

**Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud,
Ecole des Mines de Paris
& Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts**

**DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie
Filière Hydrologie et Hydrogéologie Quantitatives**

**COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS A
BOBO-DIOULASSO ET RELATION AVEC LES EAUX
SOUTERRAINES DES DIFFERENTES UNITES DES
FORMATIONS SEDIMENTAIRES ET DU SOCLE DU SUD-
OUEST DU BURKINA FASO**

DAKOURE Denis

Directeur de recherche : Martial DRAY

**Laboratoire d'accueil :
Centre de Recherches Géodynamiques
Thonon-Les-Bains**

Septembre 1999



REMERCIEMENTS

Avant de commencer la publication de ce mémoire, qu'il me soit permis d'adresser mes remerciements les plus chaleureux à tous ceux qui ont contribué à sa réalisation, d'une façon ou d'une autre.

Ces remerciements vont particulièrement à :

- Monsieur le Professeur G. de MARSILY pour la confiance qu'il m'a témoigné en acceptant de m'accueillir dans ce DEA,*
- Monsieur Martial DRAY, Maître de Conférence qui a tracé les grandes lignes de mon travail et m'a aidé par ses conseils avisés tout au long de ce travail,*
- Messieurs Philippe OLIVE, Claude JUSSERAND, André FERHI, et tout le personnel du CRG qui m'ont apporté des conseils d'une grande clarté,*
- Monsieur Henri SALVAYRE pour ses conseils avisés,*
- La Direction de l'Ecole Inter-Etats des Ingénieurs de l'Equipement Rural (EIER) pour avoir accepté de financer ce travail à travers une bourse d'étude,*
- Et enfin mon Directeur et collègues de service qui m'ont encouragé dans l'initiative de la recherche.*

SOMMAIRE

Remerciements

Page

I	Introduction	4
II	Contexte climatique de la zone d'étude	7
III	Contexte géologique et hydrogéologique de la zone d'étude	9
IV	Approche méthodologique	17
V	Composition isotopique des précipitations à Bobo-Dioulasso	23
	V-1 Echantillonnage	23
	V-2 Analyse - Résultats et Interprétations	23
	V-2-1 Les isotopes stables dans les précipitations	24
	V-2-2 Le Tritium dans les précipitations	31
VI	Composition isotopique des eaux souterraines	32
	VI-1 Echantillonnage	32
	VI-2 Analyses - Résultats et Interprétations	32
	VI-2-1 Les isotopes stables dans les eaux souterraines	32
	VI-2-2 Le Tritium dans les eaux souterraines	35
	VI-2-3 La datation des eaux par le radiocarbone	39
VII	Conclusion	44
	Bibliographie	47
	Annexes	48

I - INTRODUCTION

La pluviométrie annuelle moyenne du Burkina Faso varie de plus de 1200 mm dans la partie Sud Ouest à moins de 500 mm au Nord.

La partie Sud Ouest du pays recoupe, pour l'essentiel, les bassins versants de la Comoé et du Mouhoun qui sont les deux principaux cours d'eau du pays. Ces bassins cumulent un fort potentiel hydrique (eaux de surface comme eaux souterraines) et des ressources en terre importantes.

Depuis 1970, cette région connaît une intense activité de mobilisation et d'utilisation des eaux (surtout souterraines).

Sur le plan géologique, on rencontre deux grandes unités lithologiques dans la zone:

- les formations sédimentaires du Précambrien supérieur,
- le socle cristallin à cristallophyllien

Sur le plan hydrogéologique, les connaissances à l'heure actuelle sont :

a) Zone de socle

En zone de socle, on rencontre une grande variété de faciès pétrographiques. Les aquifères dans les roches cristallines ont une structure discontinue et les ressources exploitables en eau sont limitées aux niveaux altérés et fissurés. La productivité des forages est directement liée au degré de fissuration ou d'altération et les réserves en eau dépendent essentiellement de l'épaisseur de la zone altérée et saturée.

La principale préoccupation à l'heure actuelle est l'exploitation des eaux souterraines pour l'AEP des centres secondaires.

b) Zone sédimentaire

Dans les terrains sédimentaires, les grès forment le faciès lithologique dominant. Il existerait des aquifères multicouches, continus ou discontinus suivant l'importance de leur porosité primaire (matricielle) ou secondaire (fissures). La productivité de ces aquifères est dans la plupart des cas élevée.

L'extension ainsi que le fonctionnement de ces aquifères à forte potentialité d'exploitation demeurent imprécis d'où la nécessité d'investigations complémentaires, notamment en ce qui concerne l'origine, l'intensité de leur recharge et leur taux de renouvellement.

Globalement deux conceptions hydrogéologiques sont confrontées (Dray, 1998) :

- l'existence d'un seul et même aquifère circulant depuis la bordure sud-est du bassin de Taoudéni vers le centre de ce bassin en direction nord-ouest. Cette unicité résulterait de la fracturation existant dans la zone à tous les

niveaux d'échelle ce qui favoriserait le mélange entre les différents niveaux producteurs de sorte qu'il ne reste plus qu'un seul aquifère.

- l'individualisation d'un système aquifère multicouche avec des nappes individualisées dans les zones poreuses des différentes unités géologiques.

Outre cette interrogation deux autres questions se posent :

- les conditions d'existence d'un artésianisme localisé dans une zone Kolokaka Fon à l'est et Banankoro à l'ouest se prolongeant en territoire malien jusqu'à Sikasso.
- les conditions de circulation dans le cristallin , fonction de la nature pétrographique des roches et/ou de la nature et de l'épaisseur du recouvrement.

Une bonne planification de la gestion des ressources en eau souterraine repose fondamentalement sur une meilleure connaissance de celles-ci et tout d'abord bien évidemment sur des informations sur le signal d'entrée : pluie et eaux de surface.

Les éléments de connaissance des ressources en eau souterraines sont essentiellement :

- la localisation des points d'eau naturels et artificiels
- l'extension des aquifères
- leur fonctionnement (recharge et décharge)
- et leur vulnérabilité.

Les informations disponibles à l'heure actuelle, si elles permettent de localiser certains aquifères, n'indiquent pas par contre leur extension, ni leur fonctionnement, ni leur vulnérabilité.

Les méthodes d'études physico-chimiques et surtout isotopiques devraient permettre de cerner ces paramètres.

II - CONTEXTE CLIMATIQUE DE LA ZONE D'ETUDE

Le Burkina Faso s'étale sur 274 000 km² dans la zone sahélo-soudanienne en Afrique de l'Ouest, entre les longitudes de 5°30' W et 2°30' E et les latitudes de 9°N et 15°N. Pays enclavé, le Burkina Faso partage ses frontières avec six pays : le Mali, le Niger, la Côte d'Ivoire, le Ghana, le Togo et le Bénin.

La situation en latitude et la continentalité agissent sur les éléments du climat et font du Burkina Faso un pays intertropical à caractère soudano-sahélien nettement marqué.

La division de l'année en saisons est conditionnée par le déplacement du Front Inter Tropical (FIT) au passage duquel sont liées les pluies.

Le découpage de l'année en saison se caractérise par l'alternance d'une saison sèche dont la longueur varie de huit mois au nord à cinq ou six mois au sud et d'une saison humide ou hivernage, d'avril à octobre au sud, de juin à septembre au Nord, avec des intersaisons plus ou moins marquées.

En début et fin d'hivernage, les pluies sont surtout des pluies d'Est, liées aux lignes de grains particulièrement importantes aux latitudes sahéliennes.

Le facteur dominant de la saison des pluies ou hivernage est le régime de la mousson, prolongement de l'alizé austral qui s'est chargé d'humidité sur son trajet océanique et qui, après traversée de l'équateur, prend une direction SO-NE.

On distingue trois zones climatiques (annexe n°1):

- **La zone soudanienne** ou zone sud-soudanienne, délimitée au nord par l'isohyète 900 mm, occupe tout le sud. C'est la plus humide du pays avec une saison des pluies qui dure six mois et des maxima pouvant aller jusqu'à 1300 mm par an et même plus.
- **La zone soudano-sahélienne** comprise entre les isohyètes 900 et 600 mm, encore appelée zone nord-soudanienne, s'étale sur tout le centre et constitue la région climatique la plus vaste du Burkina Faso (la moitié de la superficie du pays) avec une saison des pluies de quatre à cinq mois.
- **La zone sahélienne** qui représente environ 25 % de la superficie du pays est délimitée au sud par l'isohyète 600 mm. C'est la région climatique la plus sèche avec des pluviométries pouvant descendre au-dessous de 150 mm et une saison des pluies parfois inférieure à deux mois.

La zone objet de la présente étude, fait partie de la zone soudanienne.

Elle s'étale sur environ 60.000 km² entre les latitudes 9°N - 12°N et les longitudes 2°40' W – 5°30' W.

La zone présente un relief pénéplané aux lignes douces et aux vallonnements peu marqués à l'exception d'une ligne de falaise qui part de la frontière malienne et se dirige vers Bobo-Dioulasso via Banfora. On rencontre également par endroit des plaines inondables.

L'altitude moyenne est de l'ordre de 400 mètres et le relief culminant est à 747 mètres (le Mont Ténakourou).

Les points les plus bas se trouvent à l'altitude 225 m dans les vallées du Mouhoun et de la Comoé, à la frontière de Côte d'Ivoire et du Ghana.

Les principaux éléments du climat

- **Les précipitations.** Elles sont très inégalement réparties aussi bien dans l'espace que dans le temps. Dans l'espace, on note une diminution progressive des hauteurs pluviométriques du sud-ouest (1300 mm) vers le nord (300 mm). Dans le temps, les précipitations sont concentrées sur une partie de l'année : c'est la saison des pluies qui diminue du sud (environ 6 mois) au nord (environ 3 mois). Juillet et août sont généralement les mois les plus humides. A l'exception de ces deux mois, les averses sont généralement violentes avec de fortes intensités (plus de 60 mm/h) accompagnées de forts coups de vent.

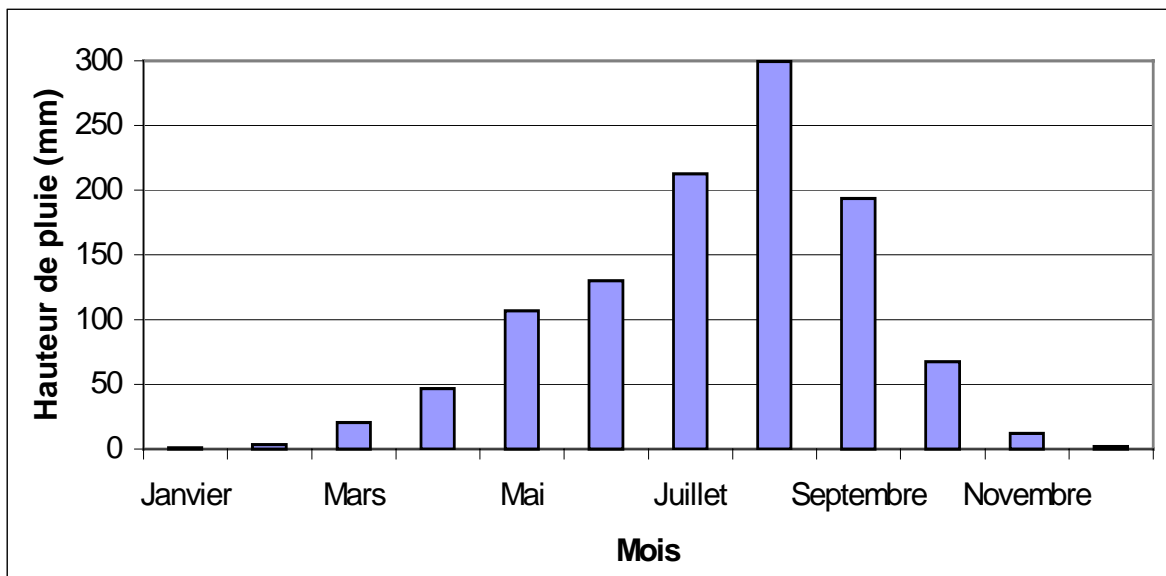


Figure n°2.1 : Pluviométrie moyenne mensuelle à Bobo-Dioulasso (1907 à 1998)

- **La température.** Une étude statistique sur une quinzaine d'années aboutit aux conclusions suivantes :
 - les moyennes mensuelles dépassent rarement 30 °C,
 - les mois généralement les plus chauds de l'année sont Mars et Avril tandis que les plus frais sont Décembre et Janvier.

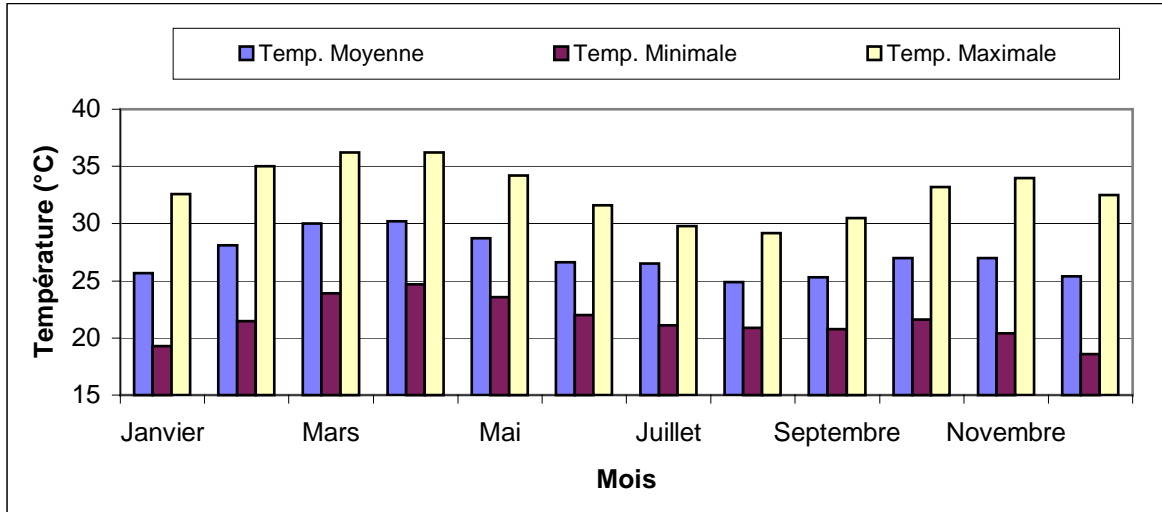


Figure n°2.2 : Température mensuelle à Bobo-Dioulasso (1971 à 1985)

- **Les vents.** Ils sont tributaires de la position du FIT. En saison des pluies, ce sont les vents humides de secteur sud-ouest à sud qui dominent. Il s'agit donc de vents relativement faibles sauf en début d'hivernage où ils peuvent atteindre des vitesses de 3 m/s.
- **L'humidité relative et l'évaporation.** Comme le montre la figure ci-dessous, ces deux paramètres subissent des variations importantes et sont plus marqués pendant la saison pluvieuse.

