Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Sud-Est de la Côte d'Ivoire (bassin versant de la Mé)

Nagnin Soro

▶ **To cite this version:**

Nagnin Soro. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Sud-Est de la Côte d'Ivoire (bassin versant de la Mé). Géologie appliquée. Université Scientifique et Médicale de Grenoble, 1987. Français. NNT : . tel-00785660

HAL Id: tel-00785660

https://theses.hal.science/tel-00785660

Submitted on 6 Feb 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 030847 2

SORO (N.)
Ex. n° 1

N° d'ordre :

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR 3° CYCLE

de Géologie appliquée

(option Hydrogéologie)

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

29 OCT. 1987

par

Nagnin SORO

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA COTE D'IVOIRE

Bassin versant de la Mé

Soutenue, le 14 Octobre 1987, devant la commission d'examen :

R. BARBIER	Professeur émérite, USTMG	Président
J. SARROT-REYNAULD	Professeur, USTMG	Rapporteur
P. ELOUARD	Professeur, Université de Lyon I	Examinateur
J. ROCHAT	Professeur, Pharmacie - USTMG	Examinateur

N° d'ordre :

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE SCIENTIFIQUE
TECHNOLOGIQUE ET MEDICALE
DE GRENOBLE

29 OCT. 1987

pour obtenir le grade de

DOCTEUR 3° CYCLE

de Géologie appliquée

(option Hydrogéologie)

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

par

Nagnin SORO

CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA COTE D'IVOIRE

Bassin versant de la Mé

Soutenue, le 14 Octobre 1987, devant la commission d'examen :

R. BARBIER	Professeur émérite, USTMG	President
J. SARROT-REYNAULD	Professeur, USTMG	Rapporteur
P. ELOUARD	Professeur, Université de Lyon I	Examinateur
J. ROCHAT	Professeur, Pharmacie - USTMG	Examinateur

AVANT PROPOS

Au terme de ce mémoire, qu'il me soit permis d'exprimer, l'instant de quelques lignes, mes remerciements à tous ceux qui ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Que tous ceux que j'ai pu côtoyer tout au long de ces années de labeur, et à qui je ne puis m'adresser individuellement, trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

Ma reconnaissance va spontanément au Professeur **J. SARROT-REYNAULD** pour la confiance qu'il m'a faite en m'accueillant dans son laboratoire d'Hydrogéologie. Son attention à mes difficultés matérielles, tant au laboratoire que sur le terrain, a permis un heureux dénouement. Ses judicieuses critiques et conseils m'ont permis d'aboutir à des interprétations cohérentes des faits.
Je garderai de lui des qualités humaines.

Mes remerciements vont également à :

Monsieur le Professeur **R. BARBIER** qui me fait l'honneur de Présider ce jury ;

Monsieur le Professeur **P. ELOUARD** de l'Université de Lyon I qui a bien accepté de sacrifier son temps en participant à ce jury ;

Monsieur le Professeur **J. ROCHAT** de la Faculté de Pharmacie de Grenoble pour sa participation au jury et pour avoir permis les analyses chimiques ;

Monsieur A. DJOUKA, Directeur de la Direction de l'Eau sans qui cette étude aurait été impossible et surtout pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail.

Ma reconnaissance va également à Monsieur P. SERY, Responsable de l'Hydraulique Villageoise pour sa sollicitude et sa disponibilité.

J'exprime mes remerciements à :

Monsieur N. ATSE, Responsable des Antennes de l'Hydraulique Villageoise auprès de qui j'ai eu conseils et encouragements ;

Monsieur E. KOUADIO, Responsable de l'Antenne d'Hydraulique Villageoise d'Abidjan. J'ai pu mener ce travail sous sa

bienveillance et son soutien moral.

Il m'est agréable de remercier Monsieur SACKO A. MAMADOU, Responsable de la Division des Ressources en Eaux de Surface. Sa sympathie et son aide m'ont été précieuses.

Ma reconnaissance va à toute l'équipe de l'Hydraulique Villageoise d'Abidjan dont le soutien inconditionnel m'a permis de franchir certaines épreuves. Je pense surtout aux techniciens et chauffeurs qui m'ont accompagné sur le terrain et aux populations de la région d'Adzopé dont l'hospitalité reste légendaire.

Ma gratitude va spécialement à Monsieur le Professeur J. CAMIL et à tout le corps enseignant du Département des Sciences de la Terre de l'Université Nationale d'Abidjan.

Je remercie le personnel du Laboratoire de Géochimie et de lames minces de l'Institut Dolomieu.

Je remercie mes amis et collègues DJEUDA T.H. et JOURDA J.P. et ceux de 3° cycle dont la collaboration m'a été très précieuse. A tous mes amis de cité je dis Merci.

Comment puis-je oublier Mademoiselle Annick FAUCON qui a assuré, avec talent, la frappe de ce mémoire.

Ces dernières lignes sont consacrées à ma Mère, à mes frères aînés, à mes Parents qui ont fait preuve de patience, leurs conseils et encouragements m'ont permis de mener à bien mes études.

A tous j'adresse ma reconnaissance.

A la mémoire de :

Mon Père

Mon Oncle

A

Mes Parents
Mes Amis

"Obstinement parce qu'un secret instinct le pousse
et qu'une longue expérience l'a instruit,
l'homme croit qu'aucune parcelle de vérité n'est stérile, ...
La terre était liée à lui comme un monstrueux problème.
Il s'est jeté sur elle.
Qui oserait dire que de ce contact avec l'inconnu
il n'est pas sorti grandi ?"

P. THEILHARD DE CHARDIN

RESUME

Le bassin versant de la Mé, situé au Nord-Est d'Abidjan, comporte une couverture végétale abondante du fait de l'importance des précipitations, en baisse régulière du reste et de l'existence d'une très épaisse frange d'altération du substratum.

Ce substratum est constitué, pour l'essentiel, des formations schisteuses, quartzitiques ou arkosiques du Birrimien et intrudé de granitoïdes. La partie aval du bassin est occupée par les formations sédimentaires côtières.
Métasédiments et Granitoïdes ont un chimisme bien distinct.

Les données de terrains et images de satellite mettent en évidence plusieurs directions de fracturation qui jouent un rôle hydraulique majeur en créant des conditions d'infiltration et d'emmagasinement des eaux.

Ces eaux souterraines correspondent soit à des nappes superficielles d'altérites soit à des nappes profondes localisées dans les fractures et fissures du substratum. Elles peuvent communiquer entre elles du fait des différences de charge hydraulique.
La localisation des points d'eau se fait par géomorphologie et photographies aériennes.

L'étude des propriétés physico-chimiques des eaux permet de mettre en évidence d'une part l'influence des conditions d'alimentation des nappes sur la composition de leurs eaux et d'autre part l'étroite relation entre cette composition et celle des roches dans lesquelles elles circulent.

Les teneurs isotopiques traduisent des difficultés de recharge des nappes et posent ainsi le problème de l'alimentation des populations locales.

MOTS-CLES

La Mé ; Substratum ; Birrimien ; Métasédiments ; Granitoïdes ; Fracturation ; Nappes ; Charge hydraulique ; Physico-chimique ; Teneurs isotopiques.

INTRODUCTION

Les déficits pluviométriques enregistrés ces dernières années ont été diversement ressentis en Afrique. L'effet conjugé de la sécheresse et des facteurs anthropiques, que sont les déboisements abusifs des forêts et les feux de brousse, a contribué à aggraver ce problème, rompant du coup l'équilibre des écosystèmes.

Cette situation continue d'affecter encore nos campagnes où hommes, femmes, à une certaine période de l'année, doivent parcourir de longues heures de marche et dépenser beaucoup d'énergie pour s'approvisionner en eau pas toujours potable.

L'eau est devenue une ressource rare.
Sa recherche et son exploitation durable ne sont pas toujours aisées.

En Côte d'Ivoire la baisse régulière des pluies depuis 1973 a eu des conséquences desastreuses sur l'agriculture, principale vocation des populations, et partant fut à l'origine d'un courant migratoire des populations rurales vers les villes.
La Direction de l'EAU a été investie de la mission de trouver cette eau en abondance, de bonne qualité et l'intégrer dans le décor quotidien des populations rurales et urbaines.

Au cours de nos études de terrain nous avons été associés à la section d'hydraulique villageoise et avons bénéficié du concours des différents services de la D.E. La présente étude nous a permis donc de constater que malgré le volume des travaux réalisés en hydraulique beaucoup d'efforts restent encore à accomplir dans le domaine de la recherche des eaux souterraines.

Nous tenterons, à partir des observations faites dans le bassin de la Mé et de sa bordure orientale, de mettre en lumière certains problèmes qui nous ont paru importants surtout au niveau de la géologie et de l'hydrogéologie et essaierons d'y apporter des ébauches de réponses. Ces problèmes sont :

- l'hétérogénéité pétrographique du socle schisteux malgré sa relative monotonie d'ensemble ;

- le mode de gisement des eaux.

Nous traiterons également dans ce mémoire en plus de la géologie, l'hydroclimatologie, l'hydrogéologie, l'hydrochimie, d'un aspect de la recherche encore nouveau dans le Sud-Est de la Côte d'Ivoire, à savoir, l'isotopie des eaux.

GENERALITES SUR LA COTE D'IVOIRE

1. GEOGRAPHIE PHYSIQUE
2. APERÇU GEOLOGIQUE
3. HYDRAULIQUE VILLAGEOISE

27 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

1. GEOGRAPHIE PHYSIQUE

1.1 Situation géographique

La Côte d'Ivoire est un pays côtier de l'Afrique Occidentale, comprise entre les latitudes 4° 30 et 10° 30 Nord et les longitudes 2° 30 et 8° 30 Ouest. Elle occupe ainsi une superficie de 322 000 Km^2 et est limitée au Nord par le Mali et le Burkina-Faso, au sud par l'Océan atlantique, à l'Est par le Ghana et à l'Ouest par la Guinée et le Libéria.

1.2 Géographie physique

1.2.1 Le relief

A l'image de toute l'Afrique de l'Ouest, le relief de la Côte d'Ivoire est assez monotone et très peu contrasté. Seules les régions Ouest, Nord-Ouest présentent des altitudes supérieures à 1 000 mètres et dont le Mont Nimba 1752 mètres en constitue le point culminant à la frontière de la Guinée. C'est en fait la continuation de la dorsale guinéenne. Les zones de plateaux se rencontrent au Nord au-delà de 200 mètres d'altitude. Cette uniformité d'ensemble est interrompue par des alignements de collines telles : les collines Baoulé (500-600 m) dans le centre du pays ; les collines de Bongouanou ((400-600 m), de direction SW-NE, se suivent sur des dizaines de kilomètres, des buttes tabulaires à sommets plats et versants raides et par des dômes granitiques isolés ou groupés (Mont Niangbo). Au sud, le relief est fort contrasté de l'Ouest à l'Est. C'est ainsi qu'on distingue une zone de falaises à l'Ouest, région de Fresco, et une côte sableuse à l'Est jusqu'à la frontière du Ghana entrecoupée d'un système de lagunes (Ebrié ; Aby...) à plan d'eau navigable sur plus de 300 kilomètres.

1.2.2 Le réseau hydrographique

Le pays est drainé par quatre grands fleuves, à savoir le Cavally, le Sassandra, le Bandama et la Comoé. Aucun de ces fleuves n'est navigable et seul le Bandama prend sa source à l'intérieur du pays.

Les petits fleuves côtiers non moins importants sont : le Néro, le San-Pédro, le Boubo, l'Agnéby, la Mé, la Bia... Ainsi, le pays bénéficie d'apports d'eau considérables. Les pentes et les vitesses d'écoulement de ces fleuves sont faibles en raison de la planitude du relief.

Pays au relief modeste, la Côte d'Ivoire est marquée :

- au Nord par une longue saison sèche qui favorise une intense évaporation dont la conséquence est la réduction de certains cours d'eau à des chapelets de mares qui survivent rarement durant les fortes saisons sèches ;
- au Sud l'alimentation est bien entretenue, ce qui confère à cette région une plus grande ramification du réseau

hydrographique.

1.2.3 La végétation

Malgré une diversité des formations végétales deux grands types de paysages se dégagent nettement. La moitié Sud du pays est occupée par la forêt tropicale caractérisée par la présence de grands arbres dont certaines essences sont recherchées : Bété, Iroko, Samba. Cette formation dessine un "V" au niveau de Dimokro. Le reste du pays est couvert par la savane. C'est le domaine soudanais fait d'une suite de forêts claires, de savanes arborées et de savanes herbeuses. Au Nord, le paysage est dominé par la présence de Baobabs parfois centenaires, de Néré, Karité qui sont d'une grande utilité pour les populations. Depuis quelques décénnies l'écosystème est de plus en plus perturbé à la suite d'une déforestation abusive et des feux de brousse incontrôlés. Cette action de l'homme sur son milieu influe de façon considérable sur la densité et la reconstitution du couvert végétal et partant sur les régimes climatiques.

1.2.4 Le climat

Le climat de la Côte d'Ivoire est déterminé par la confluence de deux masses d'air de nature différente : l'Harmattan (air chaud et sec) qui souffle du Nord-Est vers le Sud et la Mousson (air froid et humide) provenant de l'Atlantique et poussée vers le Nord. Ces deux masses d'air se différencient par leur humidité et non par leur température. La zone de confluence est appelée Front Intertropical (FIT). La navette effectuée par celui-ci entre le Nord et le Sud permet de distinguer plusieurs types de climats :

- le climat équatorial humide, localisé au sud du pays, en région forestière, comprend quatre saisons (deux saisons de pluies et deux saisons sèches) ;

- le climat tropical, au centre et au nord, est marqué par une saison de pluies (hivernage cinq à six mois) et une saison sèche. Celle-ci devient de plus en plus longue et rude au fur et à mesure que l'on va vers le Nord.

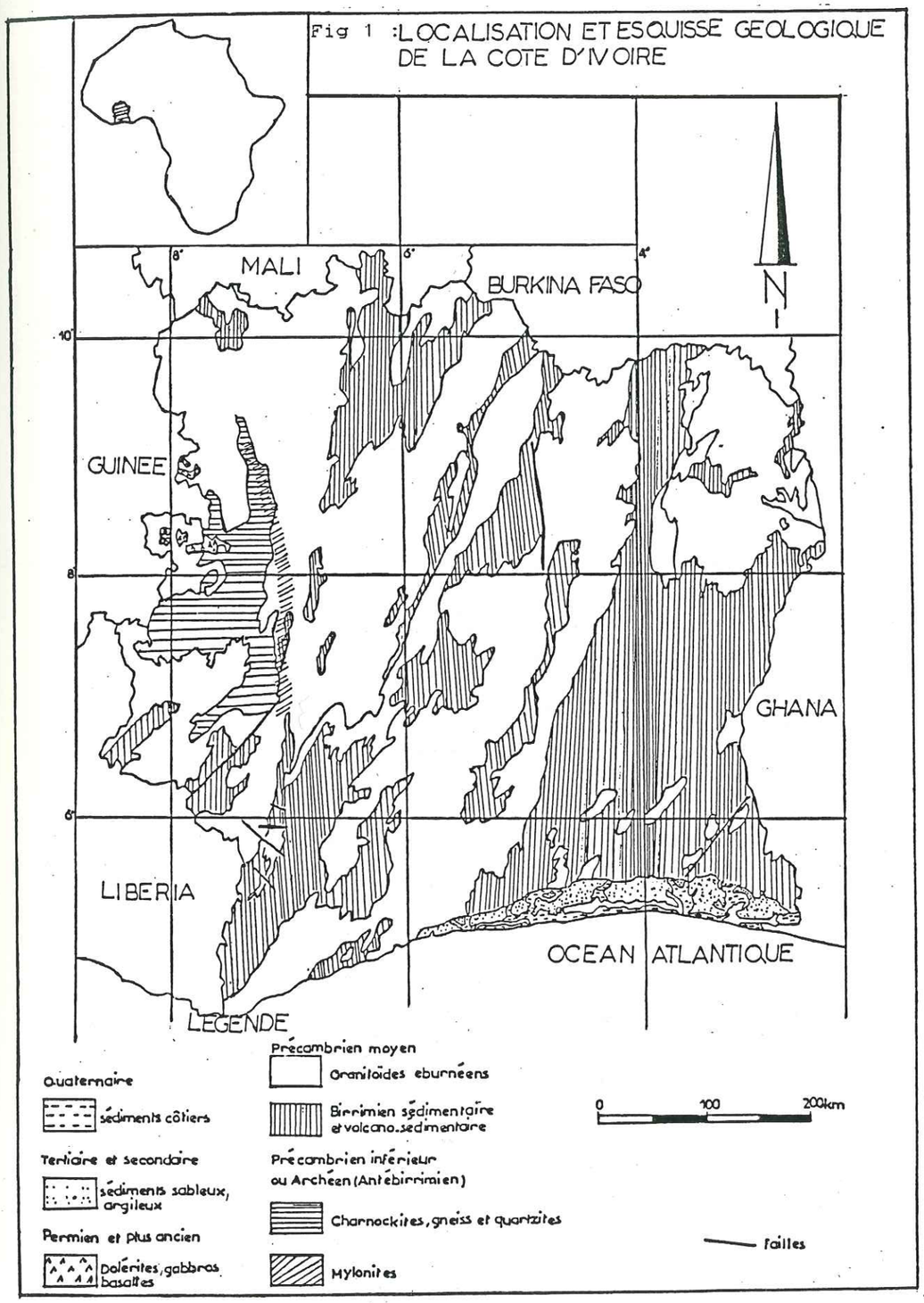
Il convient, cependant, de noter un déséquilibre de plus en plus marqué des régimes climatiques dû à l'effet conjugué de la sécheresse et l'impact de l'homme sur le couvert végétal. La zone forestière jadis soumise à de très fortes précipitations connait actuellement une baisse régulière de la pluviométrie.

2. APERÇU GEOLOGIQUE

2.1 Introduction

L'Afrique est le bloc le plus stable de l'histoire

Fig 1 :LOCALISATION ET ESQUISSE GEOLOGIQUE DE LA COTE D'IVOIRE



phanérozoïque du monde. Un regard sur le schéma de sa structure d'ensemble montre quatre grands cratons dont celui de l'Ouest africain, connu en Côte d'Ivoire sous l'appelation de Dorsale de Man ou Léo, dans lequel s'imbrique l'histoire géologique ivoirienne. Celle ci assez longue, du reste, est jalonnée par une série d'évènements qui aboutiront à la mise en place des unités géologiques (fig. 1)

L'évolution géologique du craton Ouest africain en Côte d'Ivoire est marquée par la constitution d'un socle libérien (3 000 - 2 500 Ma) repris dans une orogénèse dite Eburnéene (2 500 - 1 800 ± 250 Ma). Celle-ci va lui donner l'aspect structural qu'elle connait aujourd'hui.

