à des eaux agressives avec libération de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{Si}(\text{OH})_4$ .

Cette éventualité ne sera pas sans des conséquences importantes sur la détermination de l'activité initiale  $A_0$  lors de l'étude du carbone 14.

### II.7. Equilibre des carbonates

De nombreux auteurs ont étudié les aspects cinétiques et thermodynamiques de l'équilibre des carbonates H. ROQUES [9], [10], R.-M. GARRELS et C. CHRIST [6].

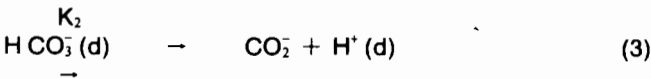
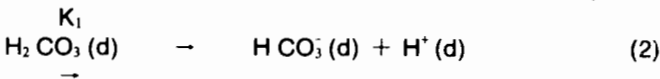
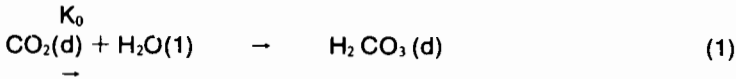
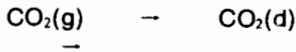
Le calcul de l'anhydride carbonique, de l'indice de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomie nécessite la détermination au préalable pour chaque échantillon de la force ionique, des coefficients d'activité  $a_{\text{Ca}^{2+}}$ ,  $a_{\text{CO}_3^{2-}}$ , le calcul des constantes de dissociation à la température de l'échantillon, le processus est décrit par A.-H. TRUESDELL et B.-H. JONES [11], PLUMMER et al [12].

— anhydride carbonique : la pression partielle du  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère est de  $3 \cdot 10^{-4}$  atm ; sous l'effet de l'activité organique, la pression partielle du  $\text{CO}_2$  dans les sols est d'environ deux ordres de grandeur supérieure à celle de l'atmosphère ( $3 \cdot 10^{-4}$  atm).



Le CO<sub>2</sub> qui entre en solution suit le système de réactions d'équilibre suivant :

~~0900~~ CO<sub>2</sub>



(g) = forme gazeuse ;

(d) = forme dissoute.

D'après (1) + (2), la pression partielle de CO<sub>2</sub> est déterminée par la relation :

$$\log p \text{ CO}_2 = \log a \text{ HCO}_3^- - \text{pH} - \log K_0 - \log K_1$$

« a » représente l'activité K<sub>0</sub> et K<sub>1</sub> sont respectivement les constantes de dissolution du CO<sub>2</sub> et de la première dissociation acide de H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, l'activité du CO<sub>2</sub> dissous a pour valeur :

$$\log a \text{ CO}_2(\text{aq}) + \log K_0 + \log p \text{ CO}_2$$

Les valeurs de pCO<sub>2</sub> et de CO<sub>2</sub> dissous sont indiquées sur le tableau 3, page .

Si l'on écarte l'hypothèse d'un apport de CO<sub>2</sub> par les émanations volcaniques ou l'oxydation de matières organiques, nous pouvons raisonner en système ouvert — système fermé — (C.-H. HENDY, [13] ; D. LANGMUIR, [14] ; T.-M.-L. WIGLEY, [15] :

— indice de saturation : il permet d'apprécier le degré d'agressivité d'une eau en comparant le produit des activités de Ca<sup>2+</sup> et CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> au produit de solubilité théorique à la température de l'échantillon

$$\text{Par définition, } IS = \log \frac{Q}{K}$$

Q est le produit d'activité des ions ;

Q<sub>c</sub> = (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>) . (Ca<sup>2+</sup>) pour la calcite ;

K est la constante d'équilibre: K<sub>c</sub> = 10<sup>-8,5</sup> pour la calcite.

TABLEAU 3

Paramètres déterminés par l'équilibre des carbonates

Numéro	Nom	CO <sub>2</sub> dissous (ppm)	p CO <sub>2</sub> (10 <sup>-3</sup> atm)	IS Calcite	IS Dolomie
49	S. 23	24,2	2,0	-0,76	- 2,36
44	S. 21	58,0	4,2	-1,97	- 4,17
43	S. 22	30,4	2,4	-1,78	- 4,03
400	Filanzara	1,5	0,1	-2,89	- 5,62
224	Behozo .....	541,3	38,0	-6,77	-13,05
223	Androbotsy	365,9	25,7	-5,15	-10,27
222	Saronanala	83,8	5,9	-3,62	- 8,21
174	Tomitsy	28,0	0,2	+0,72	+ 1,05

L'indice de saturation pour la calcite IS (calcite), (D. LANGMUIR, [14]; G. GALLO, [16], est :

$$IS \text{ Calcite} = \log K_2 + \log (\text{HCO}_3^-) + \text{pH} + \log (\text{Ca}^{2+}) - \log K_c$$

des valeurs positives de IS calcite indiquent la sursaturation, des valeurs négatives l'agressivité, IS Calcite = 0 marque l'équilibre.

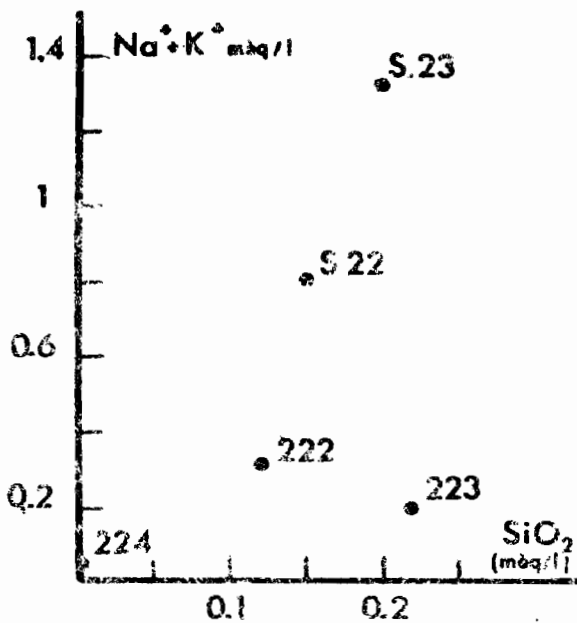


Figure 7

Rapport entre sodium-potassium et silice dans les eaux de la nappe de grès

Pour la dolomie :

$$IS \text{ Dol.} = pK_D + 2(pH + 2(pH - pK_2 + \log aHCO_3^-)) + \log aCa^{2+} + \log aMg^{2+}$$

Les valeurs de IS calcite (ISC) et ID dolomie (ISD) sont reportés sur la figure 8.

Nous remarquons que depuis l'aire de recharge à l'est (224) jusqu'au point échantillonné le plus à l'ouest (S.23), les eaux se rapprochent de la saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomie sans l'atteindre ; seul l'échantillon 174 provenant de la source située dans les calcaires éocènes est sursaturé mais ne fait pas partie des aquifères étudiés.

—  $pCO_2$  sur les échantillons 222, S.21, S.22, S.23 a des valeurs comprises entre  $2$  et  $6 \cdot 10^{-2}$  atm (valeurs correspondant à  $pCO_2$  dans les sols).