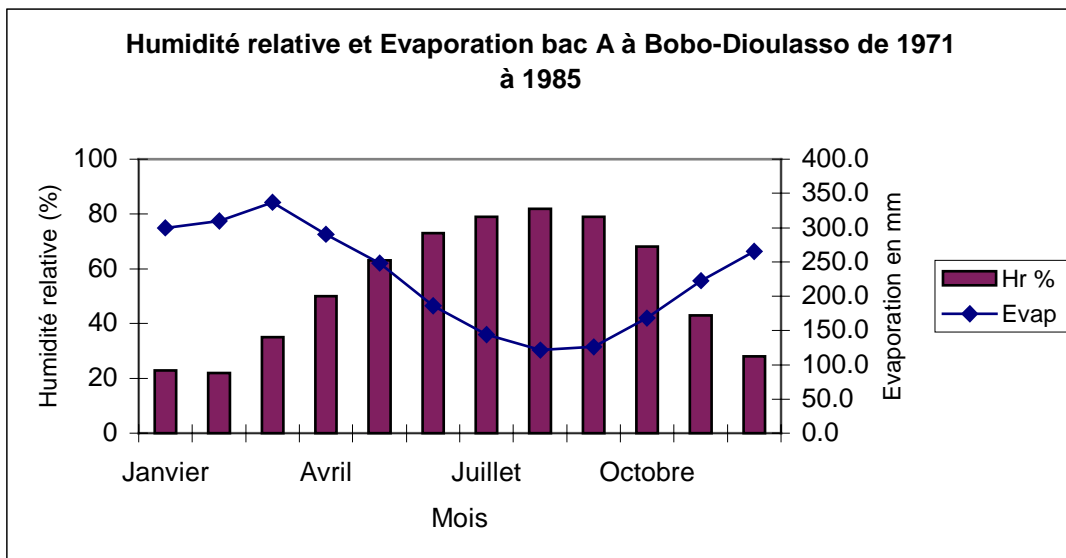


Figure N° 2.3 : Humidité relative et Evaporation moyenne mensuelle à Bobo-Dioulasso (1971 à 1985)

III - CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Le contexte géologique régional est globalement caractérisé par deux grandes zones [rapport Clément O]:

- Un socle granitique et métamorphique dans lequel on peut mettre en évidence deux unités géologiques :

- Un Précambrien inférieur constitué globalement de granites et migmatites avec quelques séries gneissiques diversifiées ; l'ensemble étant affecté par l'orogénèse libérienne datée d'environ 2600 Ma.
- Un Précambrien moyen ou Birimien constitué de séries volcaniques et volcano-sédimentaire surmontées en discordance par une série sédimentaire (Faciès Tarkwaien). L'ensemble serait affecté par l'orogénèse éburnéenne vers 1800 Ma.

- Une couverture sédimentaire tabulaire qui correspond à la bordure Sud-Est du vaste synclise de Taoudéni centrée sur le craton Ouest-africain et dont les dépôts débuteraient autour de 1000 Ma.

Ces deux formations sont en outre traversées par des sills et des dykes de gabbro et de dolérites d'âge permien.

III-1 - LE PRECAMBRIEN INFÉRIEUR

Le Précambrien inférieur est essentiellement constitué de migmatites, gneiss et granites, forment le bâti structural ancien de la région.

III-2 - LES GRANITES D'ÂGE INDETERMINE

Ils forment des ensembles assez étendus, à contour diffus et souvent orientés parallèlement aux structures anté birimiennes.

L'une des caractéristiques communes de ces massifs est la présence d'enclaves de gneiss. Il s'agit généralement de granites calco-alcalin à biotite associés à des granodiorites à biotite ou des leucogranites à biotite localement porphyroïdes ou orientés.

III-3 - LE PRECAMBRIEN MOYEN OU BIRIMIEN

A l'échelle du Burkina, le birimien est organisé en sillons étroits orientés globalement NNE-SSW. Selon divers auteurs, il s'agirait de remplissage volcanique, volcanosédimentaire et sédimentaire de sillons intra cratoniques.

Dans la zone qui nous concerne, il occupe plus du tiers de la superficie

III-3-1 - Principales unités lithologiques

Les principales unités lithologiques que l'on rencontre sont :

a - Les métadolérites et orthoamphibolites

Ils forment de petits massifs bien individualisés dans la région de Bagassi et Guéguéré. Ce sont des roches microgrenues à composition gabbroïque et ne présentant pas la structure doléritique classique. Le pyroxène est souvent complètement ouralitisé et le plagioclase chloritisé.

b - Les gabbros et méta gabbros

Ils sont bien développés dans la région de Gaoua et Diébougou où ils peuvent constituer d'importantes chaînes de collines. Partout ailleurs, ce sont de petits pointements circonscrits au sein de roches andésitiques.

c - Les Andésites et méta andésites

On distingue trois types :

- Les andésites quartziques porphyriques. Elles sont de teinte verdâtre et montrent des phénocristaux de plagioclase et de fines aiguilles d'amphiboles dans une matrice microlitique. Elles sont peu ou pas déformées.
- Les méta andésites gris-verdâtres à vert-bouteille. La structure est microlitique. Le plagioclase de type andésine se saussuritise. Tandis que la hornblende s'altère en chlorite.
- Les méta andésites vésiculaires. Les vésicules sont fréquentes et de taille variée (mm à dm). Elles sont remplies de silice. Ces roches sont presque toujours associées aux brèches andésitiques.

d - Les roches acides et quartzites

Elles forment d'importants stocks dans la région de Banfora. Ailleurs, elles affleurent en minces filons.

Ce sont des roches à grain très fin, blanc, verdâtre à crème. Lorsqu'elles sont schistosées et altérées, elles donnent un produit friable blanchâtre dans lequel on distingue encore les grains de quartz.

e - Le complexe brêchique

Ces roches sont constituées par :

- des brèches andésitiques à éléments généralement anguleux centimétriques à décimétriques. Ces éléments sont essentiellement constitués d'andésites fines, d'andésite quartzique porphyriques et aussi de rhyolites, diorites et roches granitiques. Le ciment est andésitique, chloritisé, verdâtre.
- des andésites vésiculaires
- des tuffs à litage frustré qui présentent en lame mince, du quartz esquilleux, du plagioclase et amphibole ainsi que des morceaux de roches diverses.

f - Les sédiments francs, volcano-sédiments et schistes tuffacés

Ces roches sont difficiles à différencier sur le terrain. A l'altération, elles prennent un aspect pélitique rouge ou blanchâtre.

g - Les grès à faciès « Tarkwaien »

Globalement, le faciès « tarkwaien » regroupe des grès grossiers feldspathiques, des grès oxydés ocres riches en phyllithe, des conglomérats à galets de quartz, de silicite, de roches vertes, et à ciment gréseux, des schistes gréseux et des schistes sériciteux.

III-3-2 - Chronostratigraphie du birimien

Il n'est pas aisé d'établir la succession stratigraphique des formations birimiennes. Les auteurs ont souvent distingué un birimien inférieur constitué essentiellement de méta volcanites et un birimien supérieur essentiellement sédimentaire. Depuis les années 1970, on ne distingue guère plus qu'un seul et même ensemble débutant cependant par des roches à prédominance volcanique et se terminant par des roches à prédominance sédimentaire.

Sur la base de critères de terrain (degré de déformation, d'altération métamorphique, structure, etc...), on peut (Clément O., 1996.) distinguer deux ensembles volcano-sédimentaires organisés en séquence :

- Une séquence B qui débute par des coulées d'andésite et de dolérite. Ces coulées sont ensuite intrudées par des gabbros, puis suivent les épanchements acides rhyolitiques. Les tuffs acides, schistes tuffacés et autres sédiments coiffent l'ensemble.
- Une séquence A qui surmonte la précédente. Elle débute par des laves andésitiques vésiculaires et des dolérites. Au-dessus de ces laves viennent les brèches et horizons de tuffs andésitiques. Ces trois termes (laves vésiculaires, brèches et tuffs) sont regroupés sous l'appellation de « complexe brêchique ». Cette séquence s'achève avec des épanchements rhyodacitiques puis les intrusifs granodioritiques.

III-4 - LE PRECAMBRIEN SUPERIEUR

L'ensemble sédimentaire à l'Ouest du Burkina constitue la bordure Sud-Est du vaste bassin de Taoudéni centré sur le craton Ouest africain.

Neuf formations ont été reconnues de la base au sommet : Les Grès inférieurs, les grès de Kawara-Sindou (« grès de base »), les grès fins glauconieux (« grès de Sotuba »), les grès à granules de quartz, les Siltstones, Argilites et Carbonate de Guena-Souroukoundinga (« greso-schisto-dolomitique »), les grès fins roses, les Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiébanani (« schiste de Toun »), les Siltstones et quartzites de la passe de Fo (« grès de Koutiala ») et les grès de Fo-Bandiagara.

III-4-1 - La formation des Grès Inférieurs (GI)

La formation est constituée par des argilites et des siltstones verts ou rouges alternant avec des grès et grès-quartzite fin à moyen à passées de grès feldspathique grossiers microconglomératiques.

Son épaisseur est estimée à 300 m environ

III-4-2 - La formation des Grès de Kawara-Sindou (GKS)

Elle constitue l'essentiel de la falaise. Elle repose en discordance sur le socle cristallin et cristalloyllien. Son épaisseur varie d'environ 60 m à 350 m.

La formation se subdivise en deux faciès :

- La partie inférieure présente une granulométrie variable. A l'Ouest, ce sont des grès grossiers conglomératiques qui s'affinent vers le sommet ; vers l'Est, on passe à des grès fins de plus en plus grossier au sommet avec des passées conglomératiques lenticulaires à gros galets décimétriques.
- La partie supérieure est constituée de grès fin gris-blanc, bien classé, en minces bancs centimétriques.

III-4-3 - La formation des grès fins glauconieux (GFG)

Le contact avec la formation sous-jacente semble progressif. On passe en effet du niveau grossier conglomératique du sommet de la formation de Kawara-Sindou, à une alternance de grès grossier conglomératique glauconieux et de minces niveaux de grès très fin, silteux, rougeâtre, à débit schisteux, caractérisant la base de la formation. Cette base grossière est épaisse d'une vingtaine de mètres et disparaît par endroits. Au-dessus, on observe un niveau d'argilite verdâtre à débit schisteux d'épaisseur pouvant atteindre 80 m.

Selon Trompette (1977), ce faciès terminal atteindrait 400 m d'épaisseur.

Au total, l'épaisseur de la formation varierait donc de 160 m à 500 m environ.

III-4-4 - La formation des grès à granules de quartz (GGQ)

Globalement, il s'agit de grès moyen à grossier, microconglomératique, rouge ou blanc-crème, et de grès-quartzite fin, à nombreuses granules de quartz millimétriques roulées dispersées dans la masse de grès ainsi que de rares gros galets centimétriques à décimétriques isolés.

Son épaisseur varie donc de 0 à 500 m environ.

III-4-5- Les Siltstones, Argilites et Carbonates de Guena-Sourkoudinga (SAC1)

Elle débute par des grès grossiers brun-roux, glauconieux, contenant de minces intercalation de grès très fin, silteux, rose, bien lité et micacé. A sa partie supérieure apparaissent des intercalations de dolomies mauves et d'argilite verdâtre. Ce faciès est surmonté par de gros bancs décimétriques à métriques de grès-quartzite très fin, arkosique, gris-cendre à rose, finement lité et micacé dans les lits et quelquefois

glaucouneux. Vient ensuite une alternance d'argilite gréseuse verdâtre, micacée, à débit schisteux et de siltstones roux en plaquettes. Cette alternance d'argilite avec des siltstones semble constituer le reste de la formation, avec par endroits, de gros bancs de grès très fin ou des niveaux plus ou moins épais de dolomie et calcaire dolomitique à stromatolites.

L'épaisseur totale de la formation pourrait dépasser 300 m.

III-4-6 - La formation des grès fins roses (GFR)

La formation Gfr est constituée globalement par des siltstones, des gres-quartzites fins à très fins, micacés et glaucouneux à nombreux ripple-marks, et des passées de grès fins à moyens, feldspathiques, rose.

Le contact avec la formation sous-jacente semble concordant.

Son épaisseur est estimée à 100 m.

III-4-7 - Les Siltstones, Argilites et Carbonates de Samandeni-Kiéban (SAC2 ou Schistes de Toun)

La partie inférieure est constituée par une alternance d'argilite silteuse et de siltstone glaucouneux qui contient de minces bancs de calcaire dolomitique à stromatolites. Le reste de la formation semble correspondre à des argilites vertes, bien litées, micacées, à débit schisteux et contenant des niveaux de calcaire dolomitique, de calcaire granulaire souvent complètement silicifié, de silexite ainsi que de rares bancs de grès très fin, silteux.

L'épaisseur de cette formation est estimée à 450 m environ.