Au Sud du pays, le bassin côtier, fait de sédiments tertiaires et quaternaires, constitue un long ruban qui va de Sassandra jusqu'à Axim, au Ghana.

2.2 Précambien inférieur ou Archéen

Le précambien inférieur est connu à l'ouest et au sud-ouest du pays où il est représenté par un ensemble de quartzites ferrugineux - roches métabasiques (amphibolites, amphibolo-pyroxémites) liés et interstratifiés dans la chaine du Mont Gao qui se prolonge au Libéria. On observe également des gneiss à hypersthène schistosés et des migmatites disséminées sur l'ensemble du territoire. Toutes ces roches sont affectées par un métamorphisme intense qui varie entre le faciès amphibolite et granulite et puissamment plissées. Ensuite viennent des roches d'origine profonde anorthosites, norites, granites à hyperthène (charnockites) très resistantes formant le massif montagneux de la région de Man qui prolonge au Nord les formations du Sud-Ouest. Une grande discontinuité tectonique, zone mylonitique de Sassandra, sépare le domaine Archéen du reste du pays.

2.3 Le Précambien moyen

Il est marqué par un ensemble de roches d'origine volcanique, volcano-sédimentaire et des formations détritiques grossières déposées dans des sillons ou bassins intracratoniques (ARNOULD M., 1961). Ces formations, au sein desquelles se sont mis en place des granites éburnéens, portent le nom de birrimiens

2.3.1 Birrimien

La stratigraphie et l'extension géographique des unités birrimiennes restent encore imprécises, comme nous le verrons par la suite, et sujettes à révision. Cependant deux ensembles géologiques occupent l'essentiel du birrimien.

Les formations volcaniques et volcano-sédimentaires. - Il s'agit de métasédiments étroitement associées aux métavulcanites, quartzites, schistes d'origine pelitique, roches carbonatées, laves résultant d'un magma basique. La puissance de ces formations est estimée à 4 000 mètres (B. TAGINI, 1971). Elles sont plissées, métamorphisées et migmatisées.

Les formations détritiques de comblement. - Elles sont

caractérisées par des dépôts détritiques plus ou moins grossiers, peu déformés et localement métamorphisés. Ce changement de faciès ainsi opéré permet de distinguer des schistes et méta-arkoses, des conglomérats, grauwackes, subgrauwackes. Cet ensemble repose en discordance sur les formations précédentes. Il est très largement représenté à l'Est du pays, dans la Haute-Comoé.

Les formations birrimiennes constituent des bandes de terrain, étroites et orientées NNE-SSW. Elles ont, très souvent influé sur l'orientation du réseau hydrographique. L'extension du birrimien dépasse les frontières ivoiriennes, ses différentes unités s'intègrent dans un domaine dit Baoulé-Mossi connu également au Burkina.

De récentes études pétrographiques, structurales et géochronologiques ont conduit certains auteurs à proposer un nouveau schéma du protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest (Birrimien). Selon P. TEMPIER (1986) le protérozoïque inférieur est affecté par deux cycles orogéniques distincts :

- le cycle burkinien (2 400 - 2 100 Ma) concerne les formations aussi bien magmatiques que sédimentaires de l'ensemble inférieur auquel il donne le nom de Dabakalien ;

- le cycle Eburnéen (2 100 - 1 600 Ma) se limite aux phénomènes tectoniques et aux manifestations magmatiques associées.

2.3.2 Granitoïde éburnéens

Ces roches affleurent sur la majeure partie du pays. Le regroupement de ces formations sous l'appelation de granites éburnéens peut être entaché d'erreur dans la mesure où certaines de ces roches datent de l'orogénèse libérienne mais ont été reprises dans la phase éburnéenne. Compte tenu de leur complexité une grande prudence est nécessaire pour définir les types et les groupes. Aussi, distinguerons-nous les granites des zones plissées et les granites des massifs intermédiaires.

Les granites des zones plissées sont soit des intrusions granodioritiques ou granitiques parallèles aux structures et de grandes dimensions (régions de Sassandra, Bouaké) soit des stocks circonscrits, discrets, discordants de faible extension.

Les granites des massifs intermédiaires occupent d'immenses surfaces. Leurs enclaves sont peu ou pas orientées.

2.4 Permien et plus ancien

Le permien se manifeste sur le terrain par de hautes buttes tabulaires de dolérites alignées quelquefois sur de grandes distances. On les trouve fréquemment à l'Ouest du pays. Les venues doléritiques datent du protérozoïque inférieur. La limite supérieure reste encore indéterminée, probablement mésozoïque. On connait également des champs kimberlitiques, d'âges variés (1 400 - 1 364 Ma), dans les régions de Séguela, Kanangono, Bouna.

2.5 Secondaire et Tertiaire

Ils sont représentés, au sud du pays, par un ensemble de sédiments appelés "continental terminal", altérés et rubéfiés, d'âge Mio-pliocène mais en réalité plus anciens car composés, en partie, de crétacé supérieur d'après les mollusques et les ostracodes non marins. La séquence la plus fréquente est faite d'une alternance de sables et d'argiles versicolores. On y trouve également des grès et des conglomérats. Ils sont traversés d'Ouest en Est par une faille -accident des lagunes- liée à l'ouverture de l'atlantique (140 Ma). Son rejet à pendage sud, peut atteindre 4 000 mètres. Au nord de cet accident les sédiments sont peu épais (300 mètres). Par contre au sud l'épaisseur peut atteindre 5 000 mètres.

L'origine de cette formation et son extension chronostratigraphique sont controversées.

2.6 Le quaternaire

Localisée généralement au sud de la faille des lagunes, à proximité de la mer, cette formation comprend des sables grossiers formant des cordons littoraux anciens ou récents, des sables vaseux et fluviatiles.

2.7 Tectonique

En Côte d'Ivoire, le craton Ouest-africain est affecté par deux systèmes d'accidents subverticaux que certains auteurs (A. F. WILSON, 1967 ; R. GABY, 1973 ; J.P. BARD, 1974) assimilent à des décrochements de grandes amplitudes postérieurs à la tectogénèse éburnéenne. Ce sont l'accident du Nzi, la discontinuité du Sassandra d'orientation Nord-Sud et les accidents de Man, Guiglo, Dimbokro et Alepé ENE-WSW. A l'Est, un autre accident a été mis en évidence (M. VIDAL et Ph. GUIBERT, 1984), il s'agit d'un décrochement ductile N-S qui a affecté les métasédiments birrimiens de la Comoé suivant un couloir de cinq à quinze kilomètres.

L'ensemble du territoire est sillonné ainsi par un système de fractures qui ont débité le socle en blocs marquant le rôle important joué par la tectonique cassante.

3. HYDRAULIQUE VILLAGEOISE : HISTORIQUE DES RECHERCHES HYDROGEOLOGIQUES

Les travaux hydrogéologiques entrepris en Côte d'Ivoire avant l'indépendance, étaient surtout destinés à l'alimentation des grands centres urbains. Les premières études furent menées par M. BOLGARSKY (1941), J. PRUNET (1949) et J. ARCHAMBAULT (1950) dans le cadre d'un projet d'adduction d'eau de la ville de Bouaké. Dès lors, plusieurs campagnes ont été entreprises dans ce sens par le service de l'hydraulique de la Direction

Fédérale des Mines et de la Géologie de l'AOF.*

Le Problème d'eau

L'assèchement des points traditionnels d'approvisionnement en eau dans les campagnes s'est posé avec accuité à partir de 1973. De fait, l'orientation des recherches vers l'exploitation des ressources d'eau souterraine va se densifier en milieu rural.

Les différents services gouvernementaux qui se sont succédés (SAH, DCH, DE)** avaient pour objectif "équiper tous les villages de plus de cent habitants d'un point d'eau potable avec une moyenne d'un point d'eau par tranche de six cent habitants". La réalisation d'un tel programme a pris un essor considérable avec l'exécution de 12 000 points d'eau (puits et forages) et il est prévu de porter ce nombre à 15 000 d'ici 1990.

Les nombreux résultats obtenus ont permis non seulement de cerner la technologie des points d'eaux mais également de localiser les principaux types aquifères dont les potentialités hydrauliques sont assujéties au contexte géologique et pluviométrique.

Les principaux aquifères sont :

- les aquifères du socle cristallin et métamorphique : ce sont de loin les plus importants et les plus intensément exploités ;

- les aquifères du bassin sédimentaire côtier

En raison de la nature du matériau poreux, ces formations offrent des capacités d'emmagasinement très élevé par rapport aux précédents. Toutefois cette unité est très limitée, environ 2 % du territoire. Les débits sont supérieurs à 5 m^3/h.

- les aquifères d'altérites

Ces aquifères sont connus des puisatiers. Ils ont été les premiers à être sollicités. L'expérience de terrain montre que ces aquifères sont plus adaptés à des zones géologiques données. Cependant ils ne se présentent pas toujours comme des sources d'approvisionnement fiables.

---

* AOF : Afrique Occidentale Française

** SAH : Service Autonome de l'Hydraulique Humaine
DCH : Direction Centrale de l'Hydraulique
D.E : Direction de l'Eau

PREMIERE PARTIE

ETUDE REGIONALE DU BASSIN VERSANT DE LA ME

1.1 CADRE GEOGRAPHIQUE

1.2 GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE LA ME

1.3 CLIMATOLOGIE - REGIME HYDROLOGIQUE - PIEZOMETRIE

1.1 Cadre geographique

1.1.1 Zone d'étude

La Mé est un fleuve côtier du Sud de la Côte d'Ivoire qui draine un bassin versant de 4 140 Km^2. Ce fleuve prend sa source au Nord d'Adzopé sous l'appelation de "Min" ou Mé puis s'écoule du Nord au Sud parallèlement au cours inférieur du fleuve Comoé et de l'Agnéby. Il traverse successivement les formations birrimiennes et sédimentaires du bassin côtier où il se jette dans le système lagunaire Aghien. Le bassin versant est compris entre les latitudes 5° 30 et 6° 20 Nord et les longitudes 3° 30 et 4° 10 Ouest (fig. 2).

De par cette situation, la Mé est totalement comprise dans la basse Côte d'Ivoire forestière où la pluviosité est supérieure à 1 400 mm/an. Son débit en période de crue est de 200 m^3/s et de 1 à 2 m^3/s en période d'étiage. L'apport en eau douce de la Mé à la lagune est de 3 m^3/s.

Cette zone connait une forte densité environ 25 ha/km^2 en raison du climat favorable et d'énormes aptitudes culturales : Palmier à huile, caféier, hévéa, bananier, manioc, riz pluvial, ananas, etc...

1.1.2 Géomorphologie

A l'exception de l'inselberg du Mafa-Mafou dans la localité de Bécédi-Brignan et des dômes granitiques au Nord, l'ensemble du bassin versant présente un paysage peneplané. Au Sud, le continental subaffleurant est matérialisé par de petites collines entaillées par des vallées. C'est sur une couche d'altérites, résultant de la décomposition des roches sous-jacentes, que se développe un sol présentant plusieurs niveaux géomorphologiques :

- sur les sommets des plateaux ; ce sont des sols ferrallitiques fortement désaturés qui prédominent. L'érosion y est moindre ; de ce fait, leur épaisseur est importante et peut atteindre dix à trente mètres. Ces sommets, à l'air libre, s'indurent et forment des carapaces souvent fissurées sous l'effet conjugé des variations de température et de l'air ;

- sur les bas des versants ; on rencontre des sols remaniés reposant généralement sur un horizon sableux. Ce sont des argiles tachetées qui traduisent des conditions de drainage médiocre et quelquefois imparfaites en profondeur ;

- dans les bas-fonds ; ce sont des sols hydromorphes. On note la présence de sables reposant sur un horizon argilo-sableux.

En général la proportion d'argiles et de sables fins est nettement plus élevée dans les sols issus de schistes que de granites.

1.1.3 Végétation

C'est le domaine privilégié de la forêt dense. Au sud de l'isohyète 1 500 mm la forêt ombrophile faite de grands arbres, Laphira alata, atteignant parfois plusieurs mètres, y prédomine. Au sud de l'isophète 1 600 mm c'est le type hyperombrophile qui prend le pas sur toute autre forme de végétation. Cependant, avec la croissance de l'habitat humain, la pratique des cultures de rente (hévéa, café, palmier à huile, ananas) et l'exploitation abusive de la forêt, cette végétation a été réduite à de petits ilôts dont certains ont été classés.

1.1.4 Réseau hydrographique

Un aperçu sur le réseau hydrographique montre plusieurs directions d'écoulement dont celle, Nord-Sud, du cours d'eau principal. La densité du réseau hydrographique varie en fonction de la nature du substratum. En effet, au niveau des métasédiments qui en constituent le fond géologique, le chevelu hydrographique est relâché : les petits affluents rectilignes et parallèles entre eux, à l'Ouest du bassin, soulignent davantage la texture fine de ces schistes. Le réseau se moule donc sur la direction des bandes schisteuses marquant ainsi les principales directions de schistosité N 30 et N 60.

Cette configuration change lorsqu'on passe aux quartzites et arkoses. Le réseau est dense, entre Mafia et Kodioussou, et présente des affluents parfois courbes indices d'une zone moins fracturée et d'une proportion plus élevée d'éléments détritiques.

Au niveau des intrusions granitiques, le réseau est souvent polygonal et désorganisé à certains endroits. Ceci est lié sans doute à la présence des granitoïdes éburnéens qui a influé sur l'organisation et l'orientation du réseau.

1.1.5 Paramètres géométriques et morphométriques

Les bassins versants se différencient par un certain nombre de caractéristiques (physiques, morphométriques, ...) dont la détermination s'impose.

1.1.5.1 Paramètres géométriques

Indice de compacité.

Cet indice qui définit la forme est représenté par le coefficient de compacité de Gravelius qui s'établit par :

$$K = 0{,}28\frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec P : périmètre du bassin = 308 Km

A : sa surface = 4 140 Km^2

d'où K = 1,34

K = 1,00 pour un cercle ; 1,12 pour un carré et 1,51 pour un rectangle. Notre bassin versant a une forme allongée.

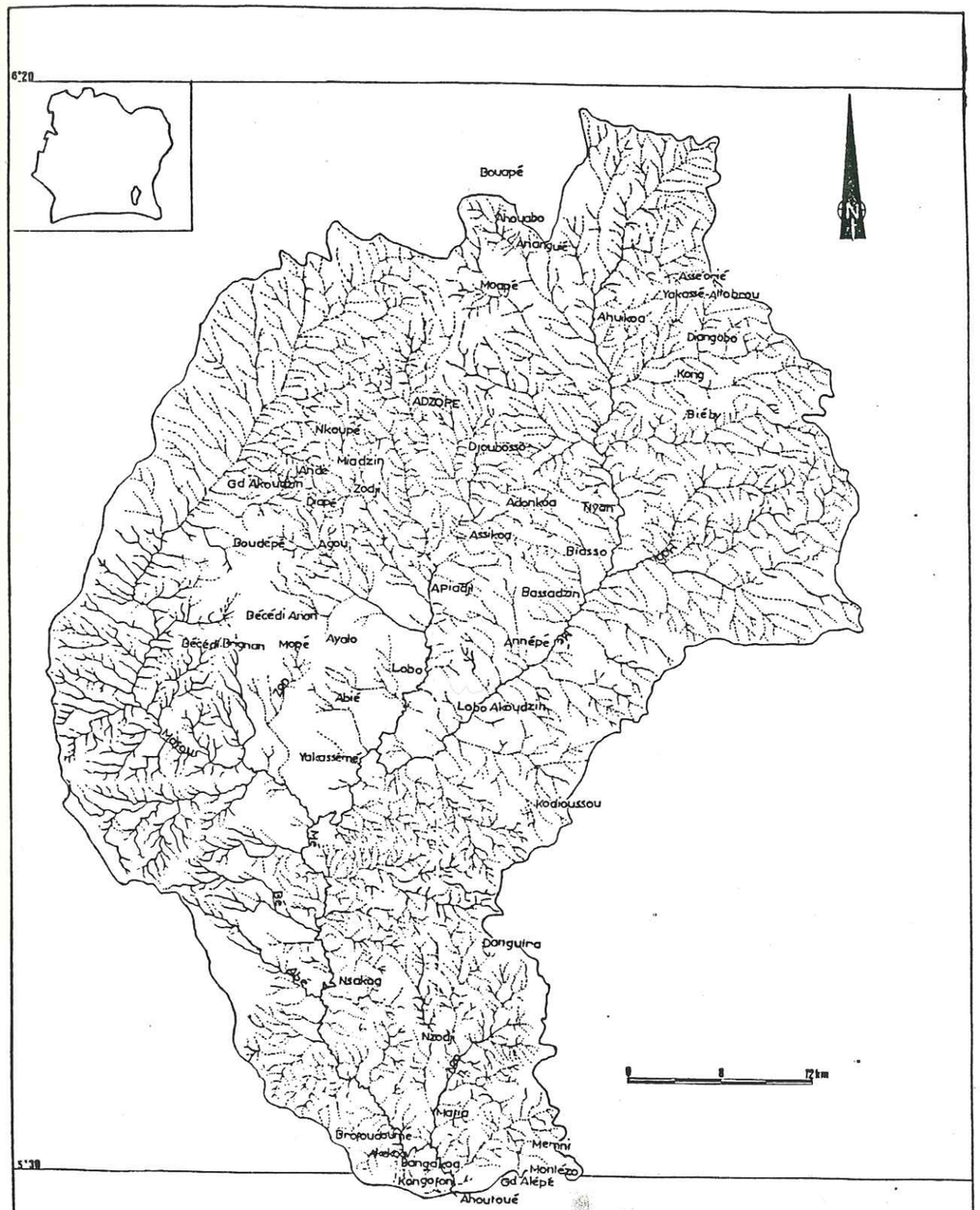


Fig. 2 : **BASSIN VERSANT DE LA MÉ**

réseau hydrographique

Dimension du rectangle équivalent.
Le rectangle équivalent sera caractérise par ses dimensions
L = longueur en Km
l = largeur en Km

La formule qui permet de déterminer les dimensions fait intervenir la surface et le coefficient de Gravelius :

$$L = \frac{K\sqrt{A}}{1,12}\left\{1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K}\right)^2}\right\}$$

On obtient :
L = 119,03 Km
l = 34,97 Km

1.1.5.2 Paramètres morphométriques

La détermination du nombre de thalwegs et leur longueur a pour objectif le calcul de la densité de drainage et le rapport de confluence.

Classification des thalwegs
Le tracé du chevelu hydrographique a été réalisé à partir de cartes au 1/200 000 . Ce procédé peut entraîner des imperfections inhérentes à l'échelle de travail. En effet, vues certaines remarques que nous évoquerons ultérieurement, les résultats obtenus peuvent être tronqués.