— malgré la diminution de  $pCO_2$  de  $6$  à  $2 \cdot 10^{-2}$  atm. lors du passage de l'aquifère libre à l'aquifère captif (222 à S.22 et S.23) la pression partielle de  $CO_2$  reste toujours dans un domaine de valeur proche de celle du sol.

— la figure 6 (variation des éléments majeurs dans le sens de l'écoulement) nous montre qu'au point de prélèvement 222, la dissolution des carbonates par l'eau souterraine chargée en  $H_2CO_3$ , n'est pas entamée, cette dissolution s'effectue dans l'aquifère captif.

Le système est donc fermé vis-à-vis de l'atmosphère avant la dissolution des carbonates, il permet l'application des modèles de détermination de l'activité initiale  $A_0$ .

Seuls l'échantillon n° 400 alimenté par les sources du versant est du plateau gréseux et la source n° 174 ont une pression partielle de  $CO_2$  se rapprochant de celle de l'atmosphère ; notons que la pression de  $CO_2$  est proche dans les eaux des forages S.22 et S.23 et d'environ la moitié de celle de S.22.

Si nous raisonnons en système ouvert-système fermé (C.-H. HENDY, [13] ; D. LANGMUIR, [14] ; T.-M.-L. WIGLEY, [15] dans le cas présent pour les eaux artésiennes des forages S.22 et S.21 : l'eau chargée en  $H_2CO_3$  au contact de la phase gazeuse sur le plateau du Tsiandava se trouve séparée du réservoir en  $CO_2$  au moment de la dissolution des carbonates, le système est donc théoriquement fermé vis-à-vis de l'atmosphère avant la dissolution des carbonates ; néanmoins, cette notion doit être nuancée :

— dans le système ouvert, le réservoir de  $CO_2$  est infini, la minéralisation de l'eau peut s'accompagner d'échanges isotopiques entre la phase gazeuse et les espèces carbonées dissoutes.

— dans le système fermé, l'eau chargée en  $H_2CO_3$  est séparée du réservoir de  $CO_2$  avant la dissolution des carbonates ; les possibilités d'échange isotopique n'existent plus.

Dans le cas présent, la forte pression partielle de  $CO_2$  en S.22 et S.23 fait penser que le système est dans un état « intermédiaire », cet état n'exclut

pas alors les possibilités d'échange isotopique entre le réservoir de CO<sub>2</sub> et les espèces carbonées dissoutes dans l'eau. Cet état « intermédiaire » montre l'inertie chimique de l'aquifère : eaux sous-saturées vis-à-vis de la calcite, de la dolomie, faible minéralisation, fortes pressions partielles de CO<sub>2</sub>, pH légèrement acides.

## CONCLUSION A L'ÉTUDE GÉOCHIMIQUE

L'étude conjointe des paramètres physico-chimiques, des éléments majeurs et de l'équilibre des carbonates nous permet de constater un accord avec la structure géologique et tectonique établie par de précédentes études et d'individualiser deux aquifères à évolution propre ; le premier aquifère des grès Eocène inférieur capté au forage S.21 ne peut être étudié de façon plus approfondie par manque de points de prélèvements en quantité suffisante. En revanche, dans le deuxième aquifère (Grès de Tsiandava, Crétacé moyen et supérieur, puis Eocène inférieur à l'ouest de D2), la minéralisation progressive d'est en ouest s'accompagne d'une augmentation du pH et de la teneur en bicarbonates ; cette minéralisation s'effectue en grande partie dans la zone saturée au contact des calcaires et marno-calcaires de cet aquifère d'une part et vraisemblablement par altération des feldspaths rencontrés au forage S.23 et des basaltes reconnus au forage S 22 sous l'action d'eau agressives.

### III. Etude isotopique

#### III.1. Les analyses isotopiques : expressions des résultats

##### III.1.1. Les isotopes stables : <sup>18</sup>O, deutérium, <sup>13</sup>C

#### a. Oxygène 18 et deutérium.

Les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène se trouvent présents dans la nature à des proportions mentionnées dans le tableau 10 ci-dessous :

TABLEAU 4

*Nature et abondance des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène*

Isotope	Fréquence	Nature
Oxygène banal <sup>16</sup> O .....	99.76	Stable
Oxygène 17 <sup>17</sup> O .....	0.04	Stable
Oxygène 18 <sup>18</sup> O .....	0.20	Stable
Hydrogène banal <sup>1</sup> H .....	99.985	Stable
Deutérium, D ou <sup>2</sup> H .....	0.015	Stable
Tritium, T ou <sup>3</sup> H .....	10 <sup>-15</sup> à 10 <sup>-12</sup>	Radioactif

Les teneurs en isotopes stables sont exprimées en pour mille par comparaison à un étalon de référence :

$$\delta = \left( \frac{R \text{ échantillon}}{R \text{ étalon}} - 1 \right) 1000$$

— pour l'oxygène 18 et le deutérium, l'étalon de référence est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) H. CRAIG, [17].

— pour le carbone 13, l'étalon de référence est un carbonate d'un rostre de bélemnite (PDBI) recueilli dans la « Peedee formation » de la Caroline du Sud, aux USA (H. CRAIG, [18]).

La reproductibilité pour l'oxygène 18 estimée sur 60 échantillons de la même eau est de  $\pm 0.2$  pour mille (S. FUYO) [19].

### III.1.2. Les isotopes radioactifs : carbone 14 et tritium

— carbone 14 : l'activité est mesurée en pour cent par rapport à un carbone moderne, l'activité de celui-ci est 95 pour cent de celle de l'acide oxalique NBS (National Bureau of Standard) ; l'activité des échantillons a été comptée au Laboratoire de géologie dynamique de Paris VI sur un compteur de marque (Intertechnique Si. 30) ; le procédé de comptage oblige à traiter les échantillons carbonés à analyser de façon à obtenir un corps adapté à cette technique : l'adaptation de la technique initiale de J.-E. NOAKES et al. est décrite par J.-C. FONTES [20]

— le tritium : les échantillons ont été comptés, au Centre de recherche Géodynamique de Thonon les Bains, par scintillation liquide après enrichissement électrolytique (Ph. OLIVE, [21])

Les résultats sont exprimés en unité tritium ; une unité tritium (UT) égaie un atome de tritium pour  $10^{18}$  atomes d'hydrogène.

### III.2. Le cycle du carbone dans les eaux, $^{14}\text{C}$ et $^{13}\text{C}$

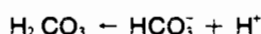
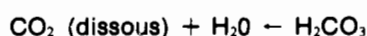
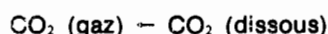
Deux effets depuis le siècle dernier ont modifié la teneur en isotopes du carbone :

— une utilisation massive de charbon au cours du début de l'ère industrielle a pollué l'air en introduisant dans l'atmosphère des doses importantes de carbone fossile donc « mort » (H.-E. SUESS, [22]) ;

— un deuxième effet est dû aux explosions de bombes thermonucléaires dans l'atmosphère ; elles ont occasionné une production importante de carbone 14 artificiel ; des courbes des variations du rapport  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  depuis 1950 ont été publiées NYDAL [23], J.-C. VOGEL [24], I. LEVIN [25]. On adopte par convention l'année 1950, année où les deux phénomènes se sont équilibrés ; l'activité en carbone 14 est repérée en pour cent de carbone moderne, 100 pour cent étant celle du  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère en 1950.