III-4-8 - La formation des Siltstones et gres-quartzite de la passe de Fo (SQ ou Grès de Koutiala)

Elle est constituée de siltstones passant vers le haut à des grès-quartzites très fins à lits argileux très micacés, à rares stratifications obliques tabulaires à feuillets plans ou plissotés. Son épaisseur est de 50 m environ.

III-4-9 - La formation des grès de Fo-Bandiagara (GFB)

Elle est constituée par une alternance de grès grossiers à passées conglomératiques et de grès-quartzites fins à moyens. Les niveaux grossiers contiennent de nombreux galets centimétriques de quartz et de grès-quartzite.

Son épaisseur atteindrait une cinquantaine de mètres.

La succession stratigraphique ci-dessous a été subdivisée en 3 groupes (C. Ouédraogo, 1983) :

- Un groupe inférieur qui comprend la formation des grès inférieur (GI), la formation de Kawara-Sindou (GKS) et la formation des grès fins glaucouneux (GFG). Ce groupe présente dans l'ensemble les caractères d'une sédimentation marine peu profonde (glaucoune, ripple-marks symétriques,...) de type épicontinentale, avec des épisodes fluviaux qui suggèrent un environnement deltaïque. Les courants de transport sont généralement dirigés du Sud vers le Nord.

- Un groupe moyen constitué des 5 formations allant de la formation des grès à granules de quartz (GGQ) à la formation des siltstones et grès-quartzite de la passe de Fo (SQ). Ce groupe débute par une sédimentation de type fluvatile (GGQ) à laquelle succède une sédimentation marine peu profonde (glauconie, stromatolite,..) de type « tidal flat » avec des périodes d'émergence (niveaux brêchiques dans les roches carbonatées, fentes de dessiccation,...) sous un climat probablement chaud et aride (stromatolite, fente de dessiccation,...). Les apports se font également du Sud vers le Nord.
- Un groupe supérieur constitué par une seule formation (GFB) grossière qui correspond à des dépôts fluvatiles à courant assez fort dirigé du Sud vers le Nord et probablement sous climat aride (galets à facettes éoliens).

Les différentes formations s'empilent régulièrement les unes sur les autres en couches subhorizontales affectées d'un léger pendage (2° environ) vers le Nord-Ouest (Figure n°3). Ces formations, notamment les formations inférieures, s'épaissent vers l'Ouest en relation avec l'existence d'anomalies gravimétriques positives qui s'alignent suivant un axe NNE-SSW matérialisé par le plateau de Fo-Bandiagara (Crenn et al., 1962).

Les formations gréseuses sont intensément diaclasées. Cette diaclasation qui s'amplifie vers l'Ouest est moins visible dans le groupe moyen plus argileux. Cette diaclasation est en relation avec un réseau de grandes fractures qui affecte l'ensemble des formations (C. Ouédraogo, 1983).

III-5 - LES DOLERITES ET GABBRO-DOLERITES PERMIEN

Le faciès courant est une roche sombre à cassure esquilleuse qui se débite en boules. La structure doléritique est nette sur certains affleurements. Sur d'autres par contre, on observe une différenciation plus grenue, gabbroïque. Marcelin et Serre (1971) signalent également la présence de microsénites, basaltes, diorites et andésites parmi ces roches que l'on a globalement désignées sous le terme de « Dolérites ».

III-6 - LES FORMATIONS SUPERFICIELLES

Elles sont représentées par les latérites et les alluvions argileuses.

Le recouvrement latéritique est très important dans la région. Il se présente sous forme de plateau à surface indurée, horizontale ou pentée, ou sous forme de collines à morphologie douce.

Les alluvions argileuses récentes et actuelles se rencontrent le long des principaux cours d'eau.

La carte géologique détaillée de la zone d'étude se trouve en annexe n° 2.

III-7 - ETAT ACTUEL DES CONNAISSANCES SUR LES RESSOURCES EN EAU

La zone sédimentaire

Sur le plan quantitatif, la zone sédimentaire qui occupe 20.000 km² est constituée d'une épaisse série de roches qui contient plusieurs niveaux aquifères. Il s'agit d'un bassin sédimentaire essentiellement gréseux d'âge très ancien (précambrien), dont l'épaisseur est supérieure à plusieurs centaines de mètres (sa base n'a jamais été atteinte).

Le volume de ses ressources et même son fonctionnement hydrogéologique ne sont pas encore connus en détail. Certains niveaux aquifères fournissent des débits très importants (plusieurs centaines de m³/h) et des débits de plusieurs dizaines de m³/h peuvent être obtenus à peu près partout.

Certains niveaux aquifères sont caractérisés par l'existence de sources pérennes très importantes et l'existence de forages artésiens produisant un débit de plusieurs dizaines de m³/h.

Les sources les plus importantes sont :

Guinguette	: Débit d'étiage # 6000 m ³ /h
ONEA I	: Débit d'étiage # 850 m ³ /h
ONEA II	: Débit d'étiage # 550 m ³ /h
Pesso	: Débit d'étiage # 300 m ³ /h
Koba	: Débit d'étiage # 5800 m ³ /h
Mare aux hippopotames de Satiri	: # 1000 m ³ /h.

Ces sources seraient en relation à la fois avec les nappes du GGQ et du SAC dont elles constituent généralement un point de débordement.

Les forages artésiens s'inscrivent dans une bande de quelques kilomètres de largeur depuis les sources de la Guinguette jusqu'à la frontière du Mali ; on peut citer : Fon, Tin, Djissara, Djissanga, Pindja, Kaka, Salamtinga et Dobougou.

Le mécanisme de ces sources et l'origine de l'artésianisme (alimentation) ne sont pas encore connus avec certitude.

La zone de socle

Dans la zone de socle cristallin qui couvre 40.000 km² du Sud-ouest et l'essentiel du Burkina Faso, (roches anciennes ignées ou métamorphiques à dominante granitique, avec aussi des schistes, des roches vertes, des dolérites, etc), les débits exploitables sont souvent plus modestes. Les ressources en eau sont soit dans la zone altérée et plus ou moins ameublie pour les roches granitiques (arènes), soit dans la roche fracturée. L'ordre de grandeur des débits est de 1 à 10 m³/h.

Une carte simplifiée des débits moyens exploitables par forage est donnée en annexe n° 3.

Figure 3 : Coupe géologique du bassin sédimentaire autour de Bobo-Dioulasso

IV - APPROCHE METHODOLOGIQUE

La gestion des eaux souterraines, c'est à dire leur exploitation, nécessite une bonne connaissance des circuits souterrains empruntés par l'eau.

Un circuit se caractérise généralement par deux facteurs : l'espace et le temps. La connaissance de ces deux paramètres est donc fondamentale.

Les différents isotopes utilisés en hydrogéologie sont d'une part les isotopes de la molécule d'eau (l'oxygène 18, le tritium et le deutérium) et d'autre part les isotopes des espèces dissoutes (le carbone 14 et le carbone 13) du carbone inorganique.

Les isotopes stables nous permettront de connaître une caractéristique spatiale (altitude, ...) et les isotopes instables, un facteur temporel (âge, ...).

Trois méthodes isotopiques sont maintenant largement employées et permettent de localiser la zone d'alimentation (Oxygène 18) et de déterminer le temps de séjour de l'eau souterraine (Tritium et Carbone 14).

La molécule d'eau est constituée de deux éléments (O et H) possédant chacun trois isotopes stables ou radioactifs. L'abondance relative d'un isotope dépend de plusieurs facteurs dont le lieu de précipitation de la pluie (altitude, latitude, distance à l'océan), le cycle d'évaporation-condensation, des échanges avec les minéraux...

L'abondance relative moyenne de ces isotopes dans la nature (Fritz et Fontes, 1980) est ^1H : 99,984 % ; ^2H : 0,015 % ; ^3H : 10^{-16} à 10^{-14} % ; ^{16}O : 99,76 % ; ^{17}O : 0,037 % ; ^{18}O : 0,10 %.

En hydrologie, l'utilisation des isotopes repose sur leurs qualités de traceurs des espèces chimiques auxquelles ils sont intrinsèquement liés.

Dans la présente étude, nous avons utilisé deux catégories d'isotopes :

- les isotopes stables (^{18}O , ^2H et ^{13}C)
- les isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C)

IV.1 – L'apport des isotopes de l'environnement en hydrogéologie

IV.1.1 - Les isotopes stables (^{18}O , ^2H et ^{13}C)

Dans l'eau, l'abondance relative des isotopes stables ^2H et ^{18}O est exprimée par rapport à celle existant dans l'eau océanique moyenne standard V-SMOW (SMOW, *standard mean ocean water*). Les rapports isotopiques $^2\text{H}/^1\text{H}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont alors représentés par les variations delta (δ) telles que :

$$\delta_m \text{I}(\text{‰}) = \frac{(\frac{m}{n} \text{I})_{\text{eau}} - (\frac{m}{n} \text{I})_{\text{SMOW}}}{(\frac{m}{n} \text{I})_{\text{SMOW}}} * 1000 \text{ où}$$

^mI et ^nI représentent deux isotopes de l'élément I, m et n étant les masses atomiques de ces deux isotopes.

Les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont normalisées dans une échelle V-SMOW-SLAP (Gonfiantini, 1978 ; IAEA, 1999).

a - L'oxygène 18 et le deutérium

Les isotopes ^2H et ^{18}O sont très utiles dans l'étude d'une ressource, puisqu'ils permettent d'identifier les processus en jeu et de réaliser un bilan entrée-sortie. Leurs variations permettent de mieux appréhender les échanges eau - minéraux et partant de là, un traçage des écoulements au travers des formations.

L'étude de la covariation en ^2H et ^{18}O est réalisée par un graphique de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ pour lequel la fonction de corrélation mondiale définit la ligne des eaux météoriques (DMM) (Craig, 1961) : $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ de la forme $^2\text{H} = a^{18}\text{O} + b$ où la pente a est liée à l'humidité relative et b l'excès en deutérium traduit l'origine des précipitations.

Les eaux se plaçant sur la ligne des eaux météoriques sont ainsi supposées avoir pour origine les précipitations et n'avoir pas subi aucun processus isotopique.

Les eaux situées au-dessus ou en dessous de cette ligne reflètent respectivement la perte ou l'enrichissement en l'un ou l'autre des isotopes sous l'effet de différents processus.

Localement, les coefficients de cette corrélation peuvent différer légèrement.

La recherche bibliographique fournit quelques résultats d'études antérieures menées au Burkina Faso :

i) sur les eaux de pluies : d'après R. MATHIEU (1993), la droite météorologique locale (DML) pour les années 1988 et 1989 à Barogo déterminée par la méthode de régression des axes majeurs sur les couples disponibles, a pour équation :

$$\delta^2\text{H} = (7,73 \pm 0,32)\delta^{18}\text{O} + (7,8 \pm 4,0) \quad n = 41 \quad \text{et} \quad r = 0.9658$$

Cette relation est proche de la droite météorologique mondiale DMM ainsi que de la droite régionale des eaux souterraines établie pour l'Afrique de l'Ouest par Joseph et Aranyossy (1989) à partir de la composition isotopique des nappes superficielles de recharge récente : **DMR : $\delta^2\text{H} = 7,5\delta^{18}\text{O} + 4,8$ avec $r = 0.9658$**

ii) sur les eaux superficielles :

- Les analyses effectuées entre 1982 et 1984 au Burkina Faso sur des eaux de surface dans la Mare d'Oursi, Barrage Ouaga III, Lac Bam, Barrage de Loumbila donnent la corrélation suivante (Jusserand, 1986, inédit) : $\delta^2\text{H} = 4,41 \delta^{18}\text{O} + 6,47$ avec $n = 24$ et $r = 0,996$ caractéristique d'eaux évaporées.

- Une étude menée par Hydrogeo-Roma trouve une pente de 4,7 sur 3 Mares et 4 forages de l'Oudalan (Nord du Burkina Faso) : Mare de Kabia, Mare de Tin Hrassan, Mare de Rafnaman, Forage S.04, Forage S.13, Forage S.14, Forage Christine.

Des résultats similaires ont été trouvés dans d'autres régions sur les eaux superficielles :

- Fontes et Gonfiantini (1987) trouvent une pente de 4,6 pour des bassins sahariens (Algérie).

- Gonfiantini et al (1973) trouvent une pente de 4,6 pour le Lac Guilietti (Ethiopie).

- Fontes, Gonfiantini et Roche (1975) trouvent une pente de 5,2 pour le Lac Tchad et 3,9 pour le Chari et Elbeïd (rivière).

- Burgman et al (1978) : pente de 5 pour des rivières et mares en Zambie.

iii) sur les eaux souterraines, il existe très peu d'études de la corrélation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$.

b - Le carbone 13

Le Carbone 13 est utilisé pour normaliser les âges radiométriques des échantillons archéologiques et pour ce qui nous concerne en hydrogéologie, pour corriger les âges des eaux souterraines.

Les abondances relatives des isotopes du carbone sont (Fritz et Fontes, 1980) :

^{12}C : 98,89% ; ^{13}C : 1,11% ; ^{14}C : $10^{-10}\%$.

La variation $\delta^{13}\text{C}$ (par rapport au standard des carbonates PDB "Pee De Belemnite") est contrôlée par l'ensemble du cycle géochimique des carbonates (dissolution et précipitation), le carbone gazeux (CO_2), le carbone organique (organismes vivants et matière organique de dégradation) et le fractionnement lors du passage d'une espèce à l'autre.

IV.1.2 - Les isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C)

L'hydrogène 3 (tritium) et le carbone 14 sont des isotopes radioactifs, c'est à dire qu'ils se désintègrent selon une cinétique exponentielle constante. Leurs temps de demi-vie (temps nécessaire à la désintégration de 50% de la masse initiale) sont respectivement de 12,43 ans et 5730 ans.

Ils sont utilisés pour dater des eaux dont l'âge est postérieur et antérieur à l'ère nucléaire respectivement pour ^3H et ^{14}C .

a - Le tritium

Le tritium est un excellent dateur des eaux souterraines récentes. L'unité tritium (UT) représente la présence d'un atome de ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène ^1H soit $3,193 \text{ pCi.l}^{-1}$ ou $0,118 \text{ Bq.l}^{-1}$.