Pour Horton tout cours d'eau sans affluent est d'ordre 1, il est d'ordre x + 1 s'il possède un affluent d'ordre x. La première loi de Horton montre que dans un bassin, le nombre de thalwegs (Nx) d'ordres successifs croit suivant une série géométrique inverse. Ainsi, le nombre de thalwegs d'ordre 1 est N1, celui d'ordre 2 est N2, etc.
Ce qui donne : $\frac{N1}{N2} = \frac{N2}{N3} = \ldots = \frac{Nx - 1}{Nx} = Rc$ (1)

Rc étant le rapport de confluence.
Nous trouvons un ordre 6 pour le cours principal de la Mé. Les résultats du décompte des thalwegs par ordre et la mesure des longueurs* au curvimètre sont consignés dans le tableau suivant

---

* Nous avons fait un décompte des thalwegs des ordres 4, 5 et 6. Le nombre des autres a été déduit graphiquement. De même nous avons mesuré au curvimètre les longueurs des thalwegs d'ordre 4 et 5. La longueur moyenne $\bar{l}x$ de chaque ordre a été également déduit à partir de la droite $\bar{l}x = f(x)$.

Tableau 1 : Paramètres morphométriques du bassin

Ordre x	Nombre de thalwegs Nx	Longueur Lx	Longueur moyenne des thalwegs $\bar{l}x$
6	1	145	145
5	4	156	39
4	15	210	14
3	60	300	5
2	248	496	2
1	950	760	0,8

Longueur totale des thalwegs du bassin Lx = 2 067 Km

Les couples Nx,x ont été reportés sur un graphique semi-logarithmique (fig. 3). On obtient une droite d'équation log Nx = ax + b dont la pente est log Nx - log Nx-1 ce qui correspond à log Rc en application de la formule (1).

$$Rc1 = \frac{N3}{N4} = \frac{60}{4} = 4 \; ; \; Rc2 = \frac{N4}{N5} = 3,75$$

Rc1 et Rc2 sont presque égaux. Nous retiendrons la valeur Rc = 4.

La deuxième loi de Horton et SCHLUM qui dit que "Les longueurs moyennes des thalwegs suivent une loi géometrique directe" permet d'aboutir à $\bar{l}x = \frac{Lx}{Nx}$ dont les valeurs sont portées sur une échelle logarithmique en regard des ordres x.

Densité de drainage
Elle est définie par la relation $Dd = \frac{Lx}{A}$

avec Lx = longueur totale des thalwegs = 2067 Km
A = superficie du bassin versant = 4 140 Km^2

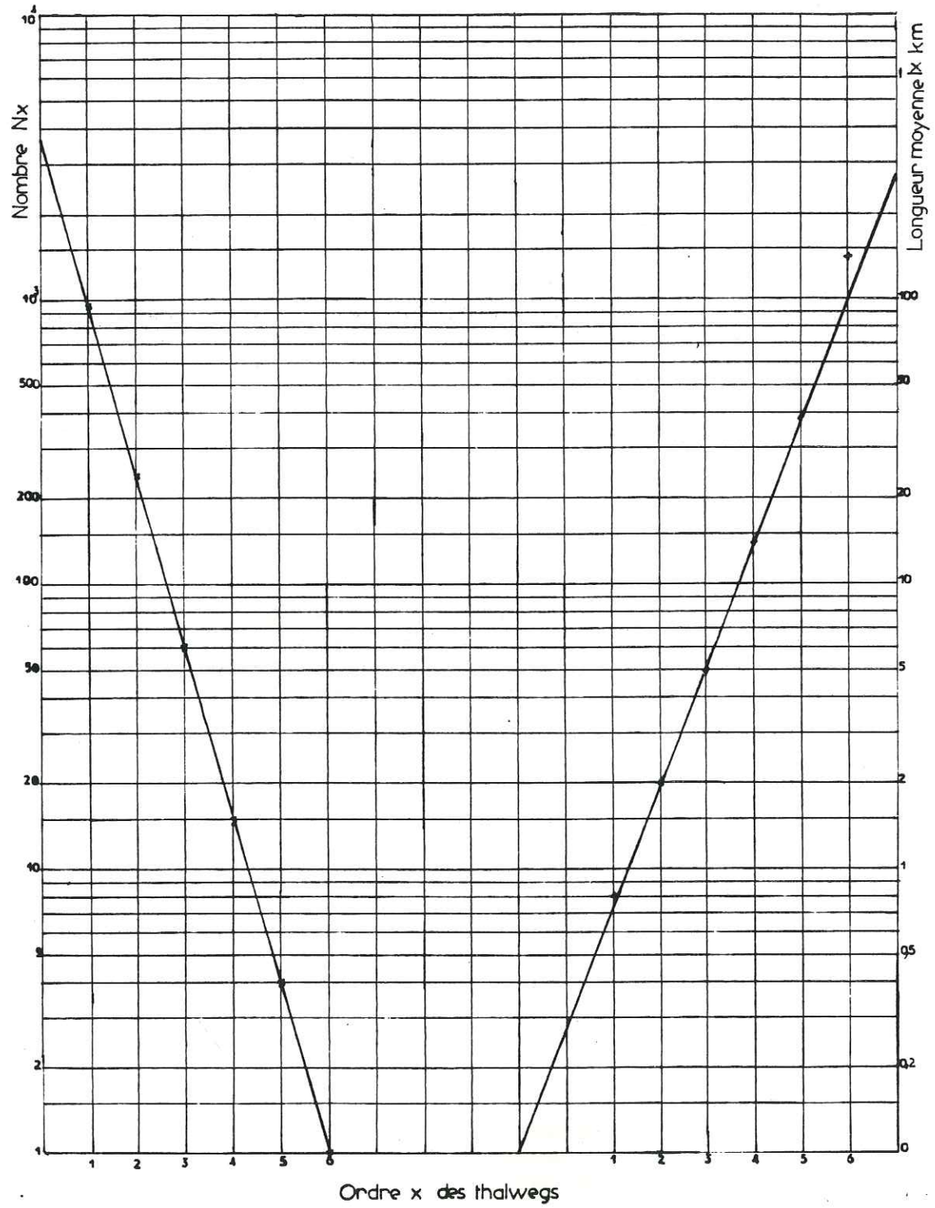
$Dd = 0,5\ Km^{-1}$

Cette densité concerne aussi bien les thalwegs à écoulement permanent que ceux qui sont intermittents.

Remarques
La détermination des indices morphométriques souffre d'un certain nombre d'erreurs et d'imprécisions qui altèrent considérablement les résultats obtenus. Ce sont :

- l'échelle d'établissement du chevelu hydrographique. En effet, le tracé du chevelu hydrographique doit se faire à partir de photographies aériennes ce qui suppose que

Fig. 3 : Détermination des indices morphométriques du bassin versant de la MÉ



"l'opérateur possède une bonne vision stéroscopique". La présence de dépressions, de thalwegs, etc... constituent autant d'anomalies qu'il faut surmonter. Aussi, les cartes à grandes échelles sont-elles plus pratiques ;

- le décompte et la mesure des thalwegs. La mesure des thalwegs ne restitue pas la réalité, certaines sinuosités sont souvent négligées ;

- l'évaluation du rapport de confluence (Rc). Les rapports de confluence ne sont pas toujours égaux et cette sous-estimation de Rc résulte surtout d'un mauvais tracé de la droite d'ajustement.

1.2. GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE LA ME

La géologie du bassin de la Mé à l'instar de celle du Sud-Est de la Côte d'Ivoire est encore, hélas, mal connue. Comme informations nous ne disposons que des levés de carte géologique au 1/50 000, effectués par ARCHAMBAULT J. (1934-1935), D. BONNAULT (1933-1935) et P. TIBAULT (1936-1937) pour le service des mines de l'A.O.F., une étude de J. LETALENET (1961) qui précisa la géologie des granites du Sud-Est. La note explicative de la carte géologique au 1/200 000 du Sud-Est élaborée par H. ADAM (1970) dans le cadre d'une prospection générale de cette zone et les travaux de B. TAGINI (1972) ont contribué, par contre, à éclaircir les idées sur la géologie de cette région.

Si les énormes efforts réalisés par ces précurseurs ont permis de jeter les bases d'une plate-forme de travail il importe de ne pas perdre de vue les nombreux problèmes qui restent encore non résolus, objets de recherches actuelles et futures.

Aussi, est-ce avec un intérêt soutenu que nous accordons une large place à ce chapitre et dans ce cadre plusieurs lames minces ont été réalisées à l'Institut Dolomieu à partir d'échantillons prélevés sur le terrain. Cette étude pétrographique nous permettra non seulement de définir les différentes séries géologiques et leur extension possible mais aussi de comprendre par la suite l'hydraulicité de ces formations et leur comportement hydrogéologique.

1.2.1 Carte géologique

Cette carte a été dressée à partir d'un fond géologique sommaire existant (fig. 4). Nous avons complété ces données par nos propres observations sur le terrain et l'étude des lames minces au laboratoire.

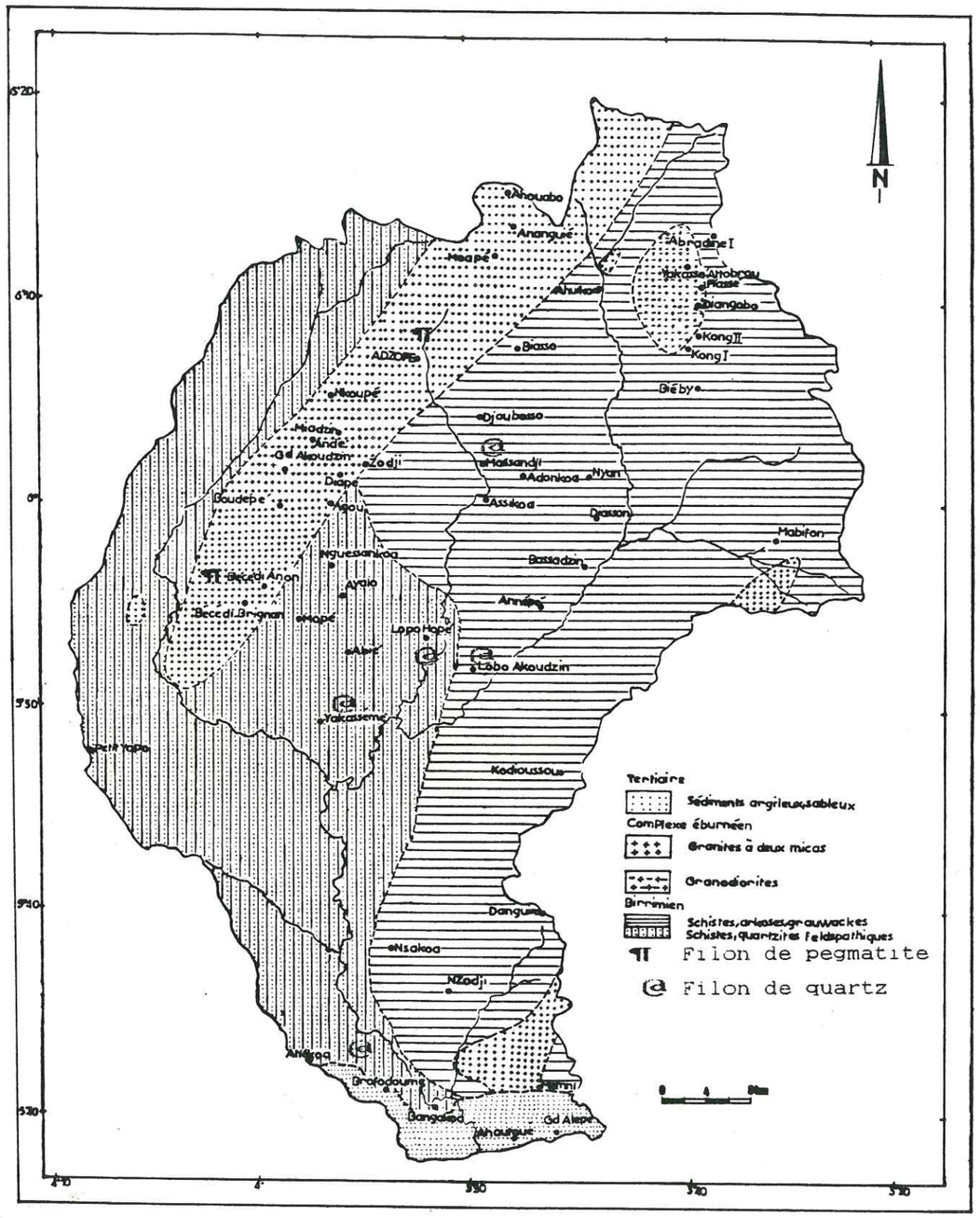
En raison de l'extrême rareté des affleurements sur le terrain et de l'importance du couvert végétal, les contours géologiques ont été souvent déduits des résultats de différents forages quand cela était nécessaire. Aussi, dans certains cas, prendront-ils un relief assez approximatif.

1.2.2 Les formations du socle

Le bassin versant de la Mé présente une hétérogénéité pétrographique masquée par une relative monotonie d'ensemble. L'ossature géologique régionale est constituée de schistes birrimiens qui passent localement à des quartzites, arkoses ou à des grauwackes avec une tendance schisteuse.

En intrusion dans ces séries apparaissent des granitoïdes éburnéens dont la mise en place s'est accompagnée d'un plutono-métamorphisme (B. TAGINI, 1971) qui a transformé les schistes et grauwackes respectivement en minces auréoles de micaschistes et gneiss entourant ces granites.

Fig. 4 : ESQUISSE GEOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA ME



Ce sont des granites subalcalins à deux micas de forme elliptique et des granodiorites indifférenciées à biotite et amphibole.

1.2.2.1 Les schistes et quartzites feldspathiques

Nous engloberons sous l'appelation de schistes -pour plus de commodité surtout- des roches finement grenues d'aspect schisteux à chlorite, muscovite et même sericite en profondeur.

Ils occupent la plus grande partie du bassin versant et en raison de leur texture fine s'altèrent rapidement. De ce fait ils s'observent rarement en surface. Ils sont plus connus au niveau des sondages.

Les schistes présentent des variations latérales importantes liées à une lithologie très hétérogène. Il n'est pas exclu de supposer que celle-ci soit due, sans nul doute, à des conditions de dépôt pas toujours uniformes dans le bassin.

Le faciès schisteux est représenté par des schistes de teintes très diverses qui vont du rouge (présence d'hématite) au jaune verdâtre ou violacé en surface. Ils sont visibles plus à l'Est que notre bassin à l'entrée d'Alépé, le long de la route, où un niveau de galets les surmonte en discordance (la puissance de ces schistes n'est pas bien connue, elle est très variable). Compte tenu de leur forte altération il n'a pas été possible d'en tirer des lames minces.

En intercalations lenticulaires dans ces schistes, on peut observer des niveaux quartzitiques. Ce sont des roches massives, compactes, à grain fin de couleur gris-clair à sombre. Ils affleurent sour forme de dos d'âne, au sud de Yakassemé, au niveau de l'affleurement Mafou, sur une dizaine de mètres.

L'examen des lames minces au microscope permet de noter une nette abondance de quartz (60 %) corrodés, ternis accompagnés de plagioclases (Albite).

Quelques rares paillettes de muscovite, de séricite et quelques lamelles de chlorites baignent dans le ciment quartzeux.

Sur le terrain les quartzites marquent la transition entre schistes fins et arkoses ou arkoses schisteuses.

Ces différentes formations proviennent d'épaisses accumulations de sables, d'argiles qui ont subi un métamorphisme peu intense.

1.2.2.2 Les arkoses et grauwackes

Les arkoses (ou arkoses schisteuses ou encore schistes arkosiques selon les différents auteurs) et grauwackes affleurent généralement le long des rivières. Ainsi au Sud-Est du village de Mabifon, on les trouve en travers de la rivière.

Ils sont également visibles sur l'axe routier Biéby-Mabifon où altérés ils prennent différentes colorations : gris-jaune à brunâtre. Dans la localité d'Assikoa on les observe sous forme de champ de blocs le long de la rivière Elobo (affluent du Massan) très diaclasés, sur au moins un kilomètre. Au Sud-Est du bassin, région Mafia-Allokoi, ces roches émergent des altérites sous forme de sillons discontinus avec des injections de quartz. Elles présentent par endroit des géodes ferrugineuses.

Sur le terrain, il est difficile de dissocier arkoses et grauwackes. Ce sont des roches compactes, dures lorsqu'elles ne sont pas altérées, gris sombre avec des passages verdâtres. Les minéraux sont noirs, fins et présentent souvent une très faible stratification, pas toujours visible.

Les grauwackes, à la différence des arkoses, contiennent des éléments de roches volcaniques. DUCELLIER J. (1963) les définit au sens du mot anglais "greywackes" comme étant "des grés d'origine volcano-sédimentaire contenant des éléments détritiques et pyroclastiques comprenant en particulier des micro et macro fragments de roches volcaniques". Nous adopterons ce point de vue car l'observation de certaines lames minces semble corroborer cette définition par la présence de quartz d'origine volcanique (Rhyolite).

Les arkoses se caractérisent, par contre, par une abondance de minéraux quartzeux formant le ciment. La structure est variable mais souvent en mortier dans certaines lames minces. La biotite et la muscovite sont abondantes. Certains phénocristaux sont corrodés ou percés et remplis de veinules de biotites, chlorite ou d'épidote. On note la présence de feldspaths (Albite, orthose) et de calcite. Le caractère arkosique se manifeste par l'augmentation de la tendance feldspathique. Les éléments détritiques par exemple albite ou oligoclase des roches volcaniques sont presque absents.

Si les arkoses et grauwackes semblent occuper de grandes surfaces à l'Est du bassin, elles sont cependant traversées par des quartzites et amphibolites auxquelles il faut associer les schistes qui demeurent presents presque partout. Cette omniprésence transparait en lame mince avec l'écrasement, parfois, de certains grains de quartz.

Ces formations se poursuivent à l'est au delà des limites de notre bassin où elles ont été mises en évidence dans le cours de le Comoé par H. ADAM (1970). Cet auteur note plusieurs directions principales de schistosité :

- Une direction principale de schistosité N 30° E matérialisant la ligne de contact schistes-grauwackes ; c'est également celle de la stratification quelquefois ;

- Une deuxième direction principale de schistosité N 60° E postérieure et qui correspond à la direction de la terminaison Nord-Est du massif d'Adzopé. Celle-ci est oblique sur la stratification.

Les affleurements permettant de mesurer, avec certitude, la stratification dans notre bassin versant sont peu nombreux. Mais il est possible d'admettre les observations ci-dessus avancées étant entendu que le secteur Est du bassin s'intègre dans l'unité d'Alepé-Aboisso.

1.2.2.3 Les granites

Ces granites à deux micas dénommés granites d'Adzopé -car cette ville se situe au centre des formations- s'alignent sur le même axe (N 30° à N 40°) d'orientation éburnéenne, que les granites de Niablé au Nord-Est du pays. Ils constituent une intrusion masquée à certains endroits par les altérites et la végétation.