La difficulté de l'utilisation du carbone 14 pour obtenir la décroissance radioactive réside dans la détermination de l'activité initiale  $A_0$  cette difficulté peut être approchée si l'on aborde la chimie des carbonates.

Le  $\text{CO}_2$  atmosphère transite via les plantes de l'atmosphère vers la partie continentale de l'hydrosphère; la décomposition et la respiration des plantes dans le sol est responsable de la teneur élevée en  $\text{CO}_2$  des sols, de l'ordre de 5 pour cent (0.03 p. 100 dans l'atmosphère). La mise en solution du gaz carbonique étant proportionnelle à la pression partielle de ce gaz (loi de Henry) le passage du carbone de l'atmosphère vers les eaux percolantes se fera principalement en traversant les sols; le  $\text{CO}_2$  va suivre la chaîne des réactions suivantes:



l'eau agressive va dissoudre le carbonate solide du sol suivant la réaction:



En théorie l'activité initiale du carbone dissous dans les eaux est de 50 pour cent si l'on considère (cf. réaction ci-dessus) que le carbone dissous provient de la mise en solution d'une mole de carbonate solide (activité 0 %) par une mole de  $\text{CO}_2$  biogénique (activité 100 % pour une fermeture du système à une période antérieure à 1950).

Dans la réalité le processus est plus complexe; la réaction phase liquide-phase solide ne correspond pas toujours à une réaction d'équilibre (J.-C. FONTES [26]), des échanges se produisent entre les différentes phases et composants du système (L. THILO et K. O. MUNNICH [27]). Le problème des échanges peut être abordé en considérant le rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ .

#### \* Etude du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$

L'activité biologique fournit la majeure partie du  $\text{CO}_2$  du sol; la photosynthèse entraîne un fractionnement des isotopes du carbone entre le  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère et la matière organique. Le  $\text{CO}_2$  rejeté au niveau du sol sera plus ou moins appauvri en  $^{13}\text{C}$  par rapport au composé de départ; cet appauvrissement sera fonction du cycle photosynthétique suivi par ces plantes, CALVIN (1949) ou  $\text{C}_3$ ; HATCH SLACK (1970) ou  $\text{C}_4$ , C. A. M. (Crassulacean acid metabolism) C. H. HENDY [13], J.-C. LERMAN [28], I.-U. OLSSON [29], cf. figure 9.

Les échanges entre les différentes phases peuvent être mis en évidence en mesurant le rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ , cela nécessite la connaissance du cycle photosynthétique dominant suivi par les plantes au moment de la fermeture du système; dans le cas d'eaux anciennes, la modification du couvert végétal et éventuellement, du cycle suivi par les plantes amène à corriger le rapport  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  par rapport à l'actuel pour rendre compte de ces échanges.

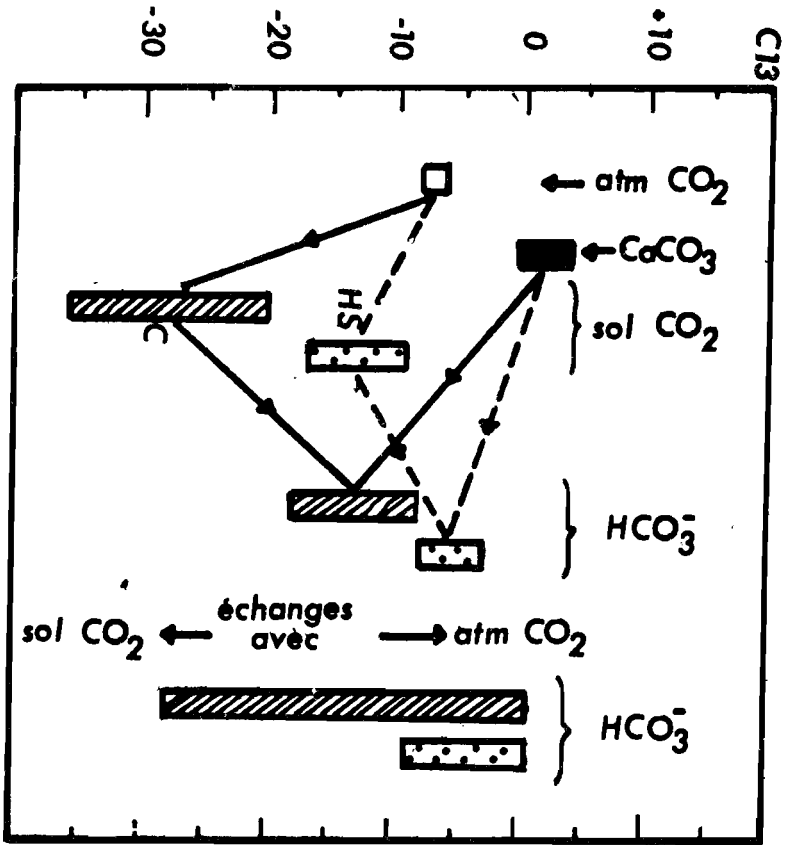


Figure 9  
Composition isotopique des espèces carbonées des eaux souterraines

Les échanges entre le sol et l'atmosphère, mesurés par rapport à  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ , permettent de déterminer le rapport initial  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  du sol par la relation :

$$\delta^{13}\text{C} = 2\delta^{12}\text{C}$$

Les échanges entre le sol et l'atmosphère, mesurés par rapport à  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ , permettent de déterminer le rapport initial  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  du sol par la relation :

Les échanges entre le sol et l'atmosphère, mesurés par rapport à  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ , permettent de déterminer le rapport initial  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  du sol par la relation :

### III ETUDE ISOTOPIQUE

#### III.3 Interprétation des teneurs isotopiques

Les teneurs isotopiques ( $^{14}\text{C}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{18}\text{O}$ ) sont reportés sur le tableau 5.

##### III.3.1. a. Carbone 14 et tritium

Les teneurs en  $^{14}\text{C}$  et  $^3\text{H}$  ont été mesurées sur les échantillons provenant des trois forages artésiens; il n'a pas été possible de précipiter les carbonates sur les échantillons des points d'eau situés sur l'aire de recharge à cause de leur teneur très faible (inférieure à 0.2 meq).

TABLEAU 5

Résultats des teneurs isotopiques

Forage	$^{14}\text{C}$ C% N3S	$^{13}\text{C}$ C% N3S	$^{18}\text{O}$ 0‰ SMOW	$^3\text{H}$ UT
S21	$69,2 \pm 1,5$	-15,11	-6,79	<6
S22	$11,7 \pm 1,2$	-16,0	-7,41	<4
S23	$4,1 \pm 3,5$	-14,2	-7,39	<7

Pour le forage S.21 qui capte l'aquifère gréseux éocène inférieur, s'en font compte des résultats suivants.

- l'activité mesurée en  $^{14}\text{C}$  est de 69,2 pour cent;
- le tritium est absent, ou a une très faible teneur;
- la teneur des carbonates de l'aquifère provient de roches carbonatées, cela signifie que l'on exclut toute participation de carbonates provenant de l'altération des feldspaths, d'émanations péri-volcaniques.