Le tritium est produit naturellement par la composante neutronique du rayonnement cosmique sur l'azote atmosphérique avec une teneur dans les précipitations sous les latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, de l'ordre de 5 UT (Roether, 1967).

Suite aux nombreux essais thermonucléaires aériens de 1952 à 1963, les teneurs des précipitations ont atteint quelques milliers d'UT (pic de 3000 UT en 1963 à Thonon).

Pour les eaux souterraines, le ^3H thermonucléaire permet de différencier des eaux antérieures à 1952 dont la teneur, actuelle, est inférieure à 0,5 UT de celles infiltrées après 1952 où la teneur est supérieure à 0,5 UT.

Les teneurs observés permettent de distinguer actuellement quatre (4) catégories de résultats (P. OLIVE, 1996) :

i) Teneurs inférieures à 2 UT : Il s'agit essentiellement d'eaux provenant d'aquifères profonds.

Une teneur inférieure à 0.2 UT (seuil de mesure en comptage par scintillation liquide après enrichissement électrolytique) indique que l'on est en présence d'une eau ancienne dont le temps de séjour est supérieur ou égal à environ 2000 ans.

Une teneur comprise entre 0.2 et 2 UT peut avoir 3 origines. Ou bien il s'agit d'une eau dont le temps de séjour est de l'ordre de 1000 à 2000 ans. Ou bien il peut y avoir, pour les nappes profondes au contact de roches cristallines riches en uranium, thorium et bore, production in situ de ^3H qui peut atteindre jusqu'à 2 UT dans les cas les plus défavorables (Andrews et al., 1982). Ou bien enfin il peut se produire une très légère contamination, bien inférieure au pour-cent, par des eaux de surface actuelles dont la teneur est voisine de 15 UT à Thonon dans l'hémisphère nord moyen. Cette contamination peut résulter du tubage défectueux d'un forage profond ou d'une drainance per descensum suite à une surexploitation de l'aquifère profond.

ii) Teneurs comprises entre 2 et 10 UT. Deux possibilités. Il s'agit soit d'une eau dont le temps de séjour est compris entre environ 200 et 300 ans, soit d'un mélange entre une eau ancienne (< 2 UT) et une eau de surface actuelle ($\# 15$ UT). Ce mélange d'eaux est fréquent dans les aquifères (Mazor et Nativ, 1992). Il résulte de remontées d'eaux le long d'accidents géologiques ou, comme précédemment, d'un tubage défectueux.

iii) Teneurs comprises entre 10 et 40 UT. C'est le résultat le plus fréquent des mesures réalisées actuellement sur les eaux souterraines peu profondes (essentiellement d'Europe) marquées par le pic de 1963. Le temps de séjour est compris entre environ 5 et 10 ans pour les nappes libres et 50 et 100 ans pour les nappes captives.

iv) Teneurs supérieures à 40 UT. Ces fortes teneurs indiquent que les aquifères sont en relation avec une centrale nucléaire.

b - Le carbone 14

Pour une eau ayant une teneur inférieure à 1UT, on peut affirmer, mais sans pouvoir aller plus loin avec le ^3H , que l'âge est antérieur à 1952. On fait alors recours au carbone 14 qui est naturellement produit dans l'atmosphère (figure 4).

Après sa production par les rayons cosmiques, le carbone 14 est brassé dans la troposphère sous forme de gaz carbonique. Il pénètre ensuite dans les autres portions du cycle selon la voie directe par réalisation des équilibres $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{CO}_3 - \text{HCO}_3^-$ à la surface des eaux libres (ou encore, pour mémoire, par infiltration directe des eaux chargées en CO_2 dissous) ou bien, et c'est la voie préférentielle pour la partie continentale du cycle, le CO_2 de l'atmosphère est assimilé par les végétaux chlorophylliens et se trouve ensuite cédé à nouveau à l'hydrosphère par oxydation ou décarboxylation de la matière organique.

L'eau agressive chargée en acide carbonique est ensuite saturée par des cations, le plus souvent alcalino-terreux ($\text{Me} = \text{Ca}^{2+}, \text{Mg}^{2+}$, et éventuellement Na^+), pour donner les bicarbonates qui circulent dans la zone noyée.

La réaction de l'acide carbonique actif (= chargé en ^{14}C) qui provient du sol sur le carbone « mort » (= dépourvu de ^{14}C) peut se résumer à une dilution de l'activité du CO_2 de l'atmosphère dans le carbone dissous. La détermination des termes de cette dilution, c'est à dire de l'activité initiale du carbone dissous représente le problème crucial dans l'estimation des « âges » des eaux anciennes.

Figure 4 : Cycle du carbone 14 naturel dissous (extraite de Fontes, 1976)

D'après P. Olive (1999) concrètement, la datation est basée sur la décroissance radioactive de la teneur en ^{14}C du carbone minéral total dissous (CMTD). Si A_0 est l'activité du CMTD dans la zone de ré-alimentation de la nappe d'eau souterraine étudiée et A_t l'activité résiduelle mesurée dans un échantillon d'eau de cette nappe, le temps de séjour moyen t de l'eau entre la zone de recharge et le lieu échantillonné est :

$$t = 8267 \cdot \ln\left(\frac{A_0}{A_t}\right) \text{ en années}$$

Avec

$A_0 \approx 90$ pcm en milieu silicaté non calcaire

$$A_0 \approx \left[\frac{(ACI)}{2(CMTD)} \right] * 90 \text{ pcm en milieu calcaire}$$

Où ACI est l'acidité de l'eau qui représente la quantité de CO_2 dissout dans l'eau et ALC l'alcalinité de l'eau représentative de la quantité de calcaire dissout dans cette eau.

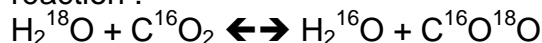
IV.2 – Techniques d'analyses

Tous les isotopes hormis le deutérium, sont analysés au laboratoire du Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. Les techniques d'analyse ainsi que les précisions analytiques, peuvent être décrites comme suit :

Dosage des isotopes stables :

Les mesures des rapports isotopiques sont effectuées sur le CO₂ et l'hydrogène au moyen d'un spectromètre de masse par comparaison avec un étalon du CRG dont on connaît les valeurs par rapport à un étalon international, le SMOW défini par H. CRAIG (1961).

Pour l'oxygène 18, l'équilibre isotopique est réalisé entre l'eau de l'échantillon préalablement dégazé et le CO₂ provenant d'un cylindre commercial, selon la réaction :



Pour le deutérium analysé au laboratoire Hydroisotop GmbH en Allemagne, l'eau est réduite quantitativement par de la tournure d'uranium à 600 – 800 °C.



En routine, l'incertitude expérimentale est de 0,1 ‰ pour l'oxygène 18 et de 1,5 ‰ pour le deutérium.

Dosage du tritium et du carbone 14 :

Plusieurs méthodes de détection existent : compteur Geiger, spectromètre de masse, chromatographie en phase gazeuse, compteur à gaz, compteur à scintillation liquide. C'est la méthode du compteur à scintillation liquide qui est utilisée au CRG.

Le principe de mesure est basé sur la radioactivité des éléments :

Le tritium émet un rayonnement β^- lors de sa désintégration : ${}^3\text{H} \rightarrow {}^3\text{He} + \beta^-$

Le radiocarbone se désintègre en émettant des rayons β^- : ${}^{14}\text{C} \rightarrow \beta^- + {}^{14}\text{N}$.

Pour le tritium, le dosage est effectué par comptage à scintillation liquide après enrichissement électrolytique de l'eau du fait des teneurs de plus en plus faibles du tritium dans les eaux naturelles. Le compteur utilisé est de type TRI-CARB 1550 PACKARD, le comptage est automatique et les calculs sont faits par ordinateur ;

Pour le carbone 14, l'activité de celui-ci est déterminée sur du benzène synthétisé à partir du CO₂ issu de l'attaque acide des carbonates de l'eau précipité, à l'aide d'un compteur bêta à scintillation liquide. Le compteur utilisé est de type TRI- CARB 3003 PACKARD.

V - COMPOSITION ISOTOPIQUE DES PRECIPITATIONS A BOBO-DIOULASSO

V-1 ECHANTILLONNAGE

J'ai réalisé un échantillonnage des eaux de pluie pour analyses isotopiques sur deux saisons pluvieuses (campagnes 1997 et 1998).

Un double système collecteur a été mis en place par mes soins sur les bâtiments de la Direction de l'Hydraulique de Bobo-Dioulasso.

Deux types d'échantillons ont été prélevés :

- par épisode pluvieux
- à l'échelle mensuelle

Au total, près d'une centaine d'échantillons ont été analysées en ^{18}O , ^2H et ^3H .

Les paramètres température, vitesse du vent, humidité relative et évaporation associés à ces précipitations sont celles de la station météorologique de l'Aéroport de Bobo-Dioulasso située à environ 1 km à vol d'oiseau du site d'échantillonnage.

V-2 ANALYSES - RESULTATS ET INTERPRETATIONS

Le traitement statistique des analyses donne les résultats synthétiques consignés dans les tableaux ci-dessous.

Les valeurs moyennes δ_m ont été obtenues par pondération aux hauteurs de précipitations selon la formule suivante :

$$\delta_m = \frac{\sum P_i \delta_i}{\sum P_i} \quad \text{où}$$

δ_i et P_i sont respectivement la teneur en isotope et la hauteur de la pluie journalière.

Tableau n° 5.1 : Données statistiques des résultats d'analyses des échantillons journaliers

	Année 1997			Année 1998		
	Hauteur de pluie :			Hauteur de pluie :		
	^{18}O (δ ‰)	^2H (δ ‰)	^3H (UT)	^{18}O (δ ‰)	^2H (δ ‰)	^3H (UT)
Nombre d'analyses	49	9	10	48	10	4
Moyenne pondérée	-3.00	-14.82	5.4	-4.50	-21.89	5.1
Ecart-type	2.17	20.19	0.46	2.43	23.56	1
Minimum	-7.86	-43.25	4.3	-9.83	-55.25	4
Maximum	2.08	18.35	5.9	1.13	13.75	6

Pour le détail des résultats se référer à l'annexe n° 4.

Tableau n° 5.2 : Données mensuelles

Année	Mois	Hauteur de pluie (mm)	Température (°C)	Humidité relative (%)		Evaporation Bac A (mm)	¹⁸ O mesuré ‰	¹⁸ O calculé ‰	³ H UT
				Mini	Maxi				
1997	Mai-97	139.5	28.7	48.1	86.8	217		-4.30	
	Juin-97	143.2	25.9	60.2	91.9	172		-3.54	
	juil-97	127.2	26.2	61.8	94.3	158	-2.17	-2.13	
	Août-97	161.5	25.9	66.5	97.1	141	-3.74	-3.81	
	Sept-97	128.1	26.4	61.9	95.8	140	-2.08	-2.92	
	oct-97	97.5	27.8	51.8	92.9	172	-2.12	-1.30	
	Minimum						-3.74	-4.30	
	Moyenne pondérée						-2.63	-3.00	
	Maximum						-2.12	-1.30	
1998	avr-98	112.3	31.6	26	37	276.1	-0.63	-0.45	3.6
	Mai-98	140.8	29.5	52	87	224.8	-3.54	-3.48	4
	Juin-98	56.3	27.9	54	90	184.4	-3.19	-3.60	4.4
	juil-98	237.8	26	66	95	165	-3.78	-3.56	3.5
	Août-98	366.5	25.5	66	96	131.5	-5.26	-6.24	6.1
	Sept-98	138.7	25.8	65	96	134.2	-2.64*	-6.41	
	oct-98	61.1	27.7	51	52	196.6	-2.42*		
	Minimum						-5.26	-6.41	3.5
	Moyenne pondérée						-3.91	-4.50	4.3
Maximum						-0.63	-0.45	6.1	

* les conditions de prélèvements des échantillons des mois de septembre et octobre 1998 semblent douteuses (ils ont probablement subi une évaporation avant d'être prélevés), les résultats n'ont pas été pris en compte par conséquent dans le traitement statistique.

Comme le montrent les tableaux 5.1 et 5.2, les moyennes pondérées obtenues par les deux types d'échantillons - journaliers et mensuels - diffèrent légèrement. Globalement les moyennes journalières sont moins négatives que celles mensuelles ; cela se comprend aisément si l'on tient compte des conditions de prélèvements : pour les teneurs mensuelles, une certaine homogénéisation des différents épisodes pluvieux est obtenue tandis que pour les chroniques journalières, on note l'influence des teneurs des faibles pluies (de l'ordre de 2 mm) généralement très évaporées.

V-2-1 – L'Oxygène 18 et le Deutérium dans les précipitations

V-2.1.1 – L'Oxygène 18

Les teneurs en Oxygène 18 des précipitations journalières présentent une grande dispersion (tableau 5.1); l'écart est respectivement d'environ 10 et 11 ‰ pour 1997 et 1998. Les teneurs moyennes journalières sont – 3.00 et – 4.50 ‰ respectivement pour 1997 et 1998.

Pour les teneurs mensuelles, on trouve respectivement – 2.63 et – 3.91 ‰ pour 1997 et 1998.

Ces valeurs moyennes sont relativement proches des moyennes inter - annuelles calculées à partir des données des stations continentales de l'Afrique de l'Ouest (AIEA, 1992) ainsi que de celles trouvées par V. Crouzet (1986) à Ouagadougou pour les précipitations de 1985 et R. Mathieu à Barogo (1993) pour les précipitations de 1988 et 1989. Ces stations sont situées à une latitude proche de notre zone d'étude.

Tableau 5.4 : Teneurs isotopiques moyennes annuelles comparées entre Bobo-Dioulasso et les stations africaines voisines.