Au centre de ce dispositif, ces granites sont exploités en carrière à Abousekakoi à deux kilomètres environ au nord d'Adzopé. Ils forment un petit massif largement fissuré à l'Ouest de cette localité sur la route Adzopé-Nkoupé où ils furent jadis exploités également.

A Boudepé ils se présentent sous forme d'un amoncellement chaotique marqué par de nombreuses fissures ouvertes ou tapissées de quartz. Ces fractures ou fissures jouent un grand rôle hydrogéologique.

Sur la bordure sud de cette intrusion granitique, dans le secteur de Diapé, on observe une altération en boules de ces roches. La présence du massif Mafa-Mafou, non loin de Bécédi-Brignan, le plus haut d'ailleurs du bassin versant donne un cachet particulier à cette région. Ces granites à deux micas renferment quelquefois des lentilles de pegmatites que nous décrirons plus loin.

Ce qui saute aux yeux sur le terrain surtout dans la localité de Bécedi Anon-Boudepé, c'est l'abondance des paillettes de muscovite dont certaines peuvent atteindre une taille de six centimètres.

En lame mince, ils ont une texture grenue, les minéraux présentent fréquemment une orientation préférentielle. Les cristaux de quartz sont abondants, craquelés, de forme xénomorphe à subautomorphe formant un amas dans lequel se différencient de grosses paillettes de muscovite et de biotite. Les feldspaths alcalins sont représentés surtout par l'orthose et le microcline, les plagioclases par l'albite accompagnée faiblement de chlorite et amphiboles (Hornblende verte).

Si nous nous en tenons à la présence des feldspaths alcalins et de plagioclases calciques, dans de nombreuses lames minces, nous les qualifierons de granites calco-alcalins. Selon la définition qu'en donne LACROIX. Mais il apparait, au vu de l'ensemble des lames minces que cette composition est variable à l'échelle du massif. La tendance générale est plutôt subalcaline voire alcaline.

Ils sont de type Ferkessedougou concordants, syntectoniques. A ce sujet ARNOULD M. (1961) les définit comme étant des granites de teinte blanche à muscovité dominante, alcalin orthosique mais aussi monzonitique et même akéritique sur les bordures. Leur texture est équante ou gneissique ; le grain est fin ou moyen. Ils sont concordants avec l'encaissant, ils contiennent des enclaves de roches métamorphiques.

Il convient de noter que la position de ces granites dans la stratigraphie fait l'objet de contreverses ; selon H. ADAM (1970) ils seraient liés à l'orogénie éburnéenne mais d'autres auteurs pensent qu'ils seraient issus d'un vieux socle précambrien D. Pour BESSOLES B. (1971) certains de ces granites anciens se sont mis en place au cours du précambrien inférieur et ont subi un rajeunissement en participant à l'orogénèse éburnéenne. "Les phénomènes de métamorphisme de contact sur les roches birrimiennes constituent une preuve de cette réjuvénation".

cette dernière hypothèse peut être retenue si l'on s'en rapporte, tout au moins, aux granites à deux micas de type Ferké auxquels on les rattache. Ceux-ci occuperaient une position identique aux granites du domaine baoulé-mossi type Sasca du Sud-Ouest ivoirien et notamment la série de Grabo (A. PAPON, 1973). Mais seules des datations poussées, sur les encaissants et les granites qui les intrudent, apporteront des débuts de réponses.

1.2.2.4 Les granodiorites

Ces formations, les seules d'ailleurs, affleurent entre Yakassé-Attobrou et Fiassé sous forme d'un dôme intrusif dans les schistes et grauwackes qui occupent l'essentiel des terrains.

A l'oeil nu on observe du quartz déformé, de l'amphibole en abondance et qui donne une teinte un peu foncée à ces roches.

Au microscope on note de la biotite en quantité non négligeable. Elle contient des inclusions de zircon. En altération, elle donne quelques lamelles de chlorite. Les feldspaths sont faiblement représentés par l'albite et le microcline. On note l'apparition fréquente de petits bourgeons de myrmekite. L'ensemble des minéraux est enchevêtré, craquelé. Comme minéraux accessoire nous avons de l'Epidote (allanite) et du sphène.

Le trait marquant de ces granodiorites est qu'elles ont une texture non orientée à grain fin. Ce qui les différencie totalement des autres roches de la région et en font des formations à part.

1.2.2.5 Les pegmatites

Il s'agit plus exactement de filons de pegmatites mis en place dans des encaissants granitiques dont la composition minéralogique peut varier localement permettant de différencier plusieurs types.

La puissance de ces pegmatites est généralement inférieure à soixante centimètres.

A Bécédi-Anon on retrouve, un kilomètre à l'Ouest du village dans un thalweg, un moutonnement de blocs altérés masqués par la végétation présentant de grosses lames de muscovite (cinq centimètres) et de gros cristaux de quartz. C'est une pegmatite à biotite-muscovite mais les conditions d'affeurement, très mauvaises, réduisent nettement les observations. Nous pensons qu'elle est l'équivalent de celle de la carrière d'Adzopé largement décrite par H. ADAM (1967). Il y distingue microscopiquement :

-"du quartz mozaïque ;
- de la muscovite abondante ;
- de la biotite chloritisée ou lessivée ;
- de l'albite à 8 % d'An ;
- du microcline albitisé."

ce qui concorde bien avec l'étude de nos lames minces dans cette localité, bien que l'observation de ces pegmatites dans notre cas soit limitée. Selon cet auteur, la composition minéralogique et la nature des contacts entre cette pegmatite et son encaissant seraient des critères suffisants de consanguinité et de contemporainéité. Il décrit également une pegmatite à tourmaline apatite-grenat dans la même carrière, une pegmatite à muscovite-beryl dix kilomètres au Nord d'Adzopé, zone située plus au-delà que notre bassin versant mais toujours dans le même encaissant et une pegmatite à muscovite-spodumène quatre kilomètres au Nord-Ouest d'Ahuikoa. Cette disposition des pegmatites à l'intérieur de ce massif lui confère une zonalité qu'on ne retrouve pas à l'échelle régionale.

1.2.2.6 Les filons de quartz

La présence constante des filons de quartz dans les formations géologiques du bassin versant de la Mé prend un certain caractère particulier en ce sens qu'ils jouent un grand rôle hydrogéologique.

En quantité réduite dans les massifs granitiques et souvent accompagnés de tourmaline, ils sont largement développés dans les autres formations. Par exemple à Atiékoa ces filons de quartz disloqués ont permis l'implantation d'une carrière de graviers.

Ils sont visibles généralement dans les zones décapées, secteur Yakassemé-Opé-Massandji. Dans les formations

schisteuses ils ont souvent la même orientation que celle de la schistosité (N 30° à N 60°). Il s'agit, en général, de quartz laiteux, de faible puissance. Ces filons peuvent se présenter sous forme d'amas quartzeux ou s'étendre sur des dizaines de mètres.

Les fissures associées aux filons de quartz sont des lieux d'infiltration des eaux, aussi, les meilleurs débits obtenus sont-ils liés à la présence de ces filons quartzeux.

1.2.3 Les formations sédimentaires

Ces formations occupent la frange sud du bassin versant soit environ 5 % de sa superficie. Ce sont des formations en majorité tertiaires communément appelées "continental terminal"* recoupées occasionnellement par des lambeaux d'argiles récentes déposées dans des zones plates à basse altitude.

Sur les bordures sud du bassin versant, les sédiments tertiaires montrent une discontinuité marquée par la présence de la lagune Aghien qui recueille les alluvions quaternaires provenant de la Mé et de la Bété. Des études récentes réalisées par le Ministère des mines - Direction des hydrocarbures, ont montré que la fracturation du socle qui s'est répercuté à travers les sédiments tertiaires a déterminé la convergence de ces rivières. Les exigences du moment ne nous permettent pas de vérifier la validité d'une telle hypothèse nous l'admettrons sans être trop affirmatif.

Grâce aux sondanges électriques et villageois on sait maintenant que le socle s'approfondit du nord vers le sud selon un plan incliné. Cet approfondissement est peut être lié à la présence de la faille des lagunes. Ce qui entraine dans le même sens un épaississement souvent considérable des séries sédimentaires dans la zone littorale. L'extension du continental terminal peut atteindre vingt kilomètres depuis les affleurements du socle jusqu'aux lagunes. Dans notre bassin versant il repose sur le birrimien schisteux. Les sédiments y sont moins épais. La côte observée dans les forages est de + 8 m à Brofoudoumé, + 10 m à Ahoutoué et + 32 m à Grand Alepé.

---

* Le terme de "Continental terminal" a été introduit par C. KILIAN (1931) pour désigner le Tertiaire continental du Sahara. Actuellement il a été étendu à l'Afrique occidentale et désigne, d'une manière générale, tous les dépôts continentaux ou limnofluviatiles d'âge Mio-pliocène.

Les nombreuses collines entaillées de vallées matérialisant ces formations, ne favorisent pas une bonne mesure de leur épaisseur. Plutôt que de chercher à connaitre celle-ci avec précision il nous a paru hautement préférable de réaliser quelques coupes d'affleurements (fig. 5). Celles-ci restituent mieux les différents sédiments disposés dans cette localité. Cependant il y a lieu de remarquer que ces coupes ne doivent pas être généralisées à l'ensemble du bassin sédimentaire côtier car celui-ci n'apparait pas dans toute son entité du fait de la disposition qu'il occupe.

Les coupes ont été réalisées sur l'axe routier Ahoutoué - Alépé

- Coupe I

On y distingue du haut vers le bas :

5. grès fins avec concrétions ferrugineuses. Le passage à l'horizon inférieur n'est pas très net ;
4. argiles sableuses. Ce niveau, très peu consolidé, se détache facilement ;
3. grès grossiers lités formant des plaquettes ;
2. argiles finement sableuses. Elles présentent par endroits des teintes violettes ;
1. argiles ocres. A cet endroit il n'est pas possible d'observer le socle.

Dans cette localité les pentes sont souvent soumises à un ravinement.

- Coupe II

Elle jouxte l'extrême Sud-Est du bassin versant. Cette coupe permet d'observer l'émergence progressive du socle et la discordance des galets le surmontant.
On observe de haut en bas :

6. sables gravillonnaires de couleur brun foncé. Ce niveau présente de nombreux grains de quartz anguleux. Le sol est de plus en plus sombre;
5. sables fins ;
4. argiles sableuses très indurées ;
3. argiles rouges violacées contenant des passages quartzeux ;
2. Niveaux de galets de quartz grossiers, ferruginisés, discordants sur l'horizon schisteux ;
1. schistes altérés présentant des filons de quartz décimétriques. Plus en profondeur, les schistes sont vraisemblablement sains et redressés.

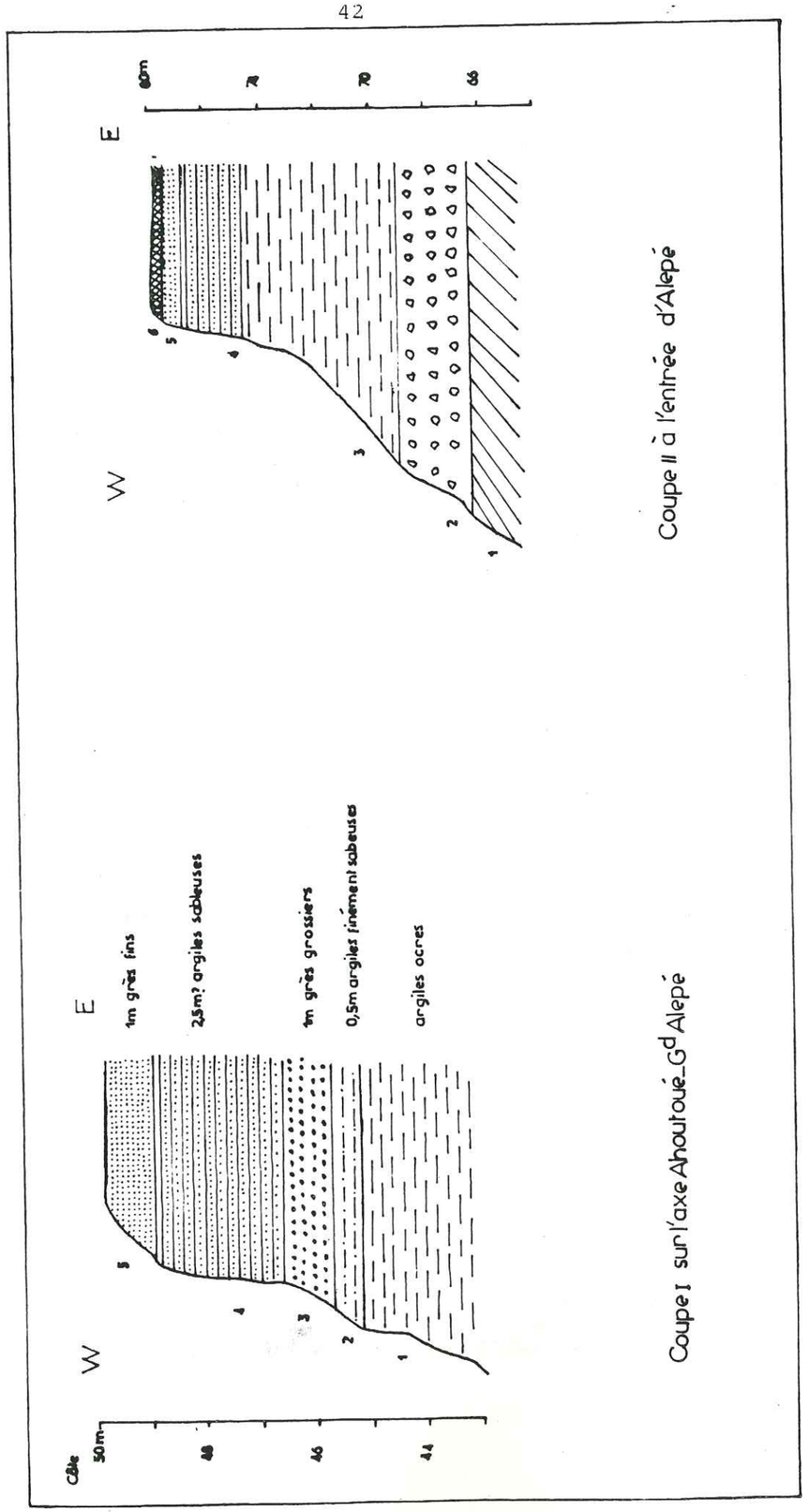


Fig. 5 : Coupes I et II du continental terminal. Axe Ahoutoué - Alepé

Ces coupes permettent de noter que les sédiments tertiaires sont très hétérogènes. Les argiles proviennent surtout de l'alteration des schistes birrimiens. Leur composition est variable d'une zone à une autre. C'est ainsi qu'on note parfois une dominance des argiles sur les sables ou inversement. Cette couche argileuse peut s'intercaler localement entre deux niveaux sableux permettant d'individualiser deux nappes mais généralement la nappe superficielle est vulnérable à la pollution. Par exemple, à Kongofon le niveau de l'eau dans le puits villageois est à moins de un mètre cinquante de la surface du sol. Il est évident que la qualité de l'eau est plus que jamais sujette à critique.

Notons enfin la présence de nombreuses sources dans les formations du continental terminal. C'est ainsi que nous avons pu observer à l'Est de Ahoutoué une source appelée "Ahoundjo" et à Brofoudoumé, la source "Modjou". Celle d'Atiékoa est une source de contact cristallin - sédimentaire. Elle est permanente, c'est le point d'approvisionnement en eau des villageois. Les débits de ces sources sont très faibles en raison de la faiblesse des pentes.

Ces sédiments côtiers sont par endroits recouverts par les dépôts plus récents (cuirasses et carapaces).

1.2.4 Les formations de recouvrement

1.2.4.1 Argiles latéritiques - Altérites

Elles sont très importantes dans le bassin versant. Leur épaisseur peut atteindre trente mètres mais dépend surtout de la nature du substratum lequel détermine la proportion d'argiles et de sables fins.

Les altérites reposent sur le socle altéré ou sur le socle sain. Elles résultent de l'altération des roches ou de l'accumulation de matériaux résiduels. On note la présence de quartz épars dans la masse d'altérites au fur et à mesure que l'on va en profondeur.

1.2.4.2 Cuirasses et carapaces

Si elles ne sont pas aussi répandues que dans le Nord du pays il est cependant fréquent d'observer, sur les plateaux là où la forêt a été complètement dégradée, quelques fines pellicules de cuirasses développées à la suite d'une longue exposition des sols à l'air libre.

En zone de forêt elles sont, en général, remplacées par des formations gravillonnaires. Selon M. DERRUAU la présence de cuirasses que l'on peut observer dans la forêt dense tropicale, comme c'est le cas dans notre zone d'étude, doit s'interpréter comme des relictes d'un climat ancien. En effet, elles courronnent des plateaux témoins que l'érosion actuelle a tendance à détruire. Ce qui veut dire qu'elles sont l'indice d'une période de climat plus contrasté que le climat actuel.

Notons également la présence de nombreuses fissures qui constituent des lieux d'infiltration des eaux de pluie.

1.2.5 Etude géochimique

A la suite des données de terrain et de l'étude pétrographique il nous a paru nécessaire de compléter ce travail par l'analyse géochimique de quelques échantillons de roches, portant sur les éléments majeurs. Les six analyses ainsi obtenues ont été faites au Laboratoire de Géochimie (Mme F. KELLER et G. VIVIER) de l'Institut Dolomieu. Nous disposons également de huit analyses tirées des travaux de H. ADAM (1967), sur le massif granitique d'Adzopé.

Il est utile de rappeler que nous abordons ce travail en nous gardant bien, avec un aussi petit nombre de résultats, de vouloir procéder à une étude géochimique approfondie, nous voulons simplement avoir une idée de la composition chimique des roches et, ce faisant, comprendre par la suite l'impact de celles-ci sur les eaux qui les imprègnent.

Résultats des analyses

Les analyses réalisées par fluorescence X, sont données en pourcentage d'oxydes. Les différents paramètres que nous avons pu en tirer sont consignés dans les différents tableaux suivants et en annexe. Ils ont été obtenus à l'aide de programmes mis au point par le laboratoire de Géochimie.

- Les granitoïdes

Il faut y distinguer les granites à deux micas d'Adzopé qui forment l'intrusion granitique, la plus importante et, au niveau de laquelle se différencient des pegmatites. Nous disposons de neuf analyses sur ces roches.

Les granodiorites constituent un petit massif autour de Yakassé-Attobrou. Une seule analyse géochimique a été réalisée sur cette formation (YK) de laquelle il se dégage une teneur en SiO_2 voisine de 68 % et une augmentation des teneurs en ferromagnésiens.

Les granites à deux micas présentent des teneurs en SiO_2 variables de l'ordre de 70 à 74 %. Elles peuvent atteindre des pointes de 75 % (AD66/504b). S'il n'existe pas de différences énormes entre ces teneurs, il n'empêche qu'en un même lieu on peut relever des écarts très sensibles (AD66/500).