On peut penser que les eaux sont récentes sans pouvoir préciser la part respective des précipitations antérieures ou postérieures à 1954, l'absence ou la très faible teneur en tritium relevée montre qu'elles ne sont en aucun cas actives en ce qui concerne la teneur en tritium moyenne annuelle pondérée dans les précipitations d'Antananarivo (station la plus proche où sont effectués des prélèvements réguliers dans le cadre d'un réseau mondial de surveillance de la composition isotopique des précipitations établi par l'Organisation Météorologique Mondiale et l'Agence Internationale de l'Energie Atomique) est de 25,6 UT.

Il a été mesuré sur les eaux des forages artésiens S.22 et S.23 qui capte l'aquifère crétacé moyen-supérieur puis éocène S.22 = 11,7 ± 1,2 pour cent NBS et S.23 = 4,1 ± 3,5 pour cent NBS corrobore en première



approche les résultats géochimiques à savoir une circulation de la nappe d'est en ouest avec vieillissement apparent de l'eau, la décroissance se faisant dans le sens de l'écoulement de la nappe ; les faibles activités mesurées laissent supposer la présence d'eaux anciennes. D'autre part, les teneurs en tritium (S.22 inf. à 4 UT, S.23 inf. à 7 UT) ne laissent pas place à une participation notable d'eaux actuelles dans des proportions importantes.

Nous sommes donc en présence de deux aquifères captifs superposés d'âges apparemment très différents ; une approche des âges réels peut être tentée à partir des différents modèles proposés, un certain nombre nécessitent l'utilisation des teneurs en carbone 13.

### III.3.2. Carbone 13

Les teneurs en carbone 13 du carbone total dissous dans les eaux sont respectivement :

S.21 = — 15,11 pour cent vs PDB ;

S.22 = — 16,00 pour cent vs PDB ;

S.23 = — 14,2 pour cent vs PDB.

Ces teneurs sont homogènes pour les trois forages, relativement proches du pôle biogénique correspondant à une végétation de type Calvin ( $\delta = -24\text{‰}$  à  $-27\text{‰}$  vs PDB) correspondant à la matière organique des plantes suivant ce cycle.

Le  $\text{CO}_2$  des sols provenant de la matière organique est l'aboutissement d'une série de processus biochimiques faisant intervenir l'activité bactérienne ; la teneur en carbone 13 du gaz du sol est donc différente de celle de la matière organique (H. DORR et K.-O. MUNNICH, [33] ; J. Ch. FONTES et J.-M. GARNIER, [36]).

Deux analyses ont été effectuées sur des échantillons de matière organique prélevés dans des sols du plateau gréseux du Tsiandava, aire de recharge des eaux de la nappe captive ; la végétation sur ce plateau correspond à celle d'une savane à graminées à strate arbustive peu importante, les espèces dominantes sont *Andropogon rufescens*, *Heteropogon contortus*, *Cudrania simplex* et dans une moindre mesure *Hyparrhenia rufa*, *Panicum maximum*, *Hyparrhenia distachya* ; la strate arbustive est constituée de palmiers *Medemia nobilis*, *Stereospermum*, *Acriocarpus*, la plupart des arbustes et arbres sont isolés ou en bosquets, leur densité est faible.

On remarque en certains points des ambeaux de forêt galerie et parfois de petites forêts éparpillées sur le plateau dans les bas fonds.

Nous nous trouvons donc dans la situation paradoxale suivante : présence d'échantillon d'eau dont le carbone total dissous a une teneur en carbone 13 de l'ordre de — 15 pour mille vs PDB ; ces bicarbonates (pour la plupart) proviennent pour moitié au moins du  $\text{CO}_2$  biogénique et pour moitié au plus de la dissolution des roches carbonatées, la teneur en  $^{13}\text{C}$

du CO<sub>2</sub> biogénique source d'une partie des carbonates de ces eaux ne peut alors correspondre à la décomposition de plantes de type C<sub>4</sub> (<sup>13</sup>C = - 11,5 ‰ vs PDB) pour le cas présent. Ce problème est abordé lors de l'étude des modèles de recherche de l'activité initiale.

### III.4 RECHERCHE DE L'ACTIVITE INITIALE PAR APPLICATION DES MODELES

#### III.4.1. Limites à l'utilisation des modèles

L'utilisation des modèles en vue de la détermination de l'activité initiale nécessite au préalable l'étude d'un certain nombre de conditions restrictives à leur emploi :

- les eaux peuvent être vieilles artificiellement,
- par des émanations périvolcaniques de CO<sub>2</sub>: nous avons montré que les basaltes, au toit de l'aquifère crétacé étaient vraisemblablement refroidis; d'autre part, un vieillissement artificiel (apport de CO<sub>2</sub> non biogénique) doit se traduire par un enrichissement du carbone total dissous (CTD) de l'aquifère en carbone 13 (teneurs moins négatives); en effet, des teneurs en carbone 13 effectuées sur le gaz carbonique de gaz volcaniques d'un certain nombre de volcans (P. ALLARD, [38]) montrent des teneurs comprises entre + 1.70 et - 6.40 pour cent vs PDB. Les faibles teneurs en <sup>13</sup>C du CTD des échantillons ne permettent pas d'envisager une pareille hypothèse;
- par oxydation de lits de matière organique (passage de l'eau à travers des couches de charbon): il n'est pas mentionné dans la littérature l'existence de telles couches (G. KUNTZ et P. BIRO, [39]; H. BESAIRES, [40]).
- les cations peuvent provenir d'une mobilisation de silicates; nous avons discuté l'éventualité d'une hydrolyse des silicates dans l'aquifère Crétacé-Eocène capté au S.22 et S.23; dans ce cas, la formation de bicarbonate se fait exclusivement à partir de H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> pour contrebalancer la tendance à l'augmentation du pH due à la mise en solution de cations provenant des silicates (T. T. AKITI, [41]). Dans le cas d'une hydrolyse de silicates et absence de roches carbonatées, le carbone total dissous (CTD) vient en totalité du CO<sub>2</sub> biogénique

$\delta \text{CTD} \approx \delta \text{CO}_2 \text{ g}$  = gaz du sol

Cette hydrolyse est vraisemblablement complétée par une dissolution des roches carbonatées.

En fait, dans le cas d'une activité biogénique artificielle, l'absence de l'apport des gaz volcaniques et l'absence de matière organique dans les couches de charbon, l'absence de roches carbonatées dans les couches de charbon.

Dans le cas d'une activité biogénique naturelle, l'absence de l'apport des gaz volcaniques et l'absence de matière organique dans les couches de charbon, l'absence de roches carbonatées dans les couches de charbon.

Dans le premier cas l'utilisation des modèles est possible, dans le deuxième les activités en  $^{14}\text{C}$  ne doivent pas être corrigées, il n'y a pas de carbone inactif introduit dans le CTD.