Station	Latitude	Longitude	$\delta^{18}\text{O}_{\text{moy}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{min}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{max}}$
Barogo (1988)	12°34 N	0°57 W	-5,5	-10,67	3,17
Barogo (1989)	12°34 N	0°57 W	-4,4	-9,17	6,93
Bamako, Mali (1961 – 1976)	12°63 N	8°03 W	-4,44	-6,69	-0,34
Kano, Nigéria (1961 – 1973)	12°05 N	8°53 E	-3,81	-7,32	-0,80
N'Djaména, Tchad	12°13 N	15°03 E	-4,11	-6,85	-1,20
Bobo-Dioulasso (1997)	11°17 N	4°32 W	-3,00	-7,86	2,08
Bobo-Dioulasso (1998)			-4,50	-9,83	1,13

L'évolution temporelle des hauteurs et compositions isotopiques est illustrée aux pas de temps journaliers et mensuels par les figures n° 5.1 et 5.2.

Comme le montrent celles-ci, et comme l'a aussi constaté R. Mathieu (1993), le comportement isotopique des précipitations présente un effet de masse très net mais aussi une évaporation en début et fin de saison des pluies, caractéristique des régions tropicales. Les précipitations importantes que l'on trouve en pleine saison pluvieuse présentent des valeurs de δ nettement négatives, alors que le début et la fin de saison sont caractérisés par des pluies moins abondantes aux valeurs positives ou peu négatives.

Cet effet de masse est confirmé par la figure n° 5.3 qui présente la tendance décroissante avec forte dispersion existante entre la composition isotopique et la hauteur précipitée.

Comparativement, les eaux de l'année 1997 sont en moyenne plus « positives » que celles de 1998 ($-3,00 \delta\text{‰}$ pour 873 mm contre $-4,50 \delta\text{‰}$ pour 1114 mm). L'explication de cette différence devra être trouvée dans le régime climatologique ayant caractérisé ces deux campagnes (voir figures 5.4 à 5.6 ci-dessous) :

Hivernage 1997

La situation pluviométrique du mois de Juillet a été marquée par des pluies éparses ainsi que des poches de sécheresse. En moyenne, il a plu 1 jour sur 4. Entre donc deux épisodes pluvieux, l'atmosphère a eu le temps de se déshumidifier ; c'est ce qui expliquerait les teneurs relativement très élevées en oxygène 18 pendant ce mois.

Le mois d'août a été peu pluvieux par rapport aux années antérieures notamment durant la première décennie. Une situation plus favorable a prévalu au cours de la première décennie de septembre, suivie d'une relative dégradation au cours des deux dernières décennies du mois. De même, au cours de la première décennie d'octobre, les pluies enregistrées ont été faibles et mal réparties.

Hivernage 1998

Les précipitations ont commencé pratiquement en avril et sont devenues abondantes au cours de la première décennie de juin. Les pluies ont diminué à la mi- et à la fin juin, mais sont devenues abondantes et régulières durant le mois de juillet et août excédant 200 mm. Les pluies se sont prolongées durant les deux premières décennies de septembre et ont commencé à diminuer durant la dernière décennie de septembre et la première décennie d'octobre.

Les pluies régulières et abondantes de juillet, août et de la première moitié de septembre sont à l'origine de l'appauvrissement prononcé en oxygène 18.

Hormis le mois d'août et de septembre, l'évaporation a été plus élevée pour l'année 1998 que 1997 pendant les mois pluvieux (figure 5.6).

Pour ce qui concerne les températures, on observe deux tendances : d'avril jusqu'à la première décennie de juillet, les températures de 1998 sont supérieures à celles de 1997 ; cette tendance s'inverse à partir de la deuxième décennie de juillet jusqu'à la fin de la saison pluvieuse (figure 5.5).

Malgré le nombre réduit de données, nous avons tenté de corréler les teneurs mensuelles en ^{18}O aux températures pour les deux années : on obtient des gradients ($\Delta\delta^{18}\text{O}/\Delta T$) respectifs de 0,52 et 0,59. Ces gradients sont presque identiques et ne permettent pas d'expliquer la forte différence entre les deux années.

L'imagerie satellitaire serait nécessaire pour préciser les situations synoptiques et expliquer les très fortes variations entre deux pluies journalières successives (exemple : 94,3 mm le 14/08/98 avec $\delta^{18}\text{O} = -9,83 \text{ ‰}$ et 9,2 mm le 15/08/98 avec $\delta^{18}\text{O} = -5,24 \text{ ‰}$).

Figure 5.1

Figures 5.2 et 5.3

Figures 5.4 à 5.6

V-2.1.2 – Relation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ dans les précipitations

Comme pour l'oxygène 18, on observe une grande variabilité dans les teneurs en deutérium dans les eaux de pluies des deux campagnes. Elles sont respectivement de $-14,82$ et $-18,75$ ‰ pour 1997 et 1998. Les couples disponibles permettent de dresser la droite météorique locale comme le montre la figure 5.7.

Sur le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, les points représentatifs des précipitations se situent, soit sur la droite météorique mondiale (DMM), soit au dessous de cette droite, soit nettement au dessus de celle-ci.

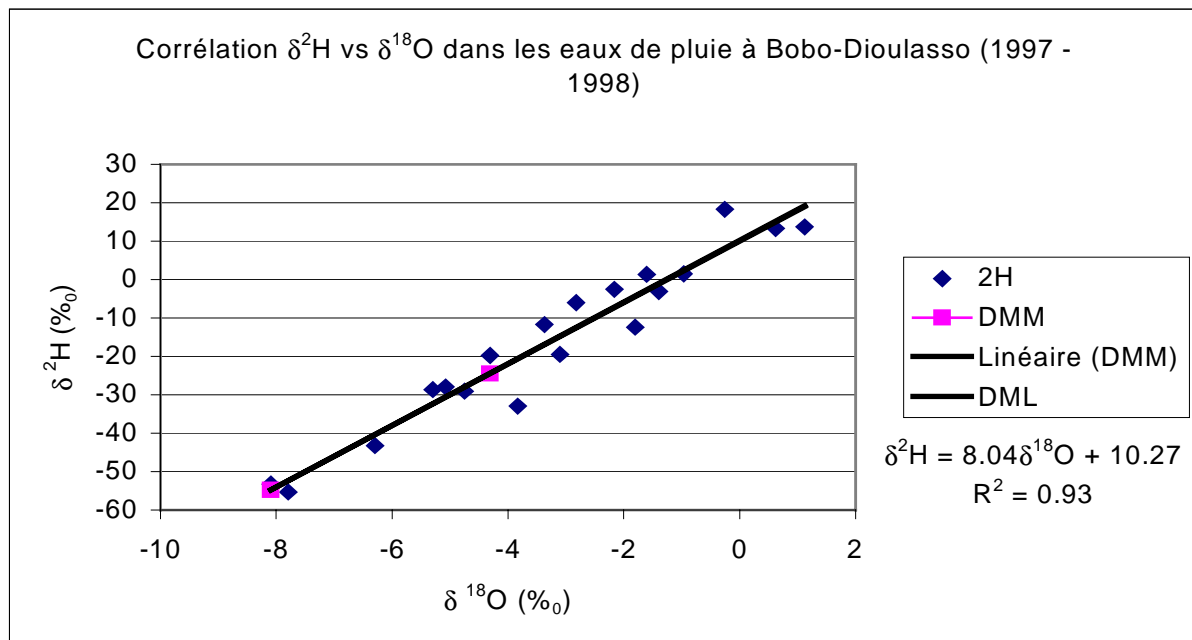
Les premiers indiquent que les précipitations n'ont subi aucune modification après les condensations qui les ont générées, tandis que les seconds traduisent une évaporation partielle des gouttelettes en cours de chute. Ces deux catégories présentant généralement des teneurs en isotopes lourds plus appauvries, caractérisent les précipitations de pleine saison pluvieuse.

Les derniers, au dessus de la droite météorique, plus enrichies, caractérisent les débuts et fins de saison humide.

Globalement, la droite de corrélation que l'on obtient est parallèle à la droite météorique mondiale définie par Craig (1961) et très voisine de celle de Mathieu pour les pluies à Barogo (1988 – 1989). La droite de corrélation a pour équation :

$$\delta^2\text{H} = 8,04\delta^{18}\text{O} + 10,27 \text{ avec } n = 19 \text{ et } r = 0.96.$$

Cette corrélation est significative au seuil de 1%.



V.2.2 - Le tritium dans les précipitations

Les valeurs moyennes des teneurs en tritium des précipitations de 1997 et 1998 sont respectivement de 5,4 et 5,1 UT. Ces valeurs sont proches des teneurs estimées dans les précipitations de Bamako (Malam et P. Olive, 1998), station de l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (AIEA) la plus proche de la zone d'étude et qui possède une chronique acceptable (qualité isotopique suivi entre 1963 et 1979 et corrélée avec la station de Thonon-Les-Bains, autre Laboratoire de référence de l'AIEA).

A ce titre, Bamako légèrement modifié, pourra être prise comme station de référence pour le signal « entrée ».

On pourra comparer les teneurs en tritium des eaux souterraines à celles des précipitations reconstituées et évaluer ainsi le taux de renouvellement, nécessaire pour une meilleure gestion des ressources en eau souterraine.

Les études isotopiques distinguent classiquement deux types principaux de modèles selon la façon dont les eaux s'écoulent en traversant un milieu poreux (Hubert et Olive, 1995) :

- ou bien la pluie efficace (P-E) traverse l'aquifère à vitesse constante comme un écoulement d'eau dans un tuyau et toutes les molécules d'eau ont le même temps de séjour : le modèle est de type piston ($S_n = E_n e^{-\lambda t}$),
- ou bien la pluie efficace (P-E) se mélange complètement à l'eau de l'aquifère et la teneur en ^3H à la sortie du système est identique à celle répartie uniformément dans tout l'aquifère ($S_n = \alpha E_n + (1-\alpha)(1-\lambda)S_{n-1}$).

avec E_n et S_n les teneurs moyennes en ^3H dans l'entrée E et à la sortie S du système aquifère durant l'année n, α le taux de renouvellement, λ la constante radioactive du ^3H et t le temps de séjour moyen de l'eau en année.

A partir des teneurs en tritium des eaux souterraines, on peut faire une comparaison avec les résultats donnés par ces deux modèles appliqués à la chronique des précipitations de Bamako, et estimer ainsi le temps de séjour ainsi que le mode de circulation des aquifères.

VI - COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

VI.1 – Echantillonnage

J'ai réalisé un programme d'échantillonnages pendant les années 1997, 1998 et 1999 afin de dresser une image isotopique généralisée synchrone des différentes nappes sur le sédimentaire et sur le socle.

En zone sédimentaire, l'échantillonnage a été effectué suivant des transversales dans le sens d'écoulement souterrain afin de contrôler à la fois l'origine à l'aide des isotopes stables (^{18}O et ^2H), et l'âge de l'eau à l'aide des isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C).

En zone de socle, les prélèvements ont été effectués en tenant compte des types d'encaissants pétrographiques rencontrés.

VI.2 – Analyses – Résultats et Interprétations

Les valeurs moyennes des teneurs isotopiques par formation aquifère sont synthétisées dans le tableau suivant :

Tableau 6.1 : Teneurs moyennes en isotopes dans les formations géologiques

Formation	^{18}O		^2H		^3H		^{13}C		^{14}C	
	Nombre	(δ ‰)	Nombre	(δ ‰)	Nombre	(UT)	Nombre	(‰ vs PDB)	Nombre	(pcm)
Eau superficielle	26	-4.72	3	-28.98	24	2.4	4	-16.92	4	87.38
Socle	25	-4.37	3	-30.15	14	2.8	2	-15.45	2	70.70
GI	1	-4.80	1	-27.75	2	3.4	0		0	
GKS	5	-5.02	1	-28.35	6	1.7	3	-13.42	3	58.67
GFG	7	-5.00	1	-29.75	11	3.8	0		0	
GGQ	17	-5.02	3	-28.97	14	2.3	3	-16.51	3	78.80
SAC1	11	-5.94	3	-36.38	13	2.0	3	-9.69	3	8.23
SAC2 (S. Toun)	1	-5.55	0		4	1.8	0		0	
SQ (G. Koutiala)	1	-6.58	0		2	3.8	0		0	
GFR	2	-4.13	0		5	2.8	0		0	
Echantillons Mali	6	-5.19	0		0		3	-13.6	3	23.7

VI.2.1 - Les isotopes stables dans les eaux souterraines

Le premier indicateur de la présence d'eau ancienne dans les zones arides et semi arides est la teneur en isotopes stables. Le cachet isotopique très appauvrie de certains échantillons d'eau souterraine par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles correspond en effet à des épisodes de recharge des nappes survenus sous des conditions climatiques plus froides et plus humides que celles régnant actuellement dans les régions considérées (Conrad et Fontes, 1970).

La distribution géographique des teneurs en isotopes stables des eaux souterraines peut fournir des indications sur les conditions de recharge, les caractéristiques hydrauliques, la continuité et/ou la discontinuité hydraulique des systèmes aquifères. Dans les grands aquifères, l'homogénéisation spatiale de la composition isotopique des eaux souterraines témoigne souvent d'un temps de résidence prolongé, ce qui

permet aux processus de mélange et de diffusion d'effacer toutes traces de variations éventuelles dues à des épisodes successifs de recharge.

L'hétérogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables peut être en revanche le témoin, soit de recharges directes dont les cachets isotopiques n'ont pas été « tamponnés » par les processus de diffusion et de mélanges en relation avec des temps de résidence très courts ; soit de discontinuités hydrauliques qui ne favorisent pas les processus de mélanges, maintenant ainsi constants les signaux isotopiques même dans le cas de temps de séjour prolongés des eaux (J. F. Aranyossy et al. 1995).

VI-2.1.1 – L'oxygène 18 dans les eaux souterraines

Au regard de la figure 6.1, on peut distinguer trois groupes d'eau sur la base des teneurs en ^{18}O .

a) Groupe des eaux appauvries (^{18}O entre $-5,50$ et $-7,00$ ‰) vs SMOW

Les eaux appauvries se rencontrent essentiellement dans les formations des grès à granules de quartz (GGQ) et des silstones argilites carbonatées (SAC).