Les teneurs en Al_2O_3 sont presque les mêmes entre 14 et 16 %.

Na_2O varie entre 3 et 6 %. Son augmentation coïncide avec une diminution des teneurs en SiO_2. Celles de K_2O sont presque toujours inférieures à Na_2O.

FeO, MnO, Li_2O et Ti_2O sont représentés sous forme de traces dans certains échantillons de roches. L'absence presque totale de Fe, Mn se manifeste au niveau des granites qui sont les moins colorés.

A l'inverse dans les granodiorites la teneur en ferromagnésiens est nettement plus élevée. Ce qui est tout à fait normal car dans cette formation les amphiboles sont très abondantes. Cette constatation est confirmée par l'étude des lames minces.

La composition chimique des différentes roches est bien hétérogène. Celle-ci est liée probablement à un phénomène de cristallisation. En effet, selon que le matériel provient des bordures externes ou de l'intérieur du massif, il présente des variations de chimisme. Ainsi, les éléments ferromagnésiens absents des granites vont se "recombiner à d'autres éléments sous forme de grenats et de tourmaline" et réapparaitre dans la constitution des pegmatites.

Le diagramme de J. JUNG, S = f(si) avec $S = \frac{100K}{K+Na}$, permet de comprendre le comportement des alcalins.

On observe deux nuages de points bien disctincts :

- Le premier nuage montre un enrichissement en potassium (surtout l'échantillon AD66/502b) ;

-Le second se carctérise par une augmentation de sodium (4 à 6 %). Le faciès granodioritique indique des teneurs en Na_2O et K_2O intermédiaires entre ces deux pôles.

L'individualisation de deux nuages est la conséquence d'une éventuelle zonalité, signalée par H. ADAM (1967), à l'échelle du massif granitique d'Adzopé. L'alcalinité du granite augmente du centre vers les bordures.

Dans les diagrammes *Q = f(F) et B = f(F) de H. DE LA ROCHE (1964,1966) les points figuratifs des granites à deux micas présentent une dispersion très marquée.

Dans le diagramme Q = f(F) ces points se distribuent depuis l'aire de l'adaméllite à celle de la tonalite (DM66/147) en passant par la granodiorite. Ainsi l'échantillon YK se positionne bien dans la zone des granodiorites. L'évolution des échantillons vers une composition de tonalite est le signe d'une influence prépondérante des roches basiques (GAMSONRE P.E. 1975). Dans notre cas, il est possible que cette influence soit due aux formations sédimentaires encaissantes.

Seul l'échantillon AD66/504b, qui est une pegmatite à spodumène, se démarque nettement de l'intervalle de distribution. Elle est plus riche en SiO_2 et relativement pauvre en CaO.

---

* Les calculs des trois paramètres Q, F, B sont faits à partir des milliatomes grammes de chaque élément dans 100 grammes de minéral ou de roche.

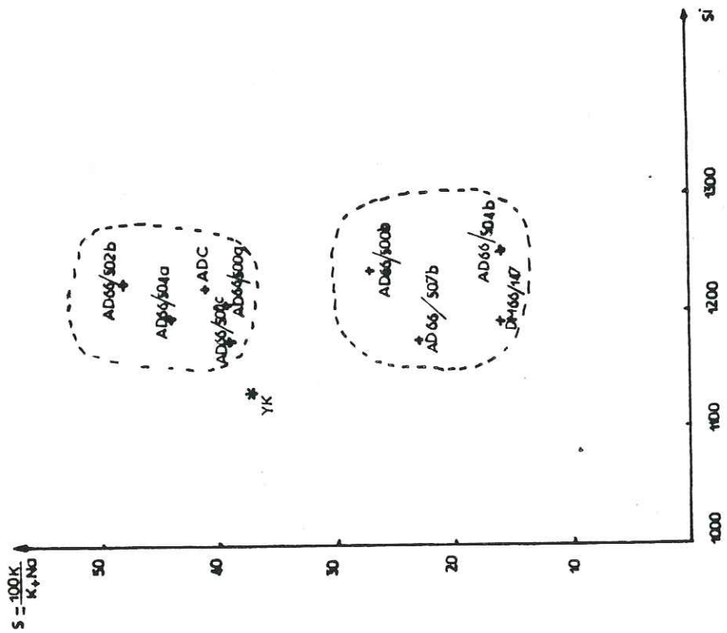


Fig. 6 : Diagramme S = f(Si) - Granitoïdes d'ADZOPE

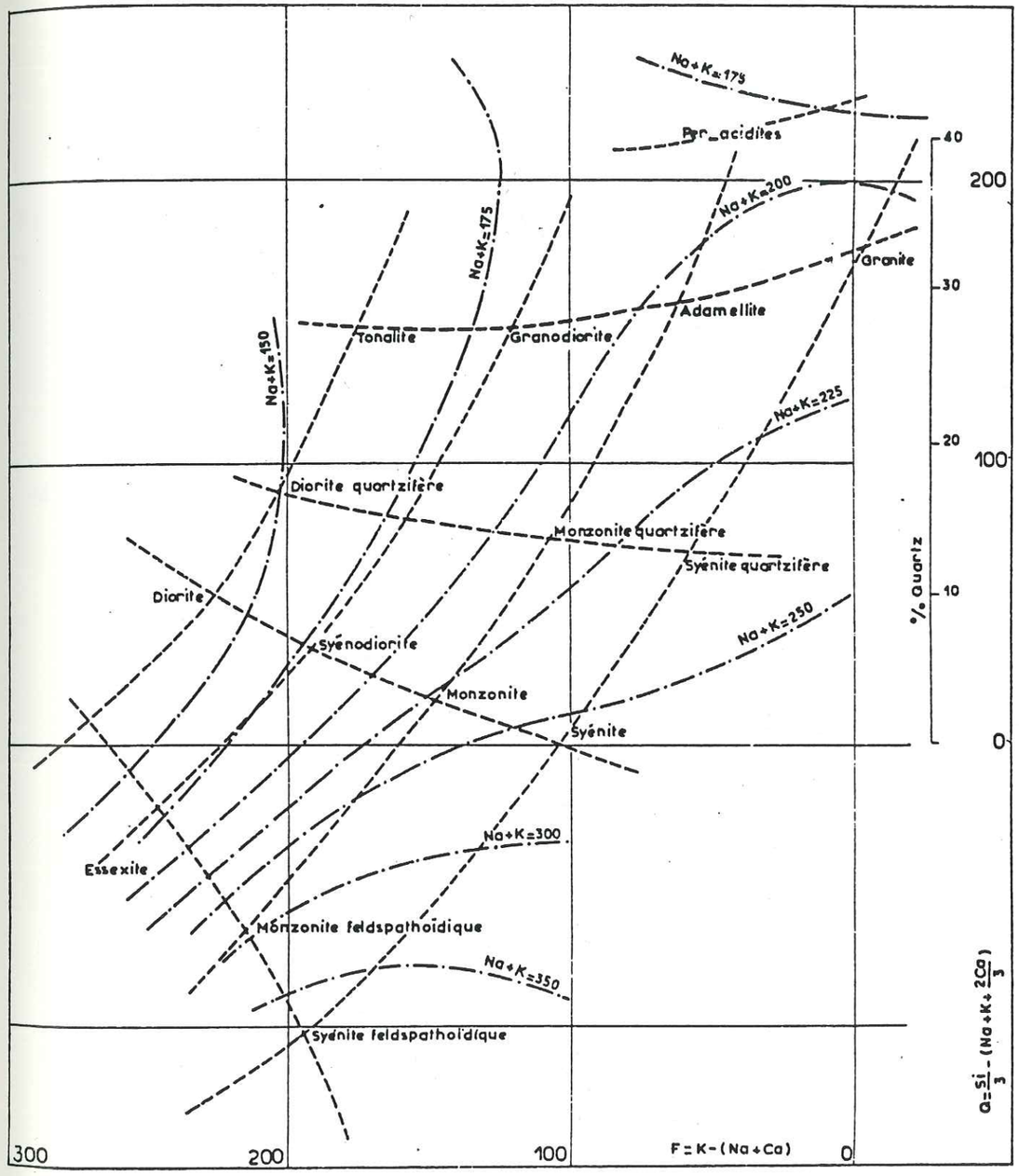


Fig. 7 : Diagramme Q = f(F) : projection des roches communes
H. DE LA ROCHE (1964,1966)

Tableau 2a : Granitoïdes d'Adzopé. Composition chimique en % d'oxydes et en milliatomes

	YK		ADC		*AD66/500a		*AD66/500b		*AD66/500c		*AD66/502b		*AD66/504a		*AD66/504b		*AD66/507b		*DM66/147	
	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:	% d'oxyde	MAT:
SiO_2	68,15	1134,13	73,37	1221,00	72,40	1204,86	74,16	1234,15	70,69	1176,40	73,65	1225,66	72,01	1198,37	75,19	1251,29	70,77	1177,73	71,68	1192,88
Al_2O_3	14,02	275,06	14,68	288,01	14,97	293,70	14,29	280,36	15,32	300,57	14,39	282,32	14,60	286,44	14,97	293,70	15,80	309,99	16,62	326,07
Fe_2O_3	4,05	50,72	1,44	18,03	1,04	13,02	0,76	9,52	2,02	25,30	0,93	11,65	1,25	15,65	0,51	6,39	0,91	11,40	T	
FeO					T		T		T		T		T		0,27	3,76	0,27	3,76	0,45	6,26
Mgo	1,09	27,03	0,02	0,49	0,40	9,92	0,4	9,92	0,60	14,88	0,40	9,92	0,49	12,15	0,26	6,45	0,36	8,93	0,11	2,73
CaO	2,8	49,93	0,59	10,62	1,88	33,52	1,40	24,96	1,96	34,95	1,12	19,97	1,52	27,10	0,78	13,91	0,84	14,98	0,78	13,91
Na_2O	4,06	131,01	4,06	131,01	4,05	130,69	5,50	177,48	4,55	146,82	3,70	119,39	3,95	127,46	4,00	129,07	6,25	201,68	6,20	200,06
K_2O	3,66	77,71	4,42	93,84	4,10	87,05	3,15	66,88	4,50	95,54	5,35	113,59	4,75	100,85	1,20	25,48	2,85	60,51	1,80	38,22
Ti_2O	0,65	8,13	0,08	1,00	T		T		T		T		T		T		T		T	
MnO	0,40	0,56	0,03	0,42	T		T		T		T		0,01	0,14	0,09	1,27	0,11	1,55	0,09	1,27
P_2O_5	0,24	3,38	0,15	2,11	0,24	3,38	0,14	1,97	0,16	2,25	0,16	2,25	0,20	2,82	0,14	1,97	0,29	4,08	0,04	0,56
P.Feu	0,81		0,78		0,76		0,32		0,67		0,67		0,59		0,35		0,95		0,98	
Total	99,57		99,62		99,84		100,12		100,26		100,37		99,37		97,76		99,40		95,35	

* source in H. ADAM (1967) pour les pourcentages pondéraux d'oxydes seulement

Fig. 8.1 : Diagramme Q = f(F) de H. DE LA ROCHE.
Granitoïdes région d'ADZOPE

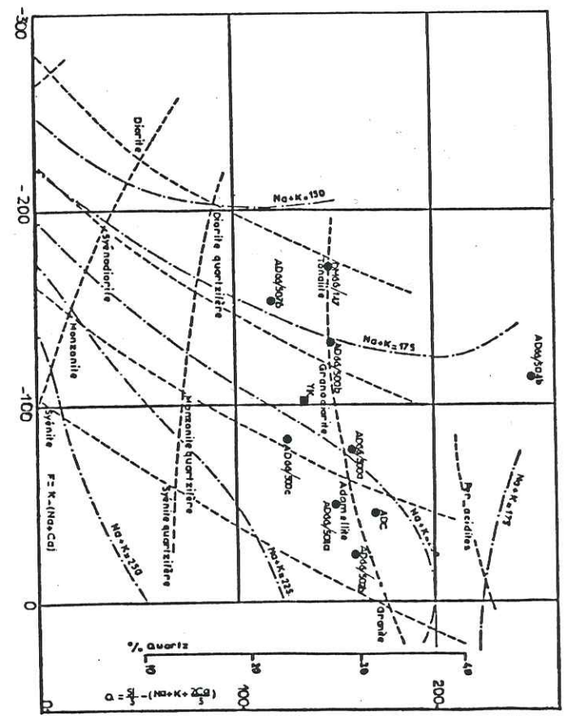


Fig. 8.2 : Diagramme B = f(F) de H. DE LA ROCHE.
Granitoïdes d'ADZOPE

Légende : ● Granites à 2 micas
■ Granodiorites à Amphibole

DM 66/147 : Références des échantillons et leur localisation sont mentionnées en annexe.

Tableau 2b : Granitoïdes d'Adzopé. Paramètres de H. DE LA ROCHE

	YK	ADC	AD66/500a	AD66/500b	AD66/500c	AD66/502b	AD66/504a	AD66/504b	AD66/507b	DM66/147
Q	136,07	175,17	161,57	150,42	126,50	162,29	153,11	253,31	120,44	150,10
B	127,69	29,05	56,47	44,41	75,13	41,54	54,91	30,50	39,06	22,90
F	-103,24	-47,69	-77,17	-135,57	-86,24	-25,78	-53,72	-117,51	-156,15	-175,76
NaK	208,72	224,85	217,74	244,336	242,36	232,98	228,31	154,55	262,19	238,28
A	-33,57	42,06	8,86	-13,98	-11,76	9,34	3,87	111,27	17,78	59,91
ALK	13,96	2,14	10,83	25,56	4,63	-19,50	-5,38	72,40	42,80	70,45
AL.Na	-39,34	-35,03	-32,81	-84,05	-46,65	-25,31	-32,00	-31,20	-98,37	-91,40
AFTK	33,58	8,48	15,18	29,73	13,06	-15,61	-0,17	75,79	47,85	72,50
AFTNA	-19,72	-28,68	-28,47	-80,87	-38,22	-21,42	-26,78	-27,81	-93,32	-89,31
P1	87,21	113,17	107,40	70,00	64,74	109,25	98,42	193,40	24,59	54,71
P2	-37,73	17,81	-11,82	-46,83	-12,82	33,92	10,01	-52,97	-55,31	-75,73
Q1	58,86	19,04	13,03	9,52	25,30	11,65	15,66	10,15	15,15	6,26
Q2	24,91	69,90	49,98	39,24	16,81	53,49	44,20	144,39	17,29	46,05
R1	628,66	352,07	514,63	449,93	539,98	421,94	473,32	389,99	417,66	414,92
R2	2123,31	2372,97	2398,70	2230,05	1989,42	2316,98	2251,17	3285,20	1796,94	2138,27
A1	-88,40	-85,45	-57,89	-141,13	-99,09	-71,83	-72,89	6,32	-160,17	-115,88
A2	21,27	169,57	75,60	113,16	75,58	90,52	80,62	216,23	195,72	235,69

Tableau 2c : Granitoïdes. Paramètres H. DE LA ROCHE

	YK	ADC	AD66/500a	AD66/500b	AD66/500c	AD66/502b	AD66/504a	AD66/504b	AD66/507b	DM66/147
SS	907,24	941,84	963,07	990,92	919,10	969,06	947,75	974,51	881,81	888,79
AA	528,30	441,13	426,80	557,82	507,93	389,25	424,13	414,28	645,46	616,91
MM	88,22	347,11	255,91	153,23	222,92	337,87	282,46	282,38	192,99	225,47
CC	230,03	33,89	127,03	101,35	144,54	86,38	113,73	58,93	68,75	49,00
T	1753,78	1763,96	1772,81	1803,32	1794,50	1782,55	1768,08	1730,09	1789,01	1780,17
CC'	27,17	4,12	15,69	12,48	16,51	10,62	13,86	7,80	7,58	5,50
AA'	62,41	53,66	52,71	68,66	58,02	47,85	51,70	54,83	71,15	69,21
MM'	10,42	42,22	31,60	18,86	25,47	41,53	34,43	37,37	21,27	25,29
(SS)	861,74	692,93	847,91	754,17	773,20	824,73	816,63	776,89	543,17	542,86
(AC)	690,08	101,66	381,09	304,06	433,62	259,13	341,18	176,78	206,25	147,01
(SS)'	52,54	60,69	57,10	62,25	54,08	58,01	56,70	62,85	57,64	59,31
(AC)'	42,08	8,90	25,66	25,10	30,33	18,23	23,69	14,30	21,89	16,06
(MM)'	5,38	30,40	17,23	12,65	15,59	23,76	19,61	22,85	20,48	24,63
QM	18,01	35,70	30,12	21,74	31,53	34,13	32,41	30,00	32,24	33,64

27 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

Tableau 2d : Granitoïdes. Paramètres H. DE LA ROCHE

	YK	ADC	AD66/500a	AD66/500b	AD66/500c	AD66/502b	AD66/504a	AD66/504b	AD66/507b	DM66/147
(NA/AL	0,48	0,45	0,45	0,63	0,49	0,42	0,45	0,44	0,65	0,61)
(K/AL	0,28	0,33	0,30	0,24	0,32	0,40	0,35	0,09	0,20	0,12)
(K/ALNA	0,54	0,60	0,53	0,65	0,62	0,70	0,63	0,15	0,56	0,30)
(FM/ALNA	0,54	0,12	0,14	0,19	0,26	0,13	0,17	0,10	0,22	0,07)
(SI.NAK	169,36	182,18	183,92	167,06	149,80	175,61	171,18	262,58	130,42	159,38)
(AL.NAK	66,29	63,10	75,91	35,95	58,14	49,29	58,08	139,09	47,73	87,72)
(SI.AL	1,37	1,41	1,37	1,47	1,31	1,45	1,39	1,42	1,27	1,22)
(NAK/AL	0,76	0,78	0,74	0,87	0,81	0,83	0,80	0,53	0,85	0,73)
(FM/AL	0,28	0,06	0,08	0,07	0,13	0,08	0,10	0,06	0,08	0,03)
(M/FM	0,35	0,03	0,43	0,51	0,37	0,46	0,44	0,39	0,37	0,30)
(Q3	290,74	672,72	515,71	402,32	338,37	519,58	472,87	1149,37	423,52	659,98)
(B3	346,54	-95,12	30,19	100,78	148,30	24,82	60,63	-345,20	2,01	-185,69)
(F3	1116,50	1186,37	1226,91	1300,22	1307,83	1238,15	1234,58	925,92	1363,47	1305,88)
(Q3'	16,58	38,14	29,09	22,31	18,86	29,15	26,74	66,43	23,67	37,07)
(B3'	19,76	-5,39	1,70	5,59	8,26	1,39	3,43	-19,95	0,11	-10,43)
(F3'	63,66	67,21	69,21	72,10	72,88	69,46	69,83	53,52	76,21	73,36)

Tableau 2e : Granitoïdes de la région d'Adzopé. Normes CIPW et paramètres SI,AFM

	YK	ADC	AD66/500a	AD66/500b	AD66/500c	AD66/502b	AD66/504a	AD66/504b	AD66/507b	DM66/147
QZ	24,22	31,93	29,14	27,12	22,53	29,06	27,38	45,63	21,91	26,92
OR	21,63	26,12	27,23	18,61	26,59	31,62	28,07	7,09	16,84	10,64
AB	34,36	34,36	34,27	46,54	38,50	31,31	33,42	33,85	52,89	52,46
AN	9,22	2,04	7,92	5,00	8,09	4,62	6,36	3,05	2,46	3,63
CO	0,00	2,47	0,97	0,00	0,00	0,82	0,63	5,97	1,53	3,14
MT	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,63	0,29	0,36	
ILM	0,09	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
HEM	4,05	1,44	1,04	0,76	2,02	0,93	1,23	0,31	0,66	
AP	0,57	0,36	0,57	0,33	0,50	0,38	0,47	0,33	0,69	0,09
RU	0,60	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
DI(WO)	1,36	0,00	0,00	0,47	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	
DI(EN)	1,18	0,00	0,00	0,48	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	
EN	1,54	0,05	1,00	0,59	1,35	1,00	1,22	0,65	0,90	0,27
Total	98,81	98,87	99,12	99,83	99,89	99,73	98,82	97,17	98,24	97,16
SI	8,752	0,204	4,217	4,109	5,232	3,888	4,750	4,393	3,502	1,29
A	61,983	86,566	85,916	88,864	78,915	87,975	84,343	87,853	88,530	93,46
F	29,265	13,230	9,867	7,027	15,853	8,136	10,906	7,755	7,968	5,26
M	8,752	0,204	4,217	4,109	5,232	3,888	4,750	4,393	3,502	1,29

Sur le diagramme B = f(F) à l'exception de l'échantillon YK tous les autres échantillons sont pauvres en minéraux colorés. Cette observation est illustrée par les différentes positions des points figuratifs où les valeurs de F sont, dans leur ensemble, négatives.