Dans le cas présent, l'éventualité d'une participation des silicates à la minéralisation des eaux reviendrait à sous-estimer dans l'utilisation des modèles l'âge des eaux en surestimant la quantité de carbone « mort » provenant de la dissolution de roches carbonatées. Ne pas corriger l'âge des eaux reviendrait à surestimer leur âge en ne considérant pas la part revenant aux roches carbonatées mises en solution.

Nous proposons d'utiliser les deux méthodes afin d'obtenir un âge intermédiaire vraisemblablement plus proche de la réalité.

### III.4.2. Calage des modèles

Nous avons utilisé les hypothèses suivantes afin d'appliquer les modèles :

— gaz du sol  $A_{g_0} = 100$  pour cent NBS : activité du gaz du sol à la période d'infiltration des eaux supposées antérieure à 1954.

$\delta a_0 = -11,75$  pour mille PDB : teneur en carbone 13 mesurée (moyenne des deux valeurs de MO du sol).

— carbonate solide :

$AC_m = 0$  pour cent NBS activité du carbone mort ;

$\delta C_m = 0$  pour mille, PDB teneur en  $^{14}\text{C}$  des roches carbonatées.

TABLEAU 6

Activité initiale  $A_0$  selon différents modèles pour  $\delta a_0 = 11,75$  pour cent PDB

	$A_m$ % NBS	TAMERS	PEARSON	MOOK	FONTES-GARNIER
S. 21	$69,2 \pm 1,5$	77%	129%	-41%	365%
S. 22	$11,7 \pm 1,2$	70%	136%	-125%	355%
S. 23	$4,1 \pm 3,5$	61%	171%	-162%	261%

Les activités initiales  $A_0$  (calculées) sont indiquées dans le tableau 6. Elles sont comparées à celles obtenues par les modèles de Tamers, Pearson, Mook et Fontes-Garnier. Les activités initiales  $A_0$  sont comparées à celles obtenues par les modèles de Tamers, Pearson, Mook et Fontes-Garnier. Les activités initiales  $A_0$  sont comparées à celles obtenues par les modèles de Tamers, Pearson, Mook et Fontes-Garnier.

Les activités initiales  $A_0$  (calculées) sont indiquées dans le tableau 6. Elles sont comparées à celles obtenues par les modèles de Tamers, Pearson, Mook et Fontes-Garnier. Les activités initiales  $A_0$  sont comparées à celles obtenues par les modèles de Tamers, Pearson, Mook et Fontes-Garnier.

Si l'on tient compte du fait que la teneur en carbone 13 du  $\text{CO}_2$  du sol est différente de celle de la matière organique (H. DORR et K. O. MUNNICH [37]; J.-C. FONTES et J.-M. GARNIER, [36]) la teneur en carbone 13 du sol doit s'inscrire à environ - 9 pour mille PDB: ceci ne modifie que très peu les activités initiales proposées pour les différents modèles.

Nous sommes donc contraints de modifier les paramètres de départ afin de caler les modèles; pour ce faire, nous avons utilisé l'échantillon S.21 dont nous supposons les eaux récentes: en effet, le captage est situé non loin de l'aire de recharge des grès éocènes, l'écoulement vers le sud semble rapide et diffuser probablement vers la Morondava (H. TORRENT, [4]), d'autre part, les teneurs en oxygène 18 de ces eaux (- 6.79 pour mille) sont peu différentes de celles des petites sources situées sur le plateau du Tsiandava (n° 223 et 400) (cf. Tableau 12)

Le seul paramètre susceptible de variations importantes est  $\delta a_0$ : nous l'avons fait varier à l'intérieur d'une fourchette comprise entre - 11,75 pour mille et - 24 pour mille (correspondant au  $\text{CO}_2$  du sol dégagé par des plantes suivant le cycle photosynthétique de type Calvin). Les résultats sont reportés sur le tableau 7.

Le calage des modèles sur les eaux du forage S.21 supposées récentes mais non actuelles, nous fournit une teneur en carbone 13 du sol au moment de l'infiltration de - 21 pour mille PDB.

TABLEAU 7

Activité initiale  $A_0$  selon différents modèles pour  $a_0 = - 21$  pour mille

Am % NBS	TAMERS	PELASSON	MUOK	FONTES-GARNIER
S. 21 $69,2 \pm 1,5$ . .	77%	71,9%	34,5%	69,3%
S. 22 $11,7 \pm 1,2$ . . .	76%	76,2%	76,5%	77,1%
S. 23 $4,1 \pm 3,5$ . . .	61%	67,9%	71,1%	62,6%

La teneur de - 21 pour mille semble vraisemblable si l'on tient compte du fractionnement isotopique par diffusion entre la plante et le  $\text{CO}_2$  du sol et dans une moindre mesure de la présence simultanée de deux cycles de teneur en oxygène suivant deux cycles photosynthétiques différents (3) et (4).

L'adoption de cette teneur (- 21‰) nous amène à concevoir une modification de la végétation entre la période d'infiltration des eaux sur le plateau grésif et la période actuelle, lors que nous avons mesuré un  $\delta a_0 = - 11,75$  pour mille.

### III.4.3. Mise en évidence d'une modification du couvert végétal

Cette modification de la végétation est étayée par les faits suivants :

— deux échantillons de sols de forêts sèches susceptibles d'être représentatives de la forêt initiale recouvrant le plateau gréseux du Tsiandava ont été prélevés plus au sud dans la région de Befandriana-Sud ; les  $\delta^{13}\text{C}$  révèlent des teneurs de  $-20.7$  pour mille et  $-24.5$  pour mille correspondant à une végétation de type C3 (CALVIN).

-- quelques lambeaux de forêt sèche subsistent éparpillés sur le plateau, ils couvrent des superficies plus importantes sur les rebords est et ouest de ce plateau ; des forêts galerie humides sont observées sur le versant ouest de ce plateau, des études sont en cours sur la teneur en  $^{13}\text{C}$  du sol de ces différents types de lambeaux forestiers.

Nous pensons donc que des modifications climatiques ont conduit au remplacement de la forêt ( $\delta a_0 = -24\text{‰ PDB}$ ) sur laquelle se sont infiltrées les eaux du plateau du Tsiandava captées aux forages S.22 et S.23, par une végétation de type savane à plantes en C4 ( $\delta a_0 = -11,75\text{‰ PDB}$ ).

### III.4.4. Conclusion

Nous constatons le bon accord des modèles envisagés sur l'activité initiale des eaux du forage S.22 ; pour S.23, le modèle de FONTES et GARNIER donne une valeur plus faible pour l'activité initiale que celle des modèles de MOOK et de PEARSON ; ceci provient du fait que dans la correction chimique le modèle FONTES et GARNIER permet d'attribuer une partie des carbonates liés à des ions sodium ; ceci alors renforcerait l'hypothèse d'une hydrolyse partielle de feldspaths dans l'aquifère éocène capté au S.23.

Les âges obtenus en utilisant les activités initiales proposées par les différents modèles sont très proches, nous obtenons environ 15 000 ans BP pour les eaux du forage S.22 et entre 21 700 et 22 500 ans BP pour les eaux du forage S.23.