Les échantillons très négatifs (en valeurs relatives) sont le reflet:

- * soit d'eau venant de reliefs,
- * soit d'une sélection dans les pluies
- * soit d'un effet de masse,
- * soit d'un effet paléoclimatique,
- * soit de toute combinaison entre ces différents paramètres.

Dans notre cas il n'y a pas vraiment de grande différence de relief qui justifie un appauvrissement de $1,5$ ‰. En effet si l'on prend un gradient isotopique d'altitude de $0,25$ delta par 100 mètres, valeur moyenne habituelle, cela correspondrait à une variation d'altitude de 600 mètres - soit à l'altitude de près de 1000 mètres -, dénivelé que l'on ne rencontre pas sur les bassins versants présumés des différents points d'eau. On rappelle que l'altitude moyenne dans la région ne dépasse pas 400 mètres et le point culminant se trouve à 749 mètres au sud-ouest de Bobo-Dioulasso

Une sélection des pluies signifierait un micro climat local ou une évaporation de toutes les eaux évaporées de début de saison des pluies, ce qui n'est pas impossible mais peu probable malgré la diversité climatique que l'on peut rencontrer au Burkina Faso.

L'effet de masse signifierait que seules les grosses pluies d'orage qui subissent peu ou pas le fractionnement isotopique auraient contribué à recharger ces aquifères

L'effet paléoclimatique refléterait une recharge des aquifères lors de conditions climatiques plus froides ce qui est confirmé par les âges carbone 14 pour la presque totalité des forages situés dans la zone d'artésianisme de la formation des SAC (Fon, Banankoro, Djissara, Djissanga, Pindja Madina, Salamtinga et Pindja 1).

Dans les eaux superficielles échantillonnées, une est particulièrement très appauvrie : il s'agit de « Samogohiri pont amont » qui est à $-7,09 \delta \text{‰}$ qui est situé à la limite d'un bassin versant. L'absence de tritium signifie un âge d'au moins 50 ans et explique son grand débit pérenne (minimum 200 l/s). Géographiquement Diolé se situe dans le secteur de Samogohiri mais montre des valeurs relativement positives en ^{18}O ($-4,65 \delta \text{‰}$), témoin vraisemblable d'une évaporation et/ou d'un mélange avec les eaux de surface ce que semble indiquer la présence de tritium. En effet cet échantillon a été prélevé sur un petit ru ($\cong 10$ à 20 l/s) à environ 2 km de la source ce qui peut expliquer cela.

L'unique échantillon de la formation des grès de Koutiala montre également un δ très négatif ($-6,58 \text{‰}$) en accord avec les résultats de Jusserand (1976) à N'Tarla au Mali ($\approx -7 \text{‰}$).

Dans l'état actuel des connaissances et vu le petit nombre d'analyses ainsi que la ponctualité, on ne peut que choisir entre l'origine d'eau venant de relief et une ségrégation dans les pluies. D'où la nécessité d'un suivi régulier.

b) Groupe des eaux intermédiaires (^{18}O entre $-4,00$ et $-5,50 \delta \text{‰}$)

Ce groupe correspond à des eaux rechargées sensiblement à partir de la même altitude. Elles sont localisées pour l'essentiel, autour de Bobo-Dioulasso dans les formations du GKS, GFG et du GGQ.

Comme le montre la figure 6.2 ci-dessous, ces eaux ne contiennent généralement pas de tritium (autour de 1 UT) sauf pour certains forages industriels soumis à des gros pompages avec possibilité de drainance per-descensum (cas des eaux de SAVANA, LAFI et BRAKINA) ou probablement « mal équipés » en contact avec les eaux superficielles (PZ11, PZ21 et PZ10).

c) Groupe des eaux enrichies (^{18}O entre -2 à $-4,00 \delta \text{‰}$)

Pour ces eaux, on doit considérer 2 sous-groupes : les eaux de surface évaporées (rivière Kou, falaise, ONEA1, mare des Hippopotames) et les eaux qui proviennent du cristallin, au Sud, à l'Est, et Nord-Est de Bobo-Dioulasso.

Les eaux du premier sous-groupe contiennent du tritium ce qui montre bien l'échange avec les eaux de surface, ou la pluie ou même avec l'atmosphère.

Pour les eaux du cristallin on peut distinguer deux familles :

- * les eaux avec tritium surtout dans le cristallin de type granite et,
- * les eaux sans tritium dans les zones plus métamorphiques, plus schisteuses où les circulations sont plus difficiles donc plus lentes.

VI-2-1-2 – Le deutérium et la relation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ (figure 6.3 ci-dessous), les teneurs en isotopes lourds définissent globalement trois types d'eau :

- Un premier groupe I d'équation $\delta^2\text{H} = 7,93 \delta^{18}\text{O} + 8,00$, s'alignant légèrement sous la droite météorique mondiale parallèlement à celle-ci. Il s'agit d'eaux de pluie qui ont rejoint la nappe plus ou moins rapidement sans évaporation.
- Un deuxième groupe II d'eaux évaporées enrichies en isotopes lourds, d'équation $\delta^2\text{H} = 3,02 \delta^{18}\text{O} - 12,99$. Certains auteurs (Dincer, 1984) attribue cet enrichissement à une contribution non négligeable des pluies de début et de fin d'hivernage, période où l'humidité relative est nettement plus faible.
- Le troisième groupe III d'eaux est caractérisé par des teneurs isotopiques relativement plus appauvries (Fon, Pindja Madina), indiquant soit un « effet d'altitude », soit l'existence d'une réserve d'eaux anciennes.
 Dans le premier cas, la recharge se serait probablement effectuée à des niveaux topographiques plus élevés.
 Dans le second cas, il faut envisager des conditions climatiques de recharge plus froides que celles du climat actuel.
 L'absence de forts dénivelés et les faibles activités en carbone 14 militent en faveur de la deuxième hypothèse.
 Ces eaux se positionnent sur la droite des eaux météoriques.

VI.2.1.3 – Le carbone 13

Les teneurs en ^{13}C mesurées gravitent autour de $-14,4 \text{ ‰}$ vs PDB avec des valeurs extrêmes de $-18,2$ et $-9,1 \text{ ‰}$ vs PDB.

Les valeurs les plus négatives correspondent aux formations gréseuses où l'origine des bicarbonates proviendrait de l'hydrolyse des silicates.

Les valeurs les plus positives correspondent aux formations carbonatées où le fractionnement isotopique $\text{CO}_2\text{aq} - \text{HCO}_3\text{aq}$ est effectif avec probablement aussi une légère dissolution des carbonates de l'encaissant (cf. alcalinité plus forte).

VI.2.2 - Le tritium dans les eaux souterraines du Sud-Ouest du Burkina Faso

La figure 6.4 ci-après donne un aperçu comparatif de la teneur en tritium des eaux des différentes formations aquifères ainsi que des eaux superficielles.

- **Les eaux superficielles** : deux catégories s'individualisent : les rivières au-dessus de 2 UT (Kou et Diolé) et les sources (autour de 1 UT) qui sont des débordements naturels de certains aquifères des GGQ et SAC (Guinguette, Samogohiri, Mare aux hippopotames et Pessa).

Trois échantillons issus de la falaise (interface socle/sédimentaire), ont des teneurs élevées (autour de 9 UT).

- **Pour les GI**, aucune conclusion ne peut être tirée actuellement vu le nombre limité d'analyses (5,8 UT à Tangora et 1 UT à Bounouna).

- **Dans les GKS**, cinq des six échantillons analysés, ont des teneurs inférieures à 2 UT.

- Les eaux issues des **GFG**, essentiellement exploitées à des fins industrielles (exploitation intensive), ont des teneurs au dessus de 2 UT sauf au forage RAN-Hotel qui est à 1 UT. Ce forage n'est probablement exploité qu'en cas de baisse de pression du réseau de distribution d'eau urbain.

Les deux autres forages « d'hydraulique villageoise », ont des eaux faiblement tritiées (1,4 UT pour Oumardiassa et 1,5 UT pour Djionso Zouhairi).

Cela nous laisse à penser que cet aquifère n'est naturellement pas ou très faiblement tritié mais que les pompages induisent une drainance per descensum d'où la présence de tritium.

- Les eaux issues des formations des **GGQ**, des **SAC1** s'individualisent aisément à l'exception de PZ10, PZ21, les forages de Koumi, Guéna, Diassaga, Handromana et PZ11. Les teneurs en tritium restent en majorité inférieures à 2 UT.

Les teneurs supérieures à 2 UT seraient le résultat d'une contamination par des eaux de surfaces ou de pluie actuelle. Cette contamination peut se comprendre si l'on tient compte du type de tubage couramment rencontré (crépine au droit des venues d'eau sans distinction d'aquifère).

- Pour l'aquifère des **GFR**, on a aussi bien des eaux tritiées que non tritiées.

- L'aquifère des **SAC2** et des Grès de Koutiala qui complètent la série sédimentaire, semblent être non tritiés

- En zone de socle, on rencontre deux empreintes isotopiques :

- des eaux ayant moins de 2 UT dans les zones plus métamorphiques, plus schisteuses où les circulations sont plus difficiles donc plus lentes et,
- des eaux supérieures à 2 UT surtout dans le cristallin de type granite.

A partir des chroniques ^3H dans les pluies de Bamako, les sorties en ^3H de 1952 à 1998 ont été estimées selon les modèles « piston » et « mélange » pour des temps de séjour variés (Malam et Olive, 1998) : il a été constaté que la mémoire du pic de 1963 se situerait respectivement autour de 112 UT et de 11 UT (temps de séjour de 35 ans).

Au vu des teneurs observées pour les eaux souterraines, on peut émettre l'hypothèse que l'écoulement des eaux est de type mélange et la classification suivante peut être proposée :

- Teneur < 2 UT : eaux anciennes dont le temps de séjour est ≥ 1000 ans,
- Teneur comprise entre 2 et 5 UT : mélange entre des eaux récentes et des eaux anciennes,
- Teneur ≥ 5 UT : eaux récentes dont le temps de séjour est compris entre 1 et quelques dizaines d'années.

Figures 6.1 et 6.2

Figure 6.3 et 6.4

VI.2.3 - La datation des eaux souterraines par le radiocarbonate

a - Mode opératoire

Pour le dosage du carbone-14 des eaux naturelles (A_t), le laboratoire a besoin au minimum de 2,5 grammes de carbone. Les prélèvements d'eau pour le dosage du carbone 14 ont été faits conformément au procédé technique de l'AIEA dont un le principe est résumé ci-dessous :

Le volume d'eau nécessaire à la détermination de l'âge du carbone dépend de la concentration du carbonate et du bicarbonate dans l'eau. Il faut pour l'analyse 2,5 grammes de carbone qui correspondent approximativement à 12,5 grammes de bicarbonate ou carbonate. Le volume minimum de l'échantillon d'eau nécessaire peut être calculé au moyen des rapports suivants :

$$v \text{ (litres)} = 12.500 / \text{ppm « A »}$$
$$\text{ppm « A »} = \text{ppm (carbonate + bicarbonate)}$$

On obtient l'échantillon pour le dosage du carbone-14, en précipitant les carbonates provenant d'un échantillon d'eau en milieu basique dans un grand appareil tubulaire d'une capacité d'environ 60 litres (modèle AIEA).

La principale précaution à observer dans le prélèvement d'échantillon pour le dosage du carbone-14 est l'exposition minimum à l'atmosphère. L'anhydride carbonique de l'atmosphère est contaminé par le carbone-14 provenant des retombées et, si celui-ci s'incorpore à l'échantillon, on obtiendra après calcul un âge qui est trop récent.

Le précipité se forme par addition de chlorure de baryum à l'eau après avoir ajusté le pH pour convertir tous les bicarbonates en carbonates. Le précipité ainsi formé est un mélange à $\text{pH} > 12$ de sulfate de baryum et de carbonate de baryum. Normalement, ce précipité est finement granuleux et ne se décante qu'après plusieurs heures. L'addition d'un sel de fer et de Praestol, agents de floculation, a pour objet de former des agrégats qui précipitent dans un délai plus court. Certaines eaux donnent des agrégats très floculants qu'il faut transvaser dans plusieurs flacons d'échantillons par siphonnage ou changement de bouteille.

b – Principe de la méthode et résultats

Le carbone minéral total dissous (CMTD) des eaux souterraines comprend :

- le CO_2 dissous ou acide carbonique : $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$
- l'ion hydrogénocarbonate ou bicarbonate : $\text{HCO}_3^-(\text{aq})$
- l'ion carbonate : $\text{CO}_3^{2-}(\text{aq})$ éventuellement

les teneurs sont exprimées en concentration molaire (millimole par litre).

$$(\text{CMTD}) = (\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-})$$

Le CMTD résulte d'une double dissolution :

- du CO_2 d'origine biologique (CBIO) résultant de la respiration des racines et de la minéralisation de la matière organique du sol. Ce CBIO présente une activité en ^{14}C voisine de 100 pourcents de carbone moderne (100 pcm),

- du carbone d'origine minéral (CMIN) provenant de la matrice calcaire du sol et de l'aquifère et dont la teneur en ^{14}C est nulle.

$$(\text{CMTD}) = (\text{CBIO}) + (\text{CMIN})$$

L'activité originelle en radiocarbone A_0 du CMTD lors de l'infiltration des eaux souterraines dépend donc du pourcentage p du CBIO dans le CMTD :

$$A_0 = A^{14}\text{CBIO} \cdot p = A^{14}\text{CBIO} \cdot (\text{CBIO}) / (\text{CMTD}) \text{ en pcm.}$$

Ensuite si, et seulement si, la perte en radiocarbone du CMTD l'est par désintégration radioactive, l'activité résiduelle du CMTD au moment du prélèvement étant A_t , le temps t qui s'est écoulé entre l'infiltration et le prélèvement est de :

$$t = \frac{\tau}{\ln 2} * \ln \frac{A_0}{A_t}$$

Où A_0 est l'activité initiale avant la décroissance,
 A_t est l'activité mesurée sur l'échantillon prélevé au temps t
 τ est le temps de demi-vie ou période de ^{14}C .