De ces différentes analyses il apparait que les granitoïdes du bassin versant de la Mé sont surtout sodiques et peu calciques. Les minéraux ferromagnésiens sont très peu représentés d'où le caractère leucocrate des granites.

Dans une étude géochimique et minéralogique réalisée sur les granitoïdes éburnéens de Côte d'Ivoire R. CASANOVA (1973), cité par P.E. GAMSONRE (1975), arrive aux subdivisions suivantes :

- les granitoïdes abroniens éo et syncinématiques ont des compositions de tonalite ;
- les granitoïdes abroniens tardi et post-cinématiques sont granidioritiques ;
- les granitoïdes des zones miogéosynclînales plissées ont des compositions granitiques ; ceux des massifs intermédiaires sont à la fois granodioritiques et granitiques ;
- les granitoïdes tardi et post-tectoniques sont monzonitiques.

Nous nous garderons bien à partir de l'étude sommaire de nos échantillons de roches de les positionner avec certitude dans une de ces subdivisions. D'ailleurs, l'appartenance du bassin de la Mé à une zone miogéosynclinale plissée (?) envisagée par certains auteurs n'implique nullement l'alignement de la composition chimique des granites à une quelconque subdivision ci-dessus.

- Schistes et métasédiments

A l'échelle du bassin versant ce sont les formations les mieux représentées. Les teneurs en SiO_2 varient de 60,25 % (MB) à 72,45 % (A1). Le caractère alumineux, 12,08 % à 17,69 %, se retrouve tant au niveau de ces roches que dans les granites qui les intrudent. Cependant, une des caractéristiques de ces formations est leur richesse en ferromagnésiens. L'abondance de ces éléments exprime la tendance sédimentaire des schistes et métasédiments. Elle se traduit, en lames minces, par la présence de chlorite, sericite dans la matrice de ces roches.

Dans les métasédiments, les teneurs en alcalins (Na_2O + K_2O) et en alcalino-terreux (CaO + MgO) sont presque homogènes. Cette homogenéité s'estompe lorsqu'il s'agit de granitoïdes. Dans ce cas alors, les alcalins prennent le pas sur les alcalino-terreux comme on peut le voir sur le diagramme de la figure 9 . La présence très remarquée des alcalins est à lier à une proportion élevée de fedspaths dans les granites.

Tableau 3a : Schistes et métasédiments. Bassin de la Mé.

Composition chimique en % d'oxydes et en milliatomes

	MB		A1		A2		AL	
	% d'oxyde	M.A T	% d'oxyde	M.A T	% d'oxyde	M.A T	% d'oxyde	M.A T
SiO_2	60,25	1002,66	72,45	1205,69	69,36	1154,27	63,25	1052,59
Al_2O_3	17,69	347,07	12,08	237,00	13,62	267,22	16,25	318,81
Fe_2O_3	8,01	100,31	4,15	51,97	5,19	64,99	5,5	68,88
MgO	2,2	54,56	1,55	38,44	1,4	34,72	2,25	55,80
CaO	2,17	38,69	2,72	48,50	3,4	60,63	4,25	75,78
Na_2O	2,75	88,74	2,60	85,51	3,45	111,33	3,65	117,78
K_2O	2,25	47,77	0,69	14,65	1,3	27,60	2,25	47,77
Ti_2O	0,75	9,39	0,46	5,76	0,57	7,13	0,59	7,39
MnO	0,12	1,69	0,08	1,13	0,12	1,69	0,08	1,13
P_2O_5	0,17	2,39	0,02	0,28	0,19	2,68	0,16	2,25
PF	2,98		2,32		0,79		1,47	
Total	99,34		99,17		99,39		99,70	

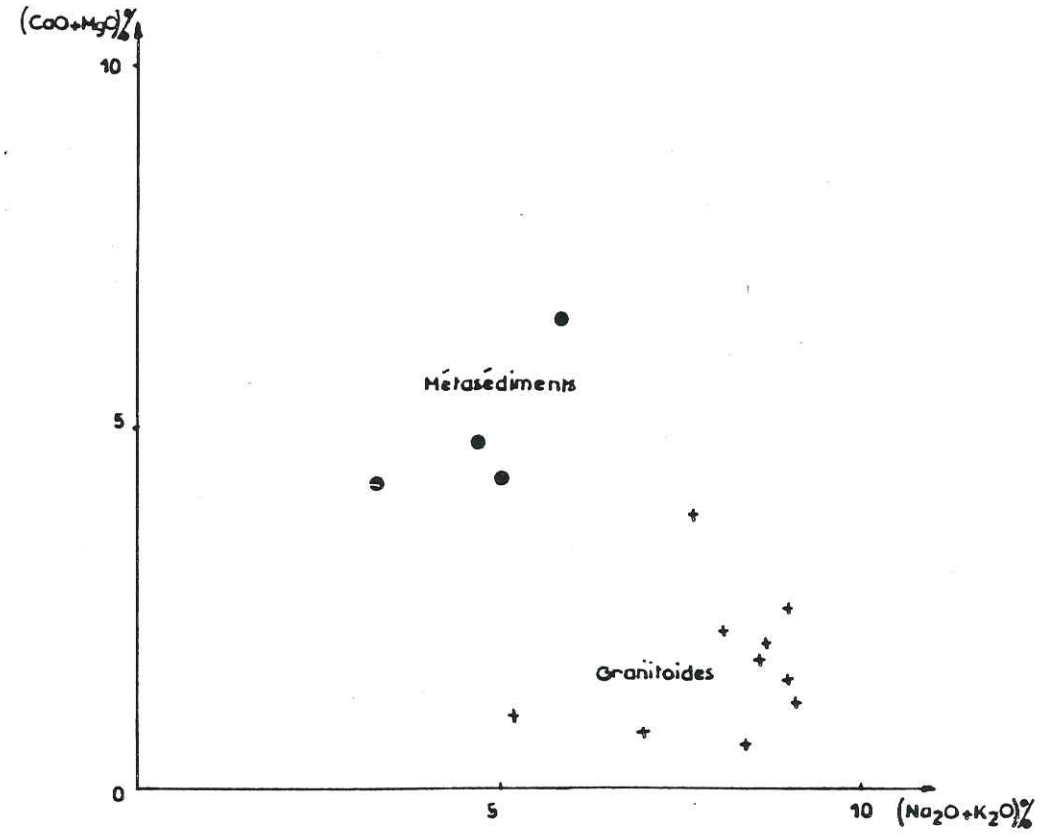


Fig. 9 : Teneurs en alcalins et alcalino-terreux
du socle granito-schisteux
du bassin versant de la Mé

Tableau 3b : Schistes et métasédiments. Bassin de la Mé Paramètres de H. DE LA ROCHE

	Q	B	F	NAK	A	ALK	ALNA	AFTK	AFTNA	P1	P2	Q1	Q2	R1	R2	A1	A2
MB	171,34	193,59	-79,67	136,51	133,10	67,90	26,93	104,46	63,49	140,47	-35,30	109,70	75,48	688,32	2289,98	76,00	190,19
A1	269,43	138,93	-119,37	100,16	39,79	64,34	-6,53	83,58	12,72	242,84	-76,61	57,73	152,78	604,87	3605,92	37,75	41,82
M1	205,44	160,36	-144,36	138,93	6,98	61,45	-22,27	85,50	1,77	169,99	-88,69	72,13	89,04	700,39	2944,98	-13,37	27,32
AL	134,82	200,48	-145,80	165,55	1,63	58,48	-11,53	83,90	13,89	101,19	-86,91	76,27	21,83	885,09	2237,11	22,35	-19,09

Tableau 3c : Normes CIPW

	MB	A1	M1	AL
QZ	28,15	46,31	35,43	21,35
OR	13,30	4,08	7,68	13,30
AB	23,27	22,42	29,19	30,89
AN	9,77	13,38	15,75	20,14
CO	7,15	2,07	0,77	0,43
MT	0,00	0,00	0,00	0,00
ILM	0,26	0,17	0,26	0,17
HEM	8,01	4,15	5,19	5,50
AP	0,40	0,05	0,45	0,38
RU	0,61	0,37	0,43	0,50
DI(WO)	0,00	0,00	0,00	0,00
DI(EN)	0,00	0,00	0,00	0,00
EN	5,48	3,86	3,49	5,60
Total	96,39	96,86	98,64	98,26

Tableau 3d : Paramètres SI et AFM

	MB	A1	M1	AL
SI	15,268	17,971	12,938	17,176
A	34,701	38,725	43,896	45,038
F	50,031	43,304	43,166	37,786
M	15,268	17,971	12,938	17,176

Tableau 3e : Schistes et métasédiments. paramètres de H. DE LA ROCHE

(NA/AL:K/AL:FM/ALNA	SI.NAK:AL.NAK	SI/AL:NAK/AL:FM/AL:M/FM)
(MB: 0,26:0,14: 0,60	197,74:210,49:	0,96 : 0,39 :0,45 :0,35)
(A1: 0,36:0,06: 0,60	301,77:136,79	1,70 : 0,42 :0,39 :0,43)
(M1: 0,42:0,10: 0,10	245,86:128,23	1,44 : 0,52 :0,37 :0,35)
(AL: 0,37:0,15: 0,62	183,34:153,20	1,10 : 0,50 :0,39 :0,45)

	Q3	B3	F3	Q3'	B3'	F3'	SS	AA	MM	CC	T	CC'	AA'	MM'	(SS)	(AC)	(SS)'	(AC)'	(MM)'	QM
(MB:	981,67:	-27,76:	735,31:	58,11:	-1,64:	43,53	629,88:	533,73:	254,61:	271,01:	1689,	23:25,58:	50,38:	24,03	635,40:	813,02:	37,31:	47,74:	14,95:	73,16)
(A1:	947,56:	117,23:	622,80:	56,15:	6,95:	36,90	1000,56:	395,14:	33,10:	253,80:	1687,	59:37,21:	57,94:	4,85	1080,53:	761,40:	57,63:	40,61:	1,77:	5,46)
(M1:	640,75:	260,75:	826,65:	37,08:	15,08:	47,84	941,97:	507,32:	-2,97:	281,63:	1727,	95:35,83:	64,55:	-0,38	979,27:	844,89:	53,77:	46,39:	-0,16:	-0,72)
(AL:	410,16:	346,52:	986,17:	23,51:	19,86:	56,63	802,36:	537,03:	21,87:	383,58:	1744,	84:40,70:	56,98:	2,32	955,78:	1150,74:	44,91:	54,07:	1,03:	10,39)

Le défaut d'alcalinité au niveau des métasédiments, s'il peut s'interpréter comme un indice de dégradation chimique comme le faisait remarquer B. MOINE (1974) à propos des grauwackes de la région d'Ambatofinandrahana du centre de Madagascar, ne signifie certainement pas que les grauwackes dérivent de granodiorites. Les évènements qui ont présidé à la mise en place des grauwackes sont, certes complexes, mais surtout, antérieurs à la formation des granodiorites. Il est toutefois possible que la dégradation chimique ait été acquise lors de la mise en place de l'intrusion granodioritique. A ce propos, il convient de remarquer que celle-ci pose un problème de rapprochement à un type donné, vu sa spécificité (Cf. 1.2.2.4).

1.2.6 Etude de la fracturation

En terrain cristallin et métamorphique la productivité hydraulique des aquifères est intimement liée au développement important du système de fracturation lequel favorise l'infiltration en profondeur des eaux et leur mode de gisement. Ainsi l'épaisseur relativement importante des altérites, dans notre bassin versant, témoigne de l'extrême densité des fractures en profondeur au dépens desquelles l'altération s'est généralisée. Il est certain que la présence d'un tel réseau de fractures va engendrer au sein de ces formations une perméabilité de fissure.

L'intéret pratique de cette démarche n'a pas pour but d'expliquer l'histoire génétique des fractures quoique celle-ci soit indissociable de leur rôle hydraulique, mais d'avoir une vision plus nette sur la distribution des différentes directions dans le bassin versant de la Mé et leur incidence sur le comportement hydrogéologique des aquifères.

Cette étude que nous avons réalisée s'appuie sur les données suivantes :

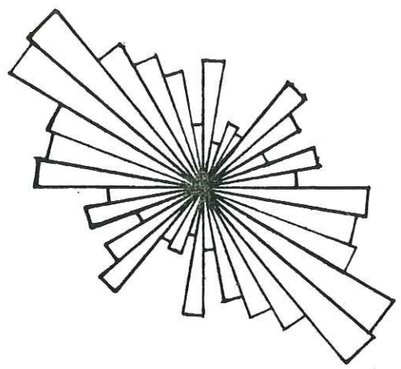
- les mesures de fractures à l'affleurement ;

les relevés de fractures à l'affleurement ont la particularité d'atténuer l'importance des résultats obtenus. En effet, à cette échelle d'étude il n'est guère facile d'apprécier l'extension possible des fractures ni de les observer toutes.

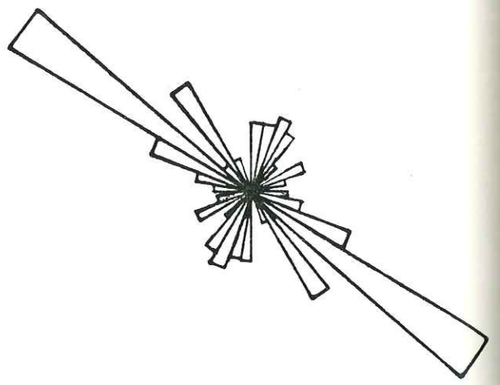
- les images de satellites

Pour cette étude, nous ne disposons que d'une seule photographie en noir et blanc, canal 4 au 1/500 000. Cette prise de vue, obtenue auprès de EOSAT, a été réalisée le 20 décembre 1986. Elle concerne la scène 195/56. Celle-ci est légèrement décalée à l'Est, par rapport au bassin versant de la Mé, de sorte qu'elle ne couvre que la partie Est du bassin versant.

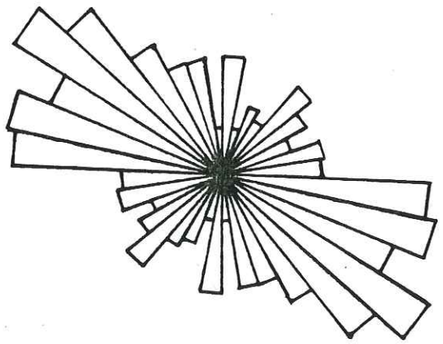
Fig 10 : Directions de fractures, de fissures et de filons de quartz à l'affleurement dans le bassin versant de la Mé



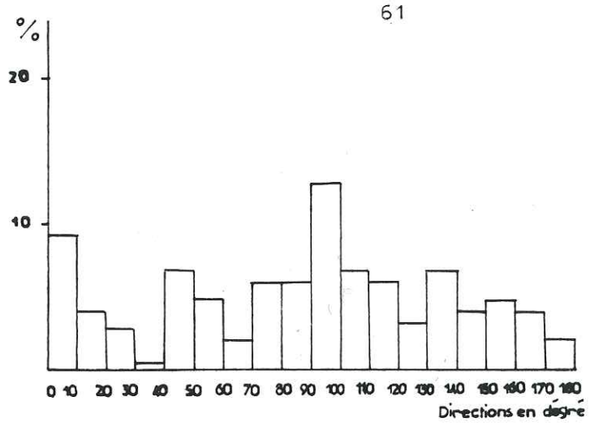
Carrières et environs d'Adzopé



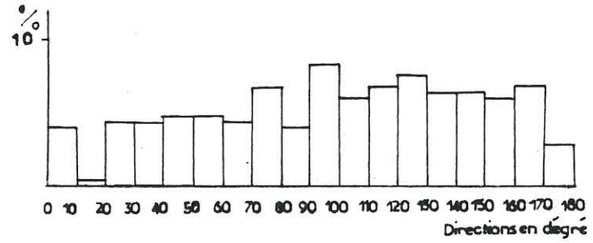
Filons de quartz



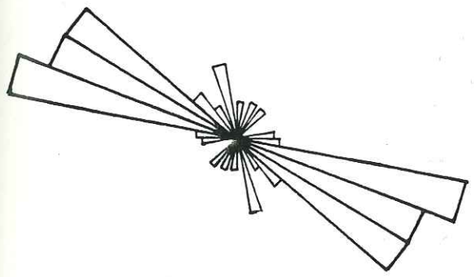
Ensemble du bassin versant de la Mé



a Distribution des directions de fractures : carrière route Nkoupé



b Distribution des directions de fractures, carrière d'Abousékakoi



c Directions de fractures à l'affleurement environs d'Assikoi

Fig. 11 : Distribution des directions de fractures à l'affleurement

1.2.6.1 Les mesures à l'affleurement

A l'exception des carrières de granite d'Abousekakoi et d'Adzopé les affleurements rocheux permettant des mesures de fracturation sont médiocres. La densité du couvert végétal et le recouvrement des grands ensembles géologiques par les produits d'altération sont autant de freins à la réalisation d'une telle étude. A la limite, la microfissuration et le diaclasage qui affectent certains blocs rocheux ont été pris en compte lorsque cela était possible.