Hypothèse n° 1 : CFD : dissolution partielle de carbonates			Hypothèse n° 2 : CFD : minéralisation exclusive par le $\text{CO}_2$ biogénique		
Age modèles différence			$A_0 = 100\%$ , différences		
S. 22	15.100	} 7.000	17.270	} 8.420	
S. 23	22.100		25.690		

Dans l'hypothèse où le carbone mort ne participe pas à la minéralisation de l'eau (hydrolyse des silicates uniquement), l'activité initiale est alors de 100 pour cent, seul intervient le CO<sub>2</sub> biogénique ; nous obtenons des âges de 17 200 ans pour S.22 et 25 600 ans pour S.23.

Dans l'hypothèse intermédiaire, il y a hydrolyse des silicates et dissolution de roches carbonatées, les âges sont alors pour les eaux de S.22 compris entre 15 100 et 17 200 ans et pour les eaux de S.23 entre 22 100 et 25 650 ans.

### III. 5. VITESSE APPARENTE DE LA CIRCULATION DE LA NAPPE

Nous ne disposons que de deux mesures de l'activité du carbone aussi la valeur de la vitesse calculée ne peut être mentionnée qu'à titre indicatif.

La vitesse de la nappe est obtenue à partir de l'équation de Darcy.

$T$  = transmissivité en m<sup>2</sup>/s

$\Delta h$  = différence de hauteur piézométrique en mètres

$b$  = épaisseur de l'aquifère en mètres

$l$  = distance entre les deux forages.

$$V = \frac{T}{b} \times \frac{\Delta h}{l} = \text{m/s}$$

N'ayant pas de valeur de la transmissivité dans la nappe des grès, nous avons considéré deux cas :

$$T = 5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s} \text{ et } T = 1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$$

$$\Delta h = 27 \text{ mètres}$$

$$b = 200 \text{ mètres}$$

$l = 4\,000$  mètres dans le cas où les deux forages sont sur la même ligne de courant, c'est-à-dire que  $\frac{\Delta h}{l}$  est bien le gradient hydraulique.

La vitesse obtenue d'après l'équation de Darcy (vitesse de filtration) est comprise entre 0,05 et 1,1 m/an elle est inférieure à celle qui est obtenue par les actives mesures entre 1,75 et 2,1 m/an (vitesse potentielle) pour les hypothèses envisagées.

Par ailleurs, la vitesse de filtration est obtenue en rigée par la relation de Darcy suivante :

$$v = \frac{k}{\mu} \cdot \frac{\Delta h}{l}$$

$$v = \frac{10^{-10}}{10^{-2}} \cdot \frac{27}{4000}$$

$$v = 6,75 \cdot 10^{-14} \text{ m/s}$$

$$v = 2,16 \cdot 10^{-11} \text{ m/s}$$

Les vitesses effectives sont alors de 0,2 m/an pour  $T = 510 \text{ m}^2/\text{s}$  et 4,2 m/an pour  $T = 110^{-1} \text{ m}^2/\text{s}$ , valeurs encadrant celle obtenue à partir des activités mesurées.

### III. 6. Interprétation des teneurs en oxygène 18 et en deutérium à Morondava

#### III.6.1. Les teneurs en $^{18}\text{O}$ et $D$ moyennes mensuelles pondérées

Un essai d'observation des variations des teneurs en oxygène 18 et deutérium dans les précipitations mensuelles a été tenté sur une année (août 1977-juillet 1978); il n'a pas été possible de contrôler les prélèvements au cours de l'année.

Les prélèvements ont été effectués à la station de Morondava-aérodrome, la totalité des pluies journalières était recueillie dans un bidon en plastique à couche d'huile, pour éviter l'évaporation; à la fin du mois, l'échantillon correspond donc à un échantillon moyen mensuel pondéré.

Pour des précipitations de 518,1 millimètres (inférieures à la moyenne annuelle 779,0) nous obtenons un  $\delta^{18}\text{O}$  moyen annuel pondéré de  $-3.79$  pour mille; la station appartenant au réseau IAEA aux conditions géographiques et climatiques les plus voisines est Das es-Salam: le  $\delta^{18}\text{O}$  moyen annuel sur 10 ans est de  $-2.63$  pour mille SMOW; il traduit probablement une condensation plus directe de vapeur marine.

#### III.6.2. Interprétation

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

Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium sont reportées sur la figure 10, page ; ces teneurs sont corrélées de façon très satisfaisant suivant la relation :

$$\delta^2\text{H} = 7,6 \delta^{18}\text{O} + 10,6 \quad (r = 0,98)$$

très voisine de celle ( $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ ) établie par H. CRAIG [17]).

Nous pouvons établir les remarques suivantes :

- la pente très proche de 8 est due au fait que la condensation est un phénomène d'équilibre puisqu'il intervient à saturation ;
- la quantité d'excès de deutérium, très voisine de 10 traduit le fait que la station est soumise à un régime de précipitations océaniques simples ;
- l'effet de masse réputé caractéristique des stations tropicales (W. DANSGAARD, [43]), faibles teneurs en  $^{18}\text{O}$  des mois pluvieux, fortes les mois à précipitations isolées, n'est pas observé; par exemple, les précipitations de novembre 1977 ont une teneur en  $^{18}\text{O}$  de  $-6,74$  pour mille pour 107 millimètres, celles de novembre 1978 une teneur de  $-2,34$  pour mille pour 109 millimètres d'autre part, les teneurs en deutérium ne permettent pas de mettre en évidence une évaporation des faibles précipitations intervenant dans une atmosphère désaturée ;

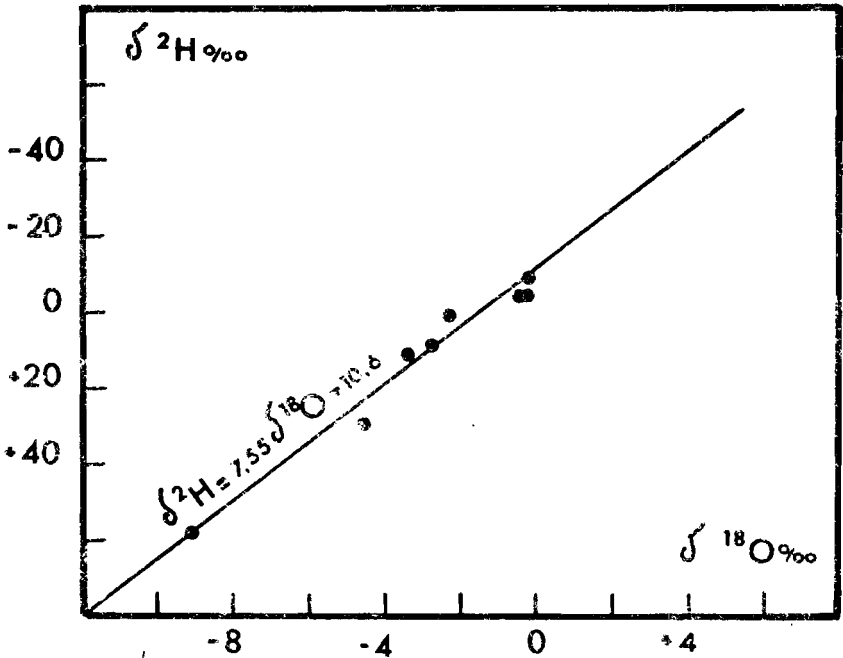


Figure 10

Oxygène 18 et deutérium dans les précipitations mensuelles (Morondava)