L'âge d'une eau souterraine résulte donc d'une mesure A_t et d'une estimation A_0 à partir du couple alcalinité/acidité mesuré lors du prélèvement.

Il a été montré (P. Olive, 1996) que A_0 prend les valeurs suivantes selon le milieu :

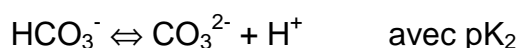
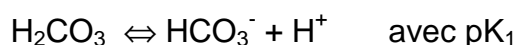
- en milieu silicaté non calcaire $A_0 = 90 \pm 5$ pcm
- et en milieu calcaire, $A_0 = (\text{ACI}) / 2(\text{CMTD})$.

L'acidité (ACI) et le carbone minéral total dissout (CMTD) sont calculés à partir de la température, du pH et de l'alcalinité. Ces paramètres (T° , pH et ALC) sont mesurés sur le terrain lors du prélèvement pour la mesure de A_t .

L'alcalinité (ALC) d'une eau est la quantité d'ions hydrogène (H^+), exprimée en $\text{m}\ddot{\text{e}}\text{q} \cdot \text{L}^{-1}$, nécessaire pour neutraliser les bases faibles. La plus importante d'entre elles est représentée par les hydrogénocarbonates (HCO_3^-) :

Symétriquement l'acidité d'une eau (ACI) est la quantité d'ions (OH^-), exprimée $\text{m}\ddot{\text{e}}\text{q} \cdot \text{L}^{-1}$, nécessaire pour neutraliser les acides forts. Le plus important est représenté par l'acide carbonique $\text{H}_2\text{CO}_3(\text{aq})$:

Partant des 3 équilibres suivants, on peut déterminer (ACI) et (CMTD) avec les constantes d'équilibres :



K_0 , K_1 et K_2 étant les constantes de dissociation du système des carbonates et K_c celle de la calcite sont données en fonction de la température par :

$$\log K = a + b * T + \frac{c}{T} + d * \log T + \frac{e}{T^2} \text{ où } T \text{ en } ^\circ\text{K} = t \text{ en } ^\circ\text{C} + 273.15$$

	a	b	c	d	e
K_0	108,3865	0,01985076	-6919,53	-40,45154	669365
K_1	-356,3094	-0,06091964	21834,37	126,8339	-1684915
K_2	-107,8871	-0,03252849	5151,79	38,92561	-563713,9
K_c	-171,9065	-0,077993	2839,319	71,595	0

Exprimons (HCO_3^-) et (CO_3^{2-}) en fonction de (H_2CO_3) et posons α_0 :

$$\alpha_0 = \frac{(\text{H}_2\text{CO}_3)}{(\text{CMTD})} = \frac{(\text{H}_2\text{CO}_3)}{(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-})}$$

$$\alpha_0 = \frac{1}{1 + \frac{K_1}{(\text{H}^+)} + \frac{K_1 K_2}{(\text{H}^+)^2}}$$

De même α_1 et α_2 :

$$\alpha_1 = \frac{(\text{HCO}_3^-)}{(\text{CMTD})} = \frac{1}{\frac{(\text{H}^+)}{K_1} + 1 + \frac{K_2}{(\text{H}^+)}}$$

$$\alpha_2 = \frac{(\text{CO}_3^{2-})}{(\text{CMTD})} = \frac{1}{\frac{(\text{H}^+)^2}{K_1 K_2} + \frac{(\text{H}^+)}{K_2} + 1}$$

On a bien $\alpha_0 + \alpha_1 + \alpha_2 = 1$ et :

$$(\text{ALC}) = (\text{HCO}_3^-) + 2(\text{CO}_3^{2-}) = (\text{CMTD})(\alpha_1 + 2\alpha_2)$$

$$\text{d'où } (\text{CMTD}) = (\text{ALC}) / (\alpha_1 + 2\alpha_2)$$

$$(\text{ACI}) = 2(\text{H}_2\text{CO}_3) + (\text{HCO}_3^-) = (\text{CMTD})(2\alpha_0 + \alpha_1)$$

Donc pratiquement à partir de la température de l'eau et de son pH on calcule α_0 , α_1 et α_2 puis, avec l'alcalinité, CMTD et ACI.

L'incertitude sur l'âge est calculée à partir de :

$$t = 8267 \cdot \ln(A_0/A_t) \text{ [années] ;}$$

$$\Delta t \leq 8267 \cdot (|\Delta A_0/A_0| + |\Delta A_t/A_t|) \text{ [années].}$$

avec l'erreur relative $|\Delta A_0/A_0|$ de l'ordre de 10% et $|\Delta A_t/A_t|$ fournie par le laboratoire d'analyse.

Les calculs développés sur une feuille Excel, donnent les résultats synthétisés dans le tableau 6.2.

Les résultats nous permettent de distinguer deux catégories d'eaux anciennes :

- Moins de 2.000 ans pour les eaux de la série des GKS (à l'exception de l'échantillon de Léguéma Peulh), GGQ et pour certains échantillons du Socle,
- plus de 12.000 ans dans les aquifères artésiens des SAC.

Ces résultats sont en conformité avec les vitesses de circulation communément rencontrées dans les formations des GGQ : une douzaine de pompages d'essai de 72 heures réalisés donnent une transmissivité moyenne de $2,36 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ soit une vitesse comprise entre 6 et $12 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$ avec une épaisseur présumée de l'aquifère des GGQ variant entre 200 et 500 mètres (P. Gombert, 1997).

En effet, en tenant compte de la distance séparant les forages extrêmes : près de 100 km des captages ONEA 1 au forage artésien de Banankoro, on peut calculer une vitesse moyenne d'écoulement de l'ordre de 6 m/an soit près de $20 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$.

Les eaux les plus anciennes (Fon et Banankoro et Sikasso-Sanoubougou), sont plus appauvries en ^{18}O (-5,81 ; -6,22 et -5,79 ‰) caractéristiques de conditions climatiques de recharge plus froides.

Globalement les activités mesurées, indiquent un vieillissement dans le sens présumé des écoulements (annexe n°5).

Lieu	Date	T en ° C	pH	ALC en méq/L	^{18}O en ‰ vs SMOW	^{13}C en ‰ vs PDB	^3H en UT	A^{14} CMTD en pcm	Age ^{14}C calibré en années
GRD1	23/05/97	28.0	6.3	0.2	-5.1	-18.2	1.0	94.9 ± 0.4	Eaux récentes
Samogohiri pont	25/05/97	26.7	6.2	0.1	-7.1	-17.1	0.8	98.7 ± 0.9	Eaux récentes
Pesso Sianiou	31/01/98	31.7	7.4	0.6	-4.8	-17.1		86.7 ± 0.4	Eaux récentes
GRI1	23/05/97	28.7	6.4	1.4	-5.2	-15.3	0.7	69.2 ± 0.5	1 400 ± 900
ONEA1	26/05/97	29.1	6.2	0.5	-5.1	-17.6	0.9	87.3 ± 0.4	Eaux récentes
ONEA F2	23/03/99	30.3	6.3	0.6	-5.5	-15.2		79.3 ± 0.4	400 ± 900
PZ13	24/05/97	29.3	6.6	1.7	-5.3	-15.0	0.8	64.4 ± 0.4	1 100 ± 900
Moussobadougou	04/02/98	29.7	6.3	1.0	-4.7	-15.8	0.9	91.0 ± 0.5	Eaux récentes
Léguéma Peulh	04/02/98	30.0	7.3	5.3	-5.9	-9.4	0.8	20.6 ± 0.3	7 800 ± 900
Fon	27/05/97	28.5	7.8	5.4	-5.8	-10.1	0.8	7.6 ± 0.5	16 800 ± 1 400
Banankoro F. artésien	03/02/98	28.6	7.6	3.7	-6.2	-9.1		7.0 ± 0.4	17 800 ± 1 300
Pindja Madina	20/03/99	28.9	7.2	4.8	-6.3	-9.8		10.1 ± 0.3	14 800 ± 1 100
Houndé centre	30/01/98	31.0	7.2	4.1	-4.8	-15.4	0.8	44.1 ± 0.4	5 900 ± 900
Niangoloko F5	19/03/99	30.2	6.3	1.0	-4.7	-15.5		97.3 ± 0.5	Eaux récentes
Sikasso Médine*	24/03/99	28.9	7.3	0.7	-5.0	-16.8		68.4 ± 0.8	Eaux récentes
Sikasso Sanoubougou*	24/03/99	29.0	7.4	0.7	-5.8	-13.2		0.3 ± 0.5	45 100 ± 14 600
Niopébougou*	24/03/99	29.2	7.2	4.1	-5.4	-10.8		2.3 ± 0.3	28 600 ± 1 900
ONEA F1	06/04/99	31.2	6.8	0.3	-5.3	-16.7		69.8 ± 0.3	Eaux récentes

Tableau 6.2 : Age des eaux souterraines du Sud-Ouest du Burkina Faso et du sud du Mali*.

L'utilisation d'autres modèles, dont le principe ne sera pas décrit dans la présente étude, développés sous le logiciel Fastcalc donne les résultats suivants :

Tableau 6.3 : Calcul de l'âge des eaux par d'autres modèles

Localisation	Tamers	Pearson	Gonfiantini	Mook	Fontes
GRD1	Récentes	Récentes	2 600	Récentes	Récentes
Samogohiri pont	Récentes	Récentes	1 800	Récentes	Récentes
Pesso Sianiou	Récentes	Récentes	2 800	Récentes	Récentes
GRG1	1 100	Récentes	2 800	Récentes	Récentes
ONEA1	450	Récentes	3 000	Récentes	Récentes
ONEA F2	1 100	Récentes	2 600	Récentes	Récentes
PZ13	2 100	500	4 200	Récentes	Récentes
Moussobadougou	Récentes	Récentes	1 800	Récentes	Récentes
Léguéma Peulh	10 500	6 100	9 800	1 900	2 800
Fon	16 400	14 800	18 600	13 900	14 000
Banankoro F. artésien	17 500	15 000	18 500	12 600	13 000
Pindja Madina	15 700	12 300	16 000	9 500	10 000
Houndé centre	3 400	3 800	7 600	4 100	4 000
Niangoloko F5	Récentes	Récentes	1 100	Récentes	Récentes
Sikasso Médine*	Récentes	900	4 600	1 600	1 500
Sikasso Sanoubougou*	44 100	43 800	47 600	43 600	43 700
Niopébougou*	28 000	25 300	29 000	23 300	23 700
ONEA F1	1 000	700	4 500	600	600

Ces résultats à l'erreur près, restent compatibles avec ceux du tableau 6.2 ci-dessus

VII - CONCLUSION

La présente étude a essentiellement porté sur la caractérisation isotopique du signal pluie à Bobo-Dioulasso accompagnée d'une comparaison avec les eaux souterraines. Pour cela, une campagne d'échantillonnage d'eaux a été entreprise pendant les campagnes pluviométriques 1997 et 1998. Au total, près de 130 échantillons ont fait l'objet d'analyses isotopiques portant sur l'Oxygène 18 (^{18}O), le Tritium (^3H), les Carbones 13 et 14 (^{13}C et ^{14}C).

Les résultats obtenus peuvent être résumés comme suit :

- Sur les eaux de pluie :

On note une grande variabilité aussi bien annuelle qu'inter-annuelle dans les teneurs en oxygène 18. Comparativement, les eaux de l'année 1997 sont en moyennes plus « positives » que celles de 1998 (-3,00 δ ‰ pour 873 mm contre -4,50 δ ‰ pour 1114 mm). La non disponibilité des données sur le régime climatique (météorologie régionale) ayant caractérisé ces deux campagnes a été un handicap pour nous, pour expliquer cette différence. La teneur en tritium des précipitations se situerait actuellement autour de 5 UT. Ces résultats sont compatibles avec celles obtenues dans la sous région notamment à Bamako, la station de l'AIEA la plus proche.

La droite météorique locale obtenue à partir des couples $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ disponibles est de la forme $\delta^2\text{H} = 8,04\delta^{18}\text{O} + 10,27$, proche de la droite météorique mondiale.

- Sur les eaux souterraines :

Sur la base des isotopes stables on constate que la zone de recharge géographique est difficilement différenciable. Cela se comprend vu l'absence de forts dénivelés topographiques. Seules les eaux les plus anciennes (voir ^{14}C) sont plus négatives et montrent des conditions climatiques de recharge plus froides. Les valeurs les plus positives se rencontrent sur les eaux de surface où les eaux de déversement de la falaise de Banfora qui sont évaporées.

Sur la base des isotopes radioactifs, on constate que la distribution géographique des teneurs en tritium ne fait pas apparaître de zonations bien limitées ; aucune évolution n'est perceptible le long des lignes d'écoulement indiquées par la piézométrie régionale. Ceci indiquerait une prédominance des transferts verticaux. Par contre, les activités ^{14}C mesurées indiquent un vieillissement dans le sens présumé des écoulements.

Globalement, les eaux peuvent être classées en trois catégories mais sans pour autant arriver à une différenciation nette des aquifères :

- des eaux récentes avec des teneurs en tritium proches de celles des eaux de pluie : rivières Kou et Diolé, certains forages captant les GFG et les GGQ soumis à des gros pompages ou « mal équipés », eaux du cristallin de type granitique.

- des mélanges d'eaux récentes et anciennes avec des teneurs en tritium comprises entre 2 et 4 UT et des activités ^{14}C supérieures à 80% ; leur temps de séjour serait de quelques centaines d'années.
- des eaux anciennes avec des activités en ^{14}C inférieures à 80% et dépourvues de tritium : la zone d'artésianisme de la formation des SAC contient des eaux dont les « âges » se situeraient entre 10.000 et 17.000 ans.

Au stade actuel des mesures disponibles (image instantanée), il est difficile d'aller plus loin dans l'interprétation du fonctionnement des hydro-systèmes.