En définitive il s'agissait, pour nous, de mesurer toutes les discontinuités observées (fractures, fissures, diaclases) sur les différentes unités géologiques et dont la longueur excédait le mètre.

. Carrières et environs d'Adzopé

Les mesures, reportées sur rosace (pas de 10°), permettent de différencier plusieurs directions (fig. 10) dont les principales sont :

- N 130 - N 140 et N 120 - N 130. Ces deux familles tranchent sur les autres ;
- de façon moins visible, les familles N 90° - N 100, N 110 - N 120 et N 140 - N 150.

Le bati géologique dans cette localité est constitué de granites à deux micas présentant de nombreuses fractures très ouvertes qui jouent le rôle de voies de communication des eaux. Ainsi dans l'ancienne carrière d'Adzopé sur la route de Nkoupé nous avons pu observer des suintements qui, bien que faibles, sont des exemples éloquents du rôle joué par ces fractures, à savoir qu'elles permettent la percolation des eaux dans ce massif. L'intense microfissuration qui accompagne les fractures dans tous ces terrains expliquerait le taux de succès relativement élevé lors des forages, même si les débits ne sont pas très élevés.

Les pendages relevés sont presque tous subverticaux.

Un réseau de diaclasage affecte également ces formations mais dans certains cas, il est associé à un remplissage quartzeux.

Au niveau des deux carrières séparées d'environ deux ou trois kilomètres, il ressort que la principale direction N 90 - N 100 est constante mais secondairement les familles de fractures associées à celle-ci ont des directions loin d'être voisines.

- dans la carrière située sur la route de Nkoupé, la seconde famille est 0° - N 100 (fig. 11 a) ;
- celle d'Abousekakoi est de N 120 - N 130 (fig. 11 b)

Il y a donc un déphasage de 120° entre ces deux secondes familles de directions.

. Secteur de Boudepé

Dans cette zone située plus à l'ouest que la précédente c'est la direction N 130 - N 140 qui prédomine. L'aspect chaotique de cet affleurement et l'ouverture assez large des fractures nous amènent à supposer que les mouvements responsables de ces fractures n'ont pas connu la même intensité dans la région.

Ces différentes observations montrent qu'au niveau de cet ensemble granitique, l'omniprésence d'une famille de directions de fractures ne s'affirme pas nettement lorsqu'on passe d'une zone à une autre.

. Région d'Assikoi

Les directions relévées sur les granites des secteurs précédents se démarquent sensiblement des zones arkosiques (fig 11 c) où c'est la famille N 100 - N 110 qui ressort. Elle est accompagnée par les familles N 110 - N 120 et N 120 - N 130.

Ces légères variations de directions au niveau des différentes séries géologiques soulignent la multiplicité des réseaux de fractures qui affectent les affleurements. La fracturation n'est pas uniforme dans le bassin versant tout comme la mise en place des différentes unités géologiques. La rosace d'ensemble du bassin versant fait ressortir différentes familles qui s'affichent par couple :

- N 120 - N 130 et N 130 - N 140 ;
- N 90 - N 100 et N 100 - N 110

Au niveau des filons de quartz qui jalonnent tout le bassin la direction N 120 - N 130 s'individualise très clairement. Ces filons de quartz tapissent des fractures qui dans ce cas jouent un rôle hydraulique mineur.

Il est remarquable de constater qu'au niveau de l'ensemble du bassin la distribution des directions de fractures et fissures n'épouse pas celles des grands sillons éburnéens. Il s'agit de fractures que nous qualifierons de locales, l'échelle d'étude empêchant de suivre les fractures de grandes extensions.

Ces grandes fractures d'amplitude hectométrique à kilométrique qui affectent le craton Ouest-africain sont également connues en Côte d'Ivoire. En milieu forestier il est difficile de les mettre en évidence à l'affleurement. Selon NGUESSAN A. (1985) cette difficulté repose sur le fait que ces failles sont le plus souvent matérialisées sur le terrain par la présence de thalwegs mais le recouvrement pédologique réduit les possibilités de les observer directement. Cependant, nous admettrons que certains éléments visibles à la surface du sol, vallées très étroites, alignement morphostructuraux lesquels sont facilement repérables sur images de satellite, soient

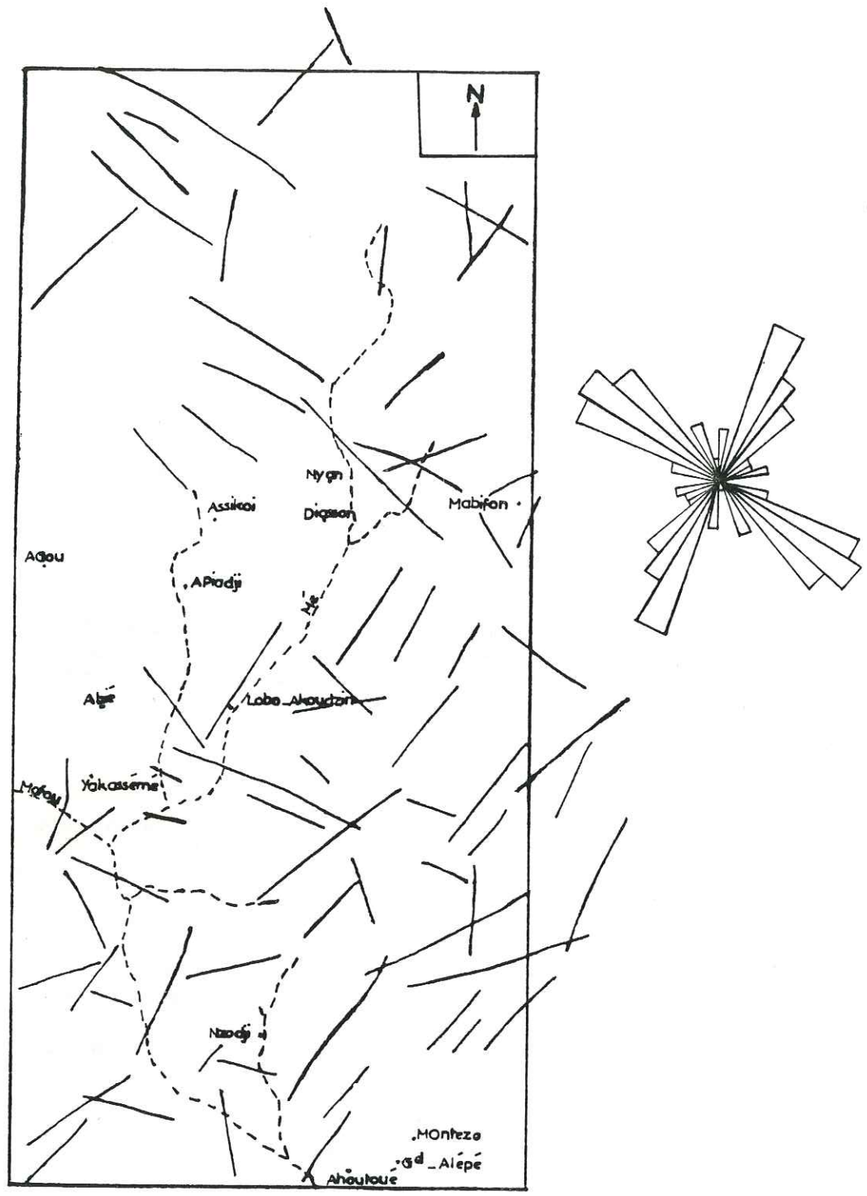


Fig. 12 : Lineaments selon image de satellite au 1/500 000 du bassin versant de la Mé

assimilés à des directions structurales.

1.2.6.2 Les données des images de satellites

A cette échelle d'étude, 1/500 000, les détails sur les images ne sont pas trop précis de sorte qu'il est pratiquement difficile de relever toutes les fractures. Cependant, dans cette approche de la fracturation un certain nombre d'alignements morphostructuraux ressortent (fig. 12).

Les alignements N 20 - N 30 et N 120 à N 130 sont les plus nombreux.

Sur la moitié sud de la carte de linéaments selon images de satellite -entre Diasson et Nzodji- les directions comprises entre N 20 et N 30 figurent en bonne place. Les unités géologiques de ces secteurs sont constituées de schistes et métasédiments birrimiens. Il apparait donc que la famille de directions N 20 - N 30, qui était oblitérée sur les rosaces des fractures relevées à l'affleurement, s'affirme plus nettement. Ce couple de directions correspond à l'orientation des grands accidents birrimiens.

Dans la moitié Nord de la carte, la priorité revient au couple de directions N 120 - N 130. Cette famille de fractures se retrouve bien à l'affleurement, sur les fronts de carrières de granites. Elle représente non seulement l'orientation prédominante des filons de quartz mais également celle des grandes fractures du bassin versant.

Les directions N 110 - N 120 apparaissent secondairement.

Les couples N 30 - N 40 et N 130 - N 140 sont également fréquents mais à un degré moindre.

La famille de directions N 90 à N 100 absentes ici et sur le réseau hydrographique se dégagent largement sur les observations de terrains.

Ces différentes directions définissent nettement la géométrie des aquifères.

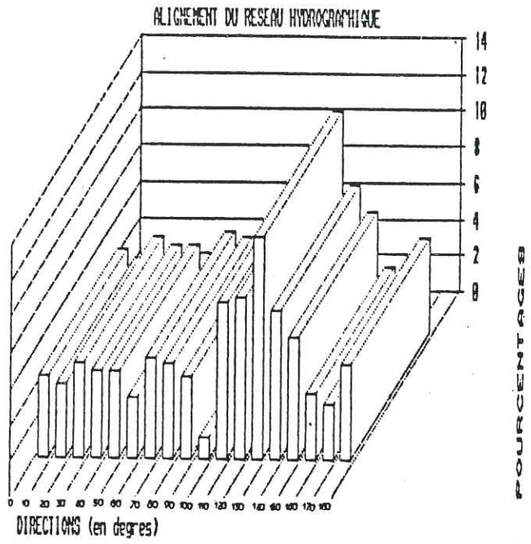
Il aurait été plus intéressant de disposer de photographies à grandes échelles afin d'obtenir le plus de renseignements possible entre autres, les directions à forte densité locale.

A la lumière des résultats actuels et vu les nombreuses remarques antérieures formulées, il parait impérieux d'utiliser plusieurs méthodes, entre autres, images de satellites à grandes échelles (1/200 000, 1/100 000), photographies aériennes, relevés aéromagnétiques. La conjonction de ces divers procédés contribuerait à compléter et à affiner les données obtenues et de les caler à l'échelle régionale.

1.2.7 Relation entre fracturation et réseau hydrographique

L'observation de la carte d'ensemble du réseau hydrographique de la Côte d'Ivoire permet de noter que l'orientation de celui-ci n'est pas le fait du hasard. En effet, les

Fig. 13 : Alignements du réseau hydrographique du Bassin Versant de la Mé



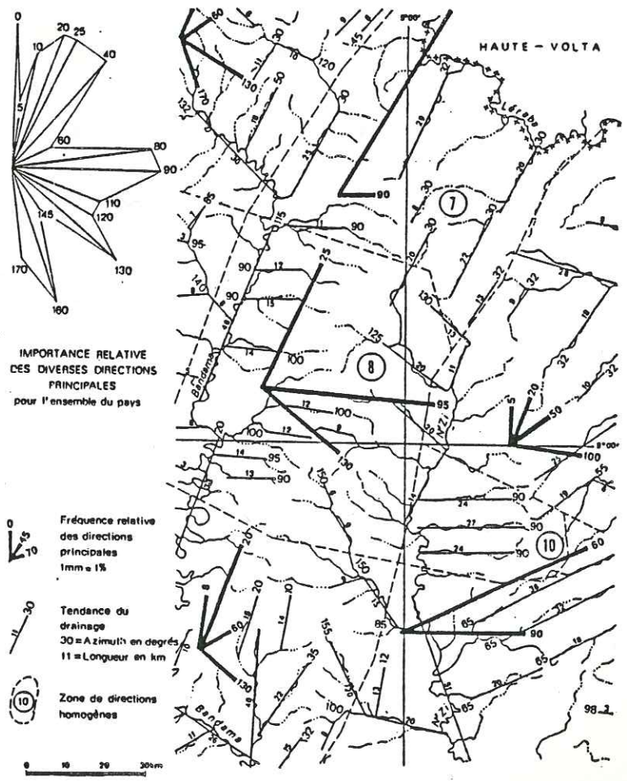


Fig.14 - EXTRAIT DE LA CARTE "PRINCIPALES ORIENTATIONS PREFERENTIELLES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE DE LA COTE D'IVOIRE" (d'après TAGINI, 1965 b).

principales directions fréquentielles épousent généralement les directions des ensembles géologiques.

Sur les terrains birrimiens les formations géologiques se disposent en bandes alternées, les roches résistantes étant plus en relief de sorte que les cours d'eau empruntent fréquement les bandes schisteuses. Elles correspondent à des lieux de moindre résistance et prennent souvent l'orientation N 30 ° qui coïncide avec la tendance du drainage (fig. 13,14).

Lorsqu'on se ramène à l'échelle du bassin versant de la Mé, l'orientation N 120 - N 130 du réseau hydrographique s'affirme plus nettement (fig.13). Autrement dit, une tendance générale peut soit se perdre, soit devenir secondaire à l'echelle locale comme c'est le cas de la direction N 30. Il faut toutefois souligner que toutes ces directions se retrouvent dans le système du réseau de fracturation. Il est alors tentant d'emboiter le pas aux auteurs qui pensent que les accidents majeurs commandent l'orientation du réseau hydrographique. A ce sujet, BERNARDI A. et MOUTON J. (1980) cités par SAVADOGO A.N. (1984), n'écrivent-ils pas "Dans les roches cristallophyliennes la fracturation du rocher accompagne les dislocations tectoniques qui peuvent avoir plusieurs kilomètres de longueur. Ces fractures ont souvent conditionné le réseau hydrographique qui reflète en partie sa distribution. Elles constituent d'excellents drains pour la circulation d'eau souterraine".

A la suite de nombreux forages réalisés dans les régions cotonnières de Côte d'Ivoire, BOURGUET L et al. (1981) montrent que l'altération et le système de fissuration conditionnent la distribution du réseau hydrographique. Ainsi, dans la prospection des eaux souterraines si le réseau hydrographique devient un critère important dans le choix et l'implantation des points d'eau il est de plus en plus reconnu que les résultats obtenus ne sont pas toujours probants. Les échecs rencontrés témoignent donc que certaines directions de fracturation ne sont pas toujours favorables sauf si elles sont accompagnées d'une microfissuration.

Cette analyse n'est peut être pas suffisante mais elle montre la prudence que l'on doit observer lorsqu'on associe le réseau hydrographique à la fracturation. D'ailleurs SAVADAGO A.N. (1984) note que "L'expérience de ces dix dernières années montre qu'il existe en effet des zones fissurées profondes mais sèches" ce qui revient à dire que si des discontinuités profondes sont soulignées éventuellement en surface par un réseau hydrographique la relation entre les deux systèmes n'est pas toujours évidente .

1.2.8 Conclusions

Les formations birrimiennes doivent leur complexité à des conditions de dépôt non encore élucidées totalement. La majeure partie des formations du bassin de la Mé qui appartiennent au birrimien supérieur, illustrent bien ce contexte.

Les observations de terrain, les études pétrographiques et géochimiques ont montré l'extrême variation latérale de faciès lithologique d'une zone à une autre. Ceci parait signifier que celle-ci soit le reflet de leur mise en place. Les conditions de sédimentation locale du bassin de la Mé peuvent se résumer de la façon suivante :

- une phase de sédimentation lente et calme qui assure le dépôt des éléments fins argileux ;

- une phase d'érosion lui succède ensuite et permet aux grauwackes, arkoses, quartzites de se déposer. Parallèlement des ouvertures de fractures ont permis la montée d'un magma. Cette dernière phase qui a été répétitive va se matérialiser visiblement sur le terrain par une alternance entre les différents faciès.

L'hétérogénéité lithologique enregistrée dans les schistes peut être attribuée à la diversité des terrains érodés et déposés. Ce n'est que plus tard, au cours de l'orogénèse éburnéenne, qu'ils seront plissés.

L'étude géochimique des roches met en évidence la pau - vreté en éléments ferromagnésiens des granites à deux micas du bassin de la Mé. Dans leur ensemble, les granites sont plus sodiques que calciques.

Leur alcalinité varie du centre vers les bordures du massif.

A l'opposé des granites à deux micas, les métasédiments sont plus riches en minéraux ferromagnésiens confirmant ainsi que ces formations dérivent de roches de nature différente et probablement plus anciennes.

L'âge de la mise en place des granites à deux micas est encore loin de faire l'unanimité de tous les auteurs. En effet, la présence de lambeaux de micaschistes et gneiss mesozonaux signalés par H. ADAM, au contact de ces granites est peut être le témoin de formations antérieures au cycle éburnéen comme le remarquait BESSOLES B. (1977) pour les granites à deux micas de la ride d'Aboisso. Il n'est pas exclu de supposer que les âges obtenus concernent le rajeunissement de ces roches et non leur mise en place. Enfin seules des études géochronologiques poussées sur des roches totales permettront de confirmer ou d'infirmer leur appartenance ou non au birrimien et de lever définitivement les incertitudes qui subsistent.

Les mesures de discontinuité sur le terrain ont permis de noter, malgré la rareté des affleurements, qu'il n'apparait pas une nette prédominance d'une famille de fractures ou fissures. Sur le terrain deux couples de familles apparaissent fréquemment :

- N 120 - N 130 et N 130 - N 140
- N 90 - N 100 et N 100 - N 110

L'adjonction des images de satellite permet non seulement de confirmer l'existence du premier couple de fractures N 120 - N 130 mais aussi fait apparaitre les directions N 20 - N 30 des grands accidents birrimiens.

Ces principales familles se retrouvent dans l'orientation du réseau hydrographique dont certains auteurs pensent qu'il souligne ou suggère des fractures profondes par son tracé rectiligne.

L'hétérogénéité des directions de fracturation à l'échelle du bassin traduit bien le caractère discontinu des aquifères dont l'extension est liée à l'importance des fractures. Les réseaux de diaclases subordonnées à ces fractures constituent des relais où transitent les eaux pour rejoindre les nappes profondes. Une continuité hydraulique semble donc exister entre couverture et substratum.

1.3 CLIMATOLOGIE - REGIME HYDROLOGIQUE - PIEZOMETRIE

1.3.1 CLIMATOLOGIE

Le bassin versant de la Mé à l'instar de tout le reste du pays, connait des perturbations pluviométriques liées sans nul doute aux facteurs climatiques sur lesquels nous jettetrons un regard.