Figure 11

L'oxygène 10 dans les précipitations mensuelles à Morondava

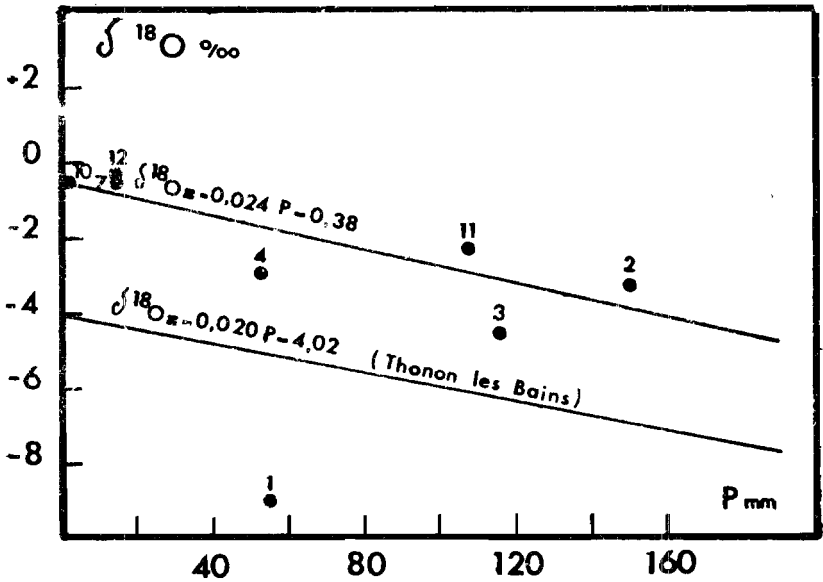




TABLEAU 8

Teneurs en oxygène l8, moyennes mensuelles pondérées, à Monaco lava sur une année (1977,1978)

	1977						1978						
	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.		Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill
P(mm).....	0	1,1	2,7	103,8	15,1		56,4	150,2	116,2	52,6	0	0,2	14,8
‰vs SMOW.....	-	-	-0,44	-2,34	-0,30		-0,07	-3,35	-4,56	-2,84	-	+5,15	-0,28
D													
‰vs SMOW.....	-	NM	+5,1	-0,02	+4,05		-53,8	-11,3	-29,2	-8,7	-	NM	+8,6

— enfin, la bonne corrélation observée permet de contrôler la bonne élaboration de l'échantillon moyen mensuel, ce qui n'a pu être effectué durant l'année de prélèvements.

#### *Teneurs mensuelles en $^{18}\text{O}$ des précipitations*

Ces teneurs sont reportées sur la figure 11, page, . Malgré le faible nombre d'échantillons, nous pouvons mettre en évidence la relation suivant entre les teneurs en  $^{18}\text{O}$  moyennes mensuelles pondérées et les précipitations mensuelles :

$$\delta^{18}\text{O}_p = - 0,024 P - 0,36 \quad (r = 0,86)$$

B. BLAVOUX [44] trouve pour des précipitations relevées à Thonon-les Bains (station continentale) durant les mois où la température est voisine de  $18^\circ$ , la relation suivante :

$$\delta^{18}\text{O} = - 0,020 P - 4,02$$

La même pente observée traduit un appauvrissement isotopique pour des précipitations croissantes correspondant vraisemblablement un état de vidange du réservoir atmosphérique plus poussé.

La faible teneur en  $^{18}\text{O}$  des précipitations de janvier 1978 ( $- 9,07\%$ ) pourrait être due à des conditions météorologiques exceptionnelles (front froid). La différence d'ordonnée à l'origine dans les deux relations mentionnées plus haut met en évidence l'importance de la continentalité sur les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des précipitations.

#### *Les teneurs en $^{18}\text{O}$ dans les échantillons d'eau souterraines*

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  observées sur les échantillons du plateau du Tsiandava (petites sources perchées sur le plateau) d'eaux récentes sont beaucoup plus négatives, entre  $- 6$  pour mille et  $- 6,75$  pour mille, que la teneur moyenne annuelle pondérée des précipitations relevées à Morondava ( $- 3,79\%$ ) ceci est vraisemblablement dû au fait que la pluie efficace n'est pas prise en considération (seules les fortes pluies à teneurs en  $^{18}\text{O}$  généralement plus basses s'infiltrèrent), et qu'il n'est pas tenu compte du gradient isotopique d'altitude.

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des échantillons provenant des forages S.22 et S.23 sont légèrement plus négatives ( $- 7,40\%$ ) que celles des sources qui captent l'aire de recharge ( $- 6,00$  à  $6,75\%$ ) ; il est vraisemblable que ces petites sources perchées reflètent les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des précipitations efficaces moyennes actuelles. Aussi, à titre d'hypothèse de travail on peut avancer que le léger écart observé entre les teneurs en  $^{18}\text{O}$  des eaux actuelles et anciennes ajouterait un élément en faveur de modifications climatiques entre la période d'infiltration des eaux recueillies aux forages S.22 et S.23 (teneurs en  $^{18}\text{O}$  identiques) et la période actuelle ; ces modifications climatiques auraient engendré un changement du couvert végétal constaté.

## CONCLUSION

L'étude hydrochimique nous a permis de confirmer l'écoulement est-ouest de la nappe captive du Crétacé moyen-Eocène inférieur, de mettre en évidence la minéralisation très progressive de cette nappe par dissolution de roches carbonatées et sans doute hydrolyse de silicates. L'étude isotopique nous montre que les teneurs en carbone 13 et les activités en carbone 14 ne peuvent être interprétées par utilisation des modèles qu'en supposant une modification du couvert végétal, entre la période d'infiltration de ces eaux et la période actuelle, une telle modification serait également en accord avec la variation des teneurs en oxygène 18 entre l'amont et l'aval de l'écoulement souterrain. Cet exemple nous montre la complémentarité des études isotopiques et hydrochimiques en particulier dans le cas présent lorsque les paramètres hydrauliques n'ont pu être déterminés par des études de terrain, à partir des âges obtenus, nous déduisons par la méthode isotopique (au sens large) des vitesses de circulation des eaux compatibles avec les hypothèses hydrauliques.