Pour une meilleure compréhension de celui-ci, il est important de prendre en compte l'aspect évolutif d'où la nécessité d'un suivi chronologique des variations naturelles des teneurs en isotopes (stables et radioactifs) relevées à un pas de temps judicieusement choisi.

La décennie à venir devant être caractérisée par une exploitation intensive des ressources en eau souterraine, il importera de démontrer la disponibilité de celles-ci, leur caractère renouvelable ainsi que leur répartition spatiale.

BIBLIOGRAPHIE

Rapports d'étude , thèses et ouvrages généraux

- 1°) M. DRAY, 1996, 1997, 1998 : Divers rapports de missions d'expertises en hydrologie isotopique pour le compte du Programme RESO.
- 2°) H. SALVAYRE, 1996, 1997 : Divers rapports de missions d'expertises sur les eaux souterraines du bassin versant du Mouhoun, zone des émergences de la guinguette, forages de Houndé, rivière Houet.
- 3°) R. MATHIEU , 1993 : Apport de la géochimie isotopique (^2H et ^{18}O) à l'étude des mouvements d'eau dans les sols argileux. Modélisation, étude expérimentale et application au milieu naturel (Burkina Faso) : Thèse de doctorat – Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- 4°) V. CROUZET, 1986 : Etude isotopique des précipitations de l'hivernage 1985 à Ouagadougou : DEA – Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- 5°) A. N. SAWADOGO, 1984 : Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta – Etude régionale du bassin versant de la Sissili : Thèse de Doctorat Es Sciences Naturelles – Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- 6°) G. COMPAORE, 1997 : Evaluation de la fonction capacitive des altérites. Site expérimental de Sanon (Burkina Faso) : Socle granito-gneissique sous climat de type soudano-sahélien : Thèse de Doctorat – Université d'Avignon et des pays de Vaucluse.
- 7°) F. MILVILLE , 1990 : Contribution à l'étude des mécanismes de la recharge naturelle des aquifères par les pluies en climat semi aride – Application au site expérimental de Barogo au Burkina Faso :Thèse de doctorat – Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- 8°) C. OUEDRAOGO, AQUATER/BUMIGEB, 1998 : Cartographie géologique de la région Sud-Ouest du Burkina Faso au 1/200 000 – Synthèse géologique.
- 9°) M.V.K. Sivakumar et F. Gnoumou, ICRISAT - Bulletin d'information N° 23, 1987 : Agroclimatologie de l'Afrique de l'Ouest : le Burkina Faso.
- 10°) Les Editions J.A - 3^e Edition, 1998 : Atlas du Burkina Faso.
- 11°) Programme de Valorisation des Ressources en Eau du Sud-Ouest (RESO), 1998 : Diagnostic stratégique et prospectif du secteur de l'eau dans le Sud-Ouest - Document introductif à la concertation
- 12°) Collection Maîtrise de l'Eau, 2^e édition, 1990 : L'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest – Synthèse des connaissances Socle cristallin et cristallophyllien et sédimentaire ancien.
- 13°) R. GALLAIRE, 1992 : Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude – Le cas de l'Aïr (Niger), : Thèse de Doctorat – Université Paris XI – ORSAY.
- 14°) T. T. AKITI, 1980 : Etude géochimique et isotopique de quelques aquifères du Ghana : Thèse de Docteur-Ingénieur – Université Paris XI – ORSAY.
- 15°) IAEA – TECDOC 721, 1993 : Les ressources en eau au Sahel – Etudes hydrogéologiques et hydrologiques en Afrique de l'Ouest par les techniques isotopiques.
- 16°) J. L. MICHELOT, 1988 : Hydrologie isotopique des circulations lentes en milieu cristallin fracturé : Essai méthodologique : Thèse de Doctorat - Université Paris XI – ORSAY.

- 17°) B. BLAVOUX, 1978 :** Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium – Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée : Thèse de doctorat – Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- 18°) A. MARJOUA, 1995 :** Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Chaoua côtière (Maroc) : Origine de la salinisation des eaux : Thèse de doctorat – Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- 19°) J. FONTES, 1976 :** Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles : Quelques aspects : Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences Naturelles -Université Pierre et Marie Curie Paris VI.
- 20°) P. OLIVE, 1996 :** Introduction à la géochimie des eaux continentales – Programme Tempus – Gestion et protection de ressource en eau.
- 21°) O. BANTON et L. M. BANGOY, 1997 :** Hydrogéologie – Multiscience environnementale des eaux souterraines.

Publications scientifiques

- T. DINCER et al – IAEA-SM-270/41, 1983 : Sur l'alimentation des eaux souterraines de la zone de Kolokani-Nara (République du Mali).
- C. LEDUC et al - Water Resources Variability in Africa during the XXth Century. IAHS Publ. N°252,1998, pp 281-288 : Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien).
- J. SARROT-REYNAULD et A. Z. TRAORE – Hydrogéologie N°3, 1989, pp179-187 : Etude isotopique des eaux souterraines de la région de Koula Nossombougou (Mali).
- Y. TRAVI et C. JUSSERAND – Ann. Fac. Sc. Dakar, 1980, pp103-112 : Données géochimiques sur les eaux souterraines de la région de San (Mali).
- P. L. BISON et al – Hydrogéologie N° 3, 1989, pp 201-214 : Contribution des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge naturelle des aquifères fissurés du bouclier soudanien au Burkina Faso.
- R. GALLAIRE et al - Water Resources Variability in Africa during the XXth Century. IAHS Publ. N°252,1998, pp 259-266 : Variabilité spatiale de la qualité des masses d'air précipitantes en Afrique de l'Ouest : l'expérience Bénin-Niger.
- A. DEZETTER et al - Water Resources Variability in Africa during the XXth Century. IAHS Publ. N°252,1998, pp 387-394 : Gestion intégrée et variabilité des ressources en eau dans le sud-ouest du Burkina Faso.
- MALAM et al – Rapport interne CRG n° 441, 1998 : A propos de la datation des eaux souterraines de l'Afrique de l'Ouest par le tritium.
- P. OLIVE et al – Revue des science de l'eau 4(1996), pp 523-533 : Estimation pratique de l'âge des eaux souterraines en Europe par le tritium.
- MILANKA B. et P. OLIVE – Géologues n° 113, pp 45-49 : Oxygène 18, tritium et carbone 14 dans les eaux souterraines.
- C. JUSSERAND – Bulletin de l'IFAN T.41, sér. A, n°1, 1979, pp 21-43 : Eléments géochimiques de quelques eaux souterraines de la zone industrielle de Bamako (République du Mali).
- J. F. ARANYOSSY et al – Hydrologie et géochimie isotopique, Publications issues du Symposium international à la mémoire de Jean-Charles Fontes, Paris 1^{er} et 2 Juin 1995, pp 39-54 : L'apport des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge et de la dynamique des aquifères.

Liste des figures

Figure N°	Page
2.1 : Pluviométrie moyenne mensuelle à Bobo-Dioulasso	7
2.2 : Température à Bobo-Dioulasso	8
2.3 : Humidité relative et évaporation à Bobo-Dioulasso	8
3 : Coupe géologique du bassin sédimentaire	16
4 : Cycle du carbone 14 naturel dissous	21
5.1 : ^{18}O dans les pluies journalières à Bobo-Dioulasso (1997 et 1998)	27
5.2 : ^{18}O dans les pluies mensuelles	28
5.3 : Corrélation ^{18}O – Hauteur de pluie	25
5.4 : Evolution décadaire des pluies à Bobo-Dioulasso (1997 et 1998)	29
5.5 : Evolution décadaire de la température moyenne (1997 et 1998)	29
5.6 : Evaporation à Bobo-Dioulasso (1997 et 1998)	29
5.7 : Corrélation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de pluie	30
6.1 : ^{18}O dans les eaux souterraines	37
6.2 : Le tritium en fonction de l'oxygène 18 dans les eaux souterraines	37
6.3 : Corrélation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines	38
6.4 : Le tritium dans les eaux souterraines	38

Liste des tableaux

Tableau N°	Page
5.1 : Données statistiques des résultats d'analyses des échantillons journaliers d'eau de pluie	23
5.2 : Données statistiques des résultats d'analyses des échantillons mensuelles d'eau de pluie	24
5.4 : Teneurs isotopiques moyennes annuelles des stations AIEA voisines	25
6.1 : Teneurs moyennes en isotopes dans les formations géologiques	32
6.2 : Age des eaux souterraines	42
6.3 : Calcul des âges de l'eau par d'autres modèles	43

Liste des annexes

Annexe n°	Page
1 : Les différentes zones climatiques du Burkina Faso et localisation de la zone d'étude	49
2 : Carte géologique de la zone d'étude	50
3 : Carte simplifiée des débits moyens exploitables	51
4 : Composition isotopique des précipitations journalières à Bobo-Dioulasso	52
5 : Age des eaux suivant le sens d'écoulement	53

Annexe n° 4 : Composition isotopique des précipitations à Bobo-Dioulasso

Campagne 1997

Campagne 1998

Date	Pluie (mm)	Temp. (°C)	18O	2H	3H
31/05/97	43.6	24.8	-4.3	-19.75	5.5
03/06/97	25	20.7	-1.09		5.7
04/06/97	2.1	20.7	0.57		
09/06/97	29	24.8	-3.73		5.7
13/06/97	4.2	20.5	-3.14		
14/06/97	13.3	20.2	-7.86		5.3
23/06/97	4.2	21.8	-2.49		
24/06/97	12.1	18	-6.56		5.2
28/06/97	34.5	20.6	-3.36	-11.71	5.5
30/06/97	7.7	22.5	-1.37		5.3
02/07/97	10.6	19.2	-2.81	-5.95	
08/07/97	6.3	22	0.47		
09/07/97	0.2	22	1.24		
14/07/97	20.2	24.2	0.63	13.35	4.9
19/07/97	0.1	22.3	-0.16		
20/07/97	34.9	22.6	-1.38	-3.05	
23/07/97	31.3	22.5	-3.18		
24/07/97	1	18	-2.12		
31/07/97	22.2	19.7	-6.29	-43.25	
05/08/97	40.2	23.5	-5.07	-27.95	
09/08/97	23.3	22.2	-4.58		
13/08/97	7.3	22.3	-2.77		
15/08/97	14.8	21.5	-3.97		4.3
18/08/97	10.3	23	-4.19		
19/08/97	3.1	22.8	-4.34		
22/08/97	10.4	22.2	-4.63		
24/08/97	0.9	23	-2.46		
26/08/97	12.9	22.4	-2.45		
27/08/97	23.2	21.5	-1.39		
31/08/97	4.6	20.7	-3.35		
03/09/97	29.5	22.5	-4.74	-29.05	
05/09/97	0.8	21.5	-4.8		
07/09/97	1.6	22.8	-3.16		
09/09/97	2.6	22	-5.01		
11/09/97	1.4	21.2	-2.68		
14/09/97	10.8	17.5	-1.58		5.9
16/09/97	0.2	21.8	-1.62		
18/09/97	2.5	19.7	-0.89		
23/09/97	2.5	20.5	-2.44		
27/09/97	5.7		-0.4		
29/09/97	9.6	21.5	-0.27		
02/10/97	18.5	22	-0.25	18.35	
04/10/97	14.6	22.2	-0.58		
06/10/97	10.1	23	-3.06		
13/10/97	8.4	23.3	1		
18/10/97	14.2	21.8	-1.12		
22/10/97	15.6	23.4	-0.57		
29/10/97	15.5	23.3	-4.24		
03/11/97	1		2.08		

Date	Pluie (mm)	Temp. (°C)	18O	2H	3H
10/04/98	19.5	21.7	0.86		
19/04/98	29.4	22.6	0.66		
21/04/98	10	25.6	1.13	13.75	
29/04/98	43.6	27	-2.15	-2.45	4
05/05/98	5.5	25.5	-4.71		
06/05/98	1.2	25	-1.69		
09/05/98	35.4	26.6	-1.79	-12.36	
16/05/98	4.2	25.8	-1.87		
18/05/98	8.4	21	-6.14		
23/05/98	15.2	21.5	-3.24		
28/05/98	70.9	20.2	-4.1		4.2
01/06/98	5.4	21.4	-2.99		
02/06/98	8.4	22.4	-1.56		
12/06/98	7.4	22.5	-2.06		
16/06/98	7.6	24.8	-3.82	-32.95	
21/06/98	23.6	20.5	-5.29	-28.55	
28/06/98	3.9		-1.13		
01/07/98	16.5	20.8	-2.73		
02/07/98	13.4	23	-0.96	1.55	
05/07/98	16.1	23.8	-1.59	1.45	
06/07/98	1.1	24.4	-0.84		
08/07/98	16.9	24	-1.6		
09/07/98	5.4	21.5	-3.49		
11/07/98	7.7	20	-3.37		
15/07/98	14.8		-5.11		
18/07/98	21.7		-4.16		
21/07/98	27	19	-6.36		
22/07/98	5.3	19.5	-4.21		
24/07/98	29.5	22.6	-3.38		
28/07/98	8.4	22.7	-4.47		
31/07/98	55		-4		
03/08/98	19.4		-8.26		
11/08/98	43.3	21.7	-7.78	-55.25	
14/08/98	94.3	22.5	-9.83		5.6
15/08/98	9.2	20.5	-5.24		
18/08/98	25.3	23.6	-3.61		
20/08/98	8.2	22.4	-5.86		
25/08/98	13.2	22.8	-6.96		
26/08/98	13	20.2	-3.25		
29/08/98	82.5	21.4	-2.74		6
31/08/98	38	22.5	-5.23		
02/09/98	15.2	20.3	-3.09	-19.5	
06/09/98	16.4	23	-5.31		
07/09/98	0.2	21	-2.84		
09/09/98	1.8	23.2	-3.86		
10/09/98	15.5	22.1	-6.02		
14/09/98	18.6	19.5	-8.08	-53.15	
18/09/98	35.2	23	-7.81		