- [1] BALLOGE (F.-A.), 1977. — Remarques préliminaires sur la série mésozoïque d'Ankilizato. *Annales de l'Université de Madagascar* 1977 n° 14.
- [2] HOUROU (V.), 1950. — Les terrains sédimentaires de la région de Morondava. *Ann. Géol. de Madagascar*, fasc. XX, 109 p.
- [3] VENDÉGIES DE (A.), 1955. — Le Jurassique supérieur, le Crétacé et le tertiaire région de Manja, Morondava. *Archives SPM*.
- [4] TORRENT (C.), 1970. — Etude des ressources en eaux souterraines de la plaine de Morondava. *Rapport BRGM, Nations Unies 70 TAN 003*.
- [5] FASOLA (P.), 1958. — Nouveau traité de chimie minérale. Tome VIII. MASSON Ed.
- [6] GARRELS (R.-M.), CHERRY (C.), 1965. — Solutions, Minerals and equilibria, Harper and Row, New York.
- [7] STUMM (W.), MORGAN (J.-J.), 1970. — Aquatic Chemistry. Wiley, Interscience, Inc.
- [8] GARRELS (R.-M.), 1957. — Genesis of some groundwaters from igneous rocks. *Research in Geochemistry* (Abelson P. H. Ed.) vol 2, Wiley and Sons, New York.
- [9] ROCQUES (H.), 1962. — Considérations théoriques sur la chimie des carbonates. *Ann. Spéleo.*, 17.
- [10] ROCQUES (H.), 1964. — Contribution à l'étude statistique et cinétique des systèmes gaz carbonique, eau, carbonates. *Ann. Spéleo.*, 19.
- [11] FRUESDELL (A.-H.), JONES (B.-H.), 1973. WATEQ -- A computer program for calculating equilibria of natural waters. *J. Res. Nat. Geol. Surv.*, 2, (2) 233-248.

- [12] PLUMMER (L.-N.), JONES (B.-F.), TRUSDELL (A.-H.), (1976), WATEQ. — A computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. Water Resour. Invest. 76-13. US. Geol. Surv. Reston. Va.
- [13] HENDY (1971). — The isotopic geochemistry of speleothems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Vol. 35, pp 801-824.
- [14] LANGMUIR (D.), 1971. — The geochemistry of some carbonate groundwaters in central Pennsylvania. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 35, pp 1023-1045.
- [15] WIGLEY (T.-M.-L.), 1975. — Carbon 14 dating of groundwater from closed and open systems. *Water Resources Research*, II, 2, 324-328.
- [16] GALLO (G.), 1978. — Utilisation complémentaire des isotopes du milieu et de l'hydrochimie pour l'étude hydrogéologique des eaux souterraines de la région de Ribeirão Preto (Brésil), « Isotope Hydrology », IAEA, vol. I, pp366-410.
- [17] CRAIG (H.), 1961. — Standards for reporting concentration of deuterium and oxygen 18 in natural water. *Sciences*, 133, pp. 1833-1834.
- [18] CRAIG (H.), 1957. — Isotopic standards for carbon and oxygen and corrections factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 12, p. 133.
- [19] PUYOO (S.), 1976. — Etude hydrogéologique du massif karstique d'Arbas (Haute Garonne). Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VI.
- [20] FONTES (J.-C.), 1971. — Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, vol. XIII, 67-85.
- [21] OLIVE (Ph.), 1970. — Contribution à l'étude géodynamique du cycle de l'eau dans l'hémisphère nord par la méthode du tritium. Thèse d'Etat, 138 p., PARIS.
- [22] SUESS (H.-E.), 1955. — Radiocarbon concentration in modern wood. *Science*, 122, pp. 415-417.
- [23] NYDAL (R.), LOSETH (K.), SYRSTAAD (D.), 1971. — Bomb <sup>14</sup>C in the human population. *Nature*, 232, pp 418-424.
- [24] VOGEL (J.-C.), UHLITZ (Ch.), 1974. — Carbon 14 as an indicator of CO<sub>2</sub> pollution in cities. IAEA. sm 191, 15, pp 143-151.
- [25] LEVIN (I.), 1978. — Regionale Modellierung des Atmosphärischen CO<sub>2</sub> aufgrung von <sup>13</sup>C und <sup>14</sup>C Messungen, Diplomarbeit, Institut für Umwelt Physic, Univesität Heidelberg.
- [26] FONTES (J.-C.), 1976. — Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille Blanche*, 3/4, pp. 205-221.

- [27] THILO (L.), MUNNICH (K.-O.), 1970. — Reliability of  $^{14}\text{C}$  dating of groundwater: effect of carbonate exchange. «*Isotope Hydrology*» 1970, IAEA, Vienna, pp 259-270.
- [28] LERMAN (J.-C.), 1972. — Soil,  $\text{CO}_2$  and groundwater: carbon isotope compositions. 8th international Conference on Radiocarbon Dating, Wellington, New Zealand, pp 93-105.
- [29] OLSSON I.-V.), OSADEBE (A.-N.), 1974. — Carbon isotope variation and fractionation correction in  $^{14}\text{C}$ . BOREAS, Vol.3, pp 139-146, Oslo.
- [30] CRAIG (H.), 1954. — Carbon 13 in plants and the relationship between carbon 13 and carbon 14 variations in nature. *J. Geol.*, 62, pp 115-141.
- [31] SALIEGE (J.-F.). — Détermination expérimentale du fractionnement isotopique  $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$  au cours de processus naturels. *Mémoire CNAM*, 76 p. Paris.
- [32] VOGEL (J.-C.), 1967. — Investigation of groundwater flow with radiocarbon «*Isotope in Hydrology*» Proceed. *Symp. IAEA*, Vienna, pp 355-369.
- [33] TAMERS (M.-A.), 1975. — Validity of radiocarbon dates on groundwater, *Geophysical Surveys*, 2, pp 217-239.
- [34] PEARSON (F.-J.), HANSHAW (B.-B.), 1970. — Sources of dissolved carbonate species in groundwater and their effect on carbone 14 dating. *Isotope Hydrology. Proceed. Symp. IAEA*, X, Vienna, pp 271-286.
- [35] MOOK (W.-G.), 1972. — On the reconstitution of the initial Carbone 14 content of groundwater from the chemical and isotopic composition. 8th international Conference on Radiocarbene Dating, Wellington New Zealand, pp. 32-41.
- [36] FONTES (J.-C.), GARNIER (J.-M.), 1979. — Determination of the initial  $^{14}\text{C}$  activity of the total dissolved carbon: a review of the existing models and a new approach. *Water resources Research*, vol. 15, n° 2, pp 399-413.
- [37] DORR (H.), MUNNICH (K.-O.), 1979. — Carbon 14 and Carbon 13 in soil  $\text{CO}_2$ . Preprint of a paper presented at the 10th Int. Radiocarbon Conference, Bern and Heidelberg 19-26 Aüg. 1979.
- [38] ALLARD (P.), 1978. — Composition isotopique et origine des constituants majeurs des gaz carboniques. Thèse 3<sup>e</sup> cycle, Paris VII.
- [39] KUNTZ (G.), BIRO (P.), 1961. — Etude stratigraphique du bassin de Morondava. Service géologique. Travaux du Bureau géologique n° 107.

- [40] BÉGAIRIE (H.), 1969. — Description du massif ancien de Madagascar. *Doc. Bur. Géol. Madagascar*, 177, 3 vol., 216 p.
- [41] AKITI (T.-T.), 1980. — Etude isotopique de quelques aquifères du Ghana, thèse docl. Ing. Université Paris Sud.
- [42] CASTANY (G.), 1967. — *Traité pratique des eaux souterraines*, Ed. Dunod, Paris.
- [43] DANSGAARD (W.), 1964. — Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, XVI, 1964, 4.
- [44] BLAVOUX (B.), 1978. — Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Thèse de doctorat d'Etat, Paris VI, 333 p.