Nous disposons pour cela d'observations effectuées par le service de l'ASECNA*. Les lacunes ou erreurs constatées sur certaines mesures ont été complétées ou corrigées, si possible, grâce aux données recueillies à la DRES** et à l'IRHO***.

1.3.1.1 La température

Dans le tableau ci-dessous sont consignées les moyennes des températures enregistrées sur vingt-neuf ans par le service de l'IRHO. Nous étendrons ces valeurs à l'ensemble du bassin versant compte tenu de l'absence de données disponibles au niveau des autres stations.

Tableau 4 : Moyenne mensuelle des températures mesurées à la station IRHO-la Mé. Période 1957-1985

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D.	Moy. annu.
Temp. moy. en °c:	26,3	27,3	27,5	27,5	26,8	25,6	24,6	24,5	25,2	25,9	26,2	25,9	26,1

Les températures mensuelles présentent de très faibles écarts 1 à 2°C environ. Ce qui suppose qu'elles restent voisines presque toute l'année. Cependant il faut remarquer qu'elles sont plutôt locales et peuvent varier sensiblement

---

* ASECNA : Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar.

** DRES : Division des Ressources en Eaux de Surface

*** IRHO : Institut de Recherches des Huiles et Oléagineux

d'une zone à une autre. Ainsi la moyenne annuelle qui est de 26,1 °C ne donne seulement qu'une idée globale de la température de la région.

1.3.1.2 L'humidité relative

L'abondance de la végétation et le tapis de feuilles qui recouvrent le sol atténuent l'ensoleillement permettant ainsi de maintenir l'humidité constante (80 %) dans le temps. Par conséquent, à l'exception de certaines zones dégradées, le phénomène d'altération est bien entretenu.

Tableau 5 : Moyenne mensuelle de l'humidité relative (%) sous abri à la station IRHO La Mé. Période 1957-1985

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne annuelle
Humidité relative (sous abri (%)	80,8	79,6	80,1	80,9	84,5	88,1	86,5	86,1	85,2	84,8	84,6	83,9	83,8

Ces moyennes mensuelles ne nous permettent pas d'apprécier correctement les variations journalières. Toutefois, l'observation du tableau montre que le mois de juin présente le taux d'humidité le plus élevé. Ceci s'explique simplement par l'abondance des pluies en juin par rapport aux autres mois.

1.3.1.3 Les précipitations

Le bassin versant de la Mé est marqué par un régime pluviométrique de type équatorial caractérisé par quatre saisons :

- une grande saison de pluies d'avril à mi-juillet avec une pointe en juin. C'est d'ailleurs la plus intense ;
- une petite saison sèche de mi-juillet à septembre ;
- une petite saison de pluies de septembre à novembre et centrée en octobre. En réalité, celle-ci est imprévisible, elle peut être très brève ou relativement longue d'une année à une autre ;
- Enfin, une grande saison sèche de décembre à mars.

Il faut souligner qu'en plus de ces différences saisonnières ce régime équatorial est soumis à diverses variétés régionales. De ce fait, si le sud jouit encore de ce type de climat, il n'en est pas de même pour le Nord du pays qui s'intègre au fil des années au climat tropical humide.

Nous avons sélectionné quatre postes pluviométriques à l'intérieur du bassin versant dont les mesures et les périodes d'observation (4 à 63 ans) nous ont paru plus représentatives.

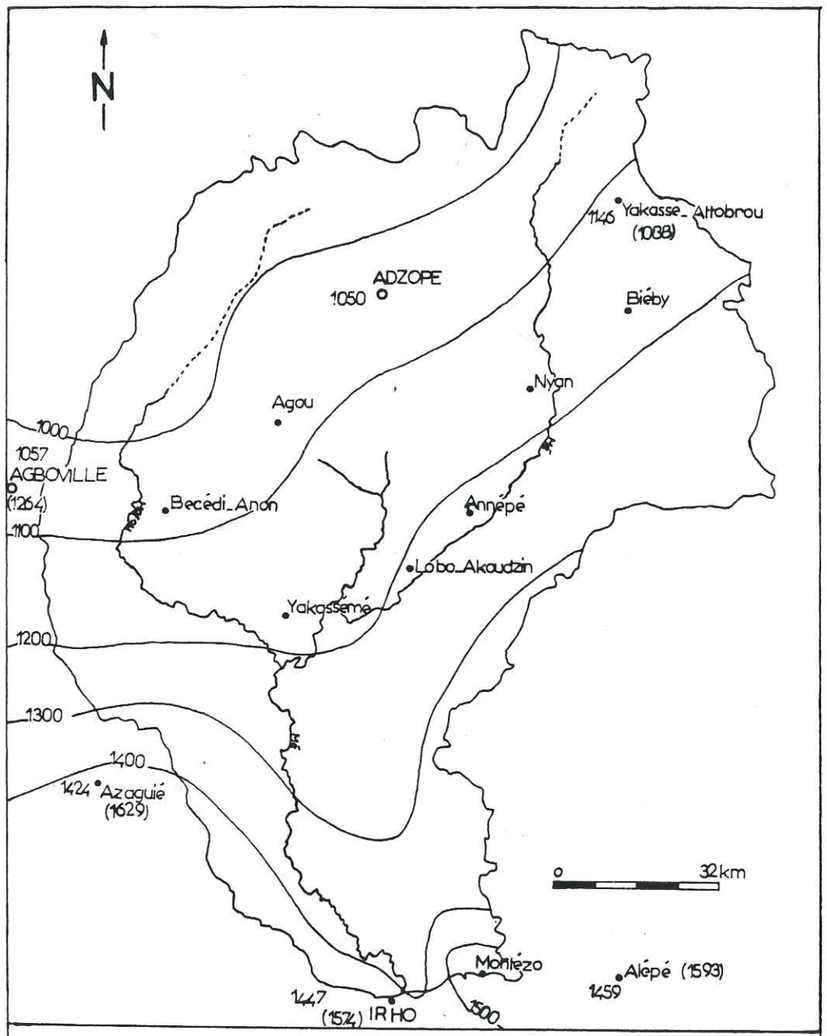


Fig. 15 : CARTE PLUVIOMETRIQUE DU BASSIN VERSANT DE LA ME
isohyète interannuelle 1980_1984
(1574) Pluviométrie en 1985 (mm)

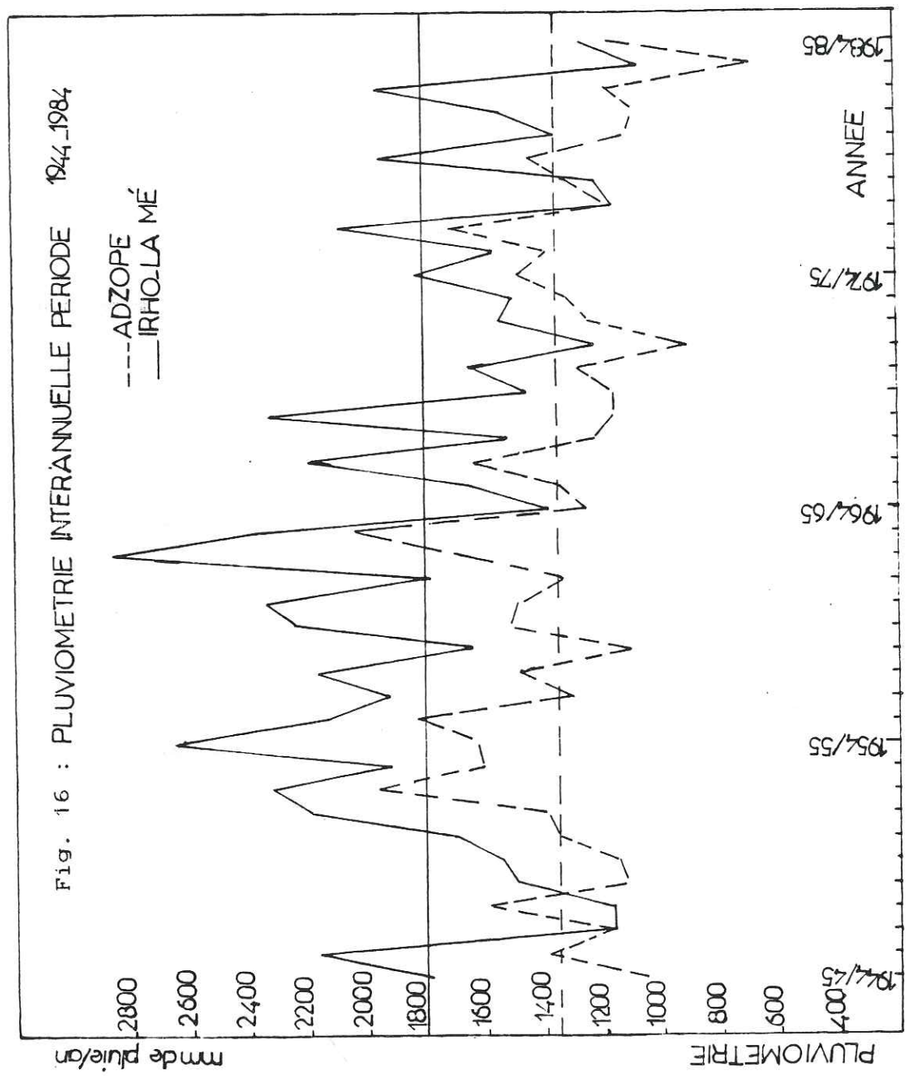


Fig. 16 : PLUVIOMETRIE INTERANNUELLE PERIODE 1944-1984

A ceux-ci nous avons adjoint quatre autres qui jouxtent le bassin versant.

Les données annuelles

L'irrégularité interannuelles des pluies est un fait de plus en plus marquant à l'échelle de notre bassin versant au regard de la carte pluviométrique (fig 15).

Elle est marquée par une alternance d'années sèches et d'années humides. A ce titre, l'examen de la figure 16 montre une période sèche de 1948 à 1950, suivie d'un cycle très pluvieux entre 1951 et 1963, à l'exception de l'année 1958, avec des maxima jamais égalés en quarante ans et soixante ans d'observation à ces deux postes qui sont situés l'un au Nord du bassin versant Adzopé et l'autre au Sud : IRHO la Mé.

Adzopé : Maximum : 2 054 mm en 1963

IRHO la Mé : Maximum : 2 869 en 1962

Ces maxima représentes respectivement le triple et le double des minima observés à ces différents postes. Depuis lors, l'évolution de la pluviométrie se fait en dents de scie avec une tendance à la baisse atteignant un seuil critique en 1983.

Adzopé : Minimum : 706,9 mm en 1983

IRHO la Mé : Minimum : 1074 mm en 1983

Cette cassure de la pluviométrie à partir de 1983 correspond à la période d'assèchement quasi généralisée des eaux de surface et partant des nappes phréatiques dont l'alimentation en eau est de moins en moins assurée. Les écarts-types relativement élevés corroborent bien ces variations interannuelles (tableau 6)

Tableau 6 : Caractéristiques des précipitations (mm) aux stations : Adzopé, Alepé, IRHO la Mé

	Période	Moyenne (mm)	Ecart-type σ (mm)	Coefficient de variation C_v (mm)
Adzopé	1945-1984	1362	267	0,19
Alepé	1956-1984	1606	435	0,27
IRHO la Mé	1945-1984	1809	440	0,24

Fig. 17 : Ajustement à la loi de Gauss des Pluies annuelles station IRHO La Mé (1945-1984)

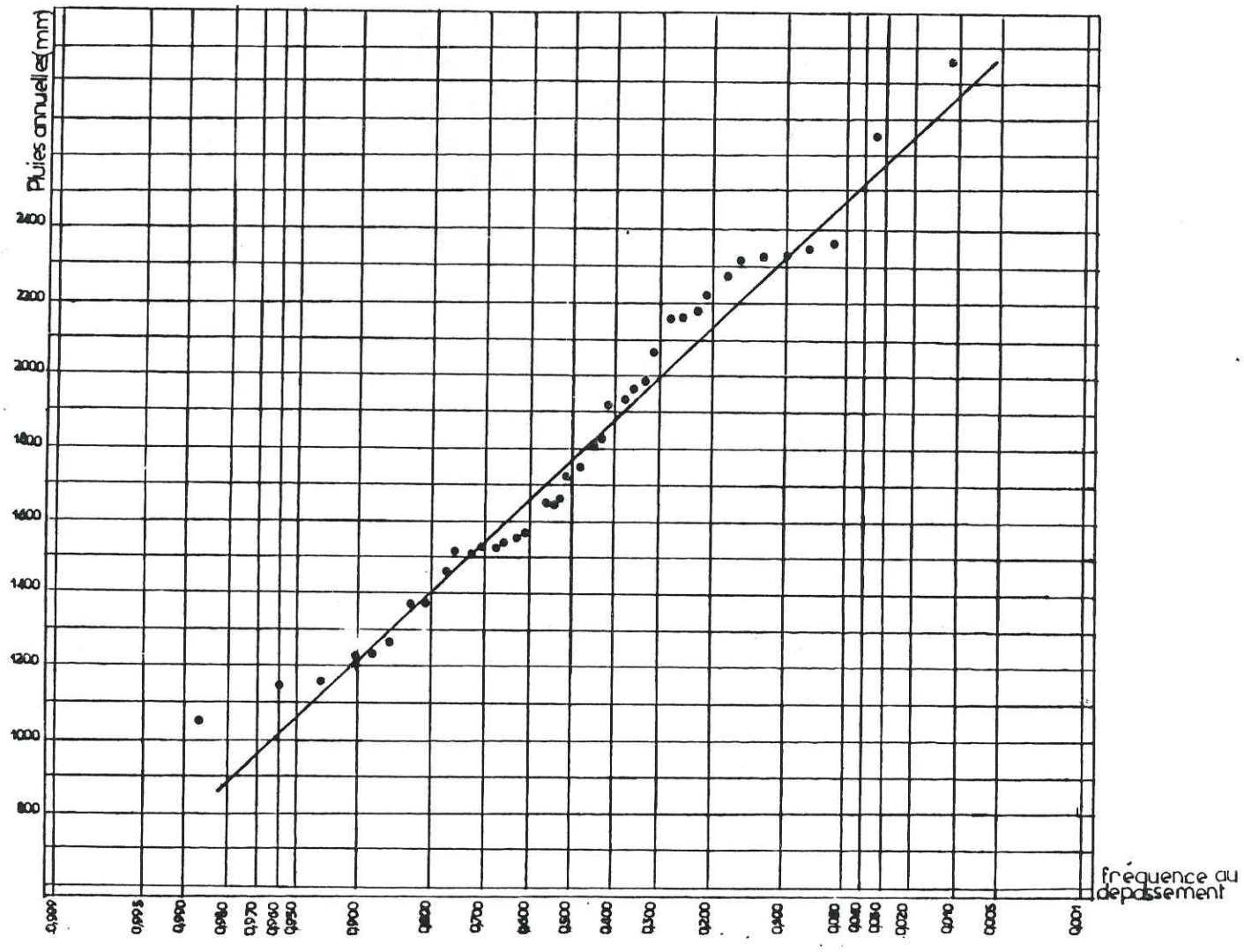
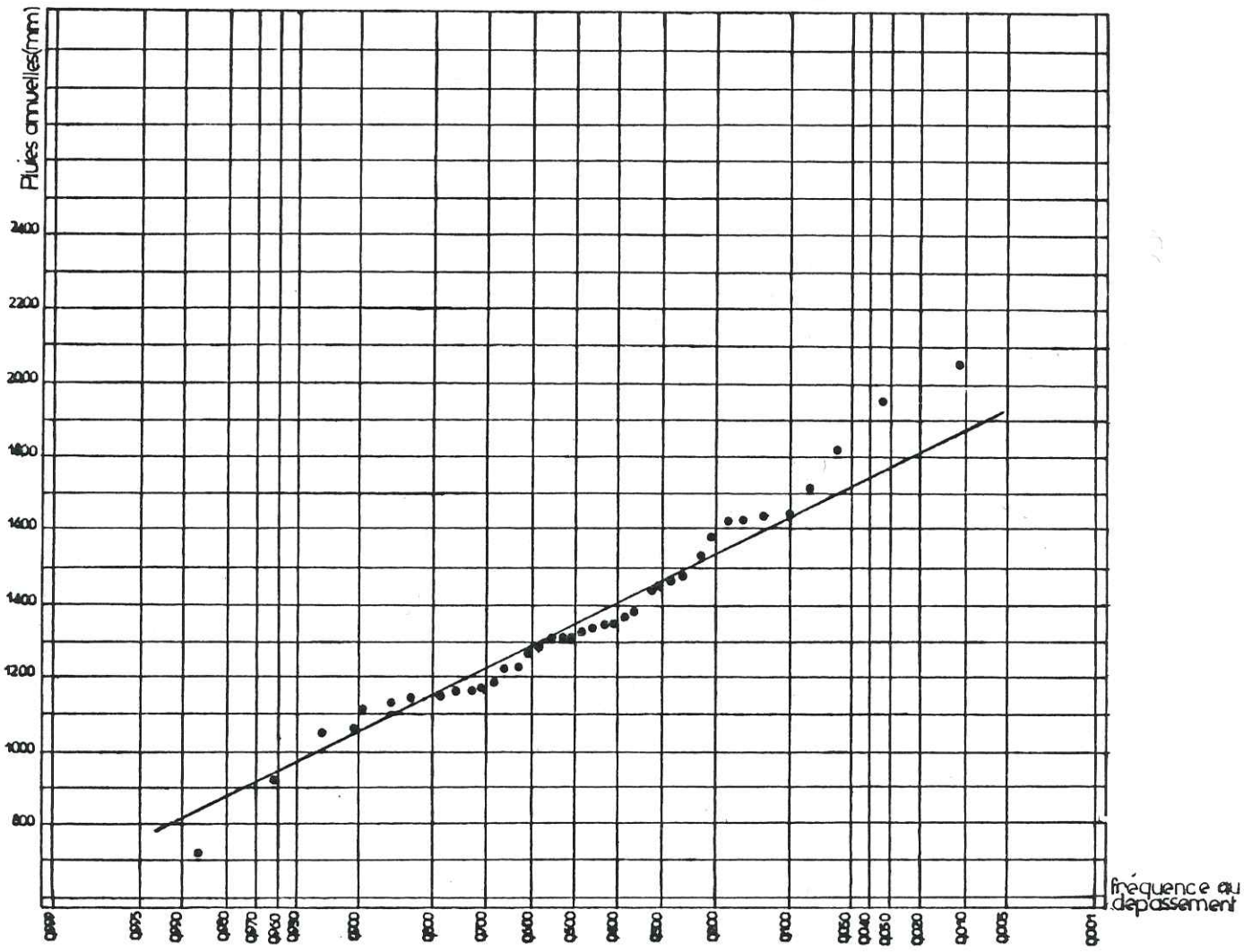


Fig. 18 : Ajustement à la loi de Gauss des Pluies annuelles station ADZOPE (1945-1984)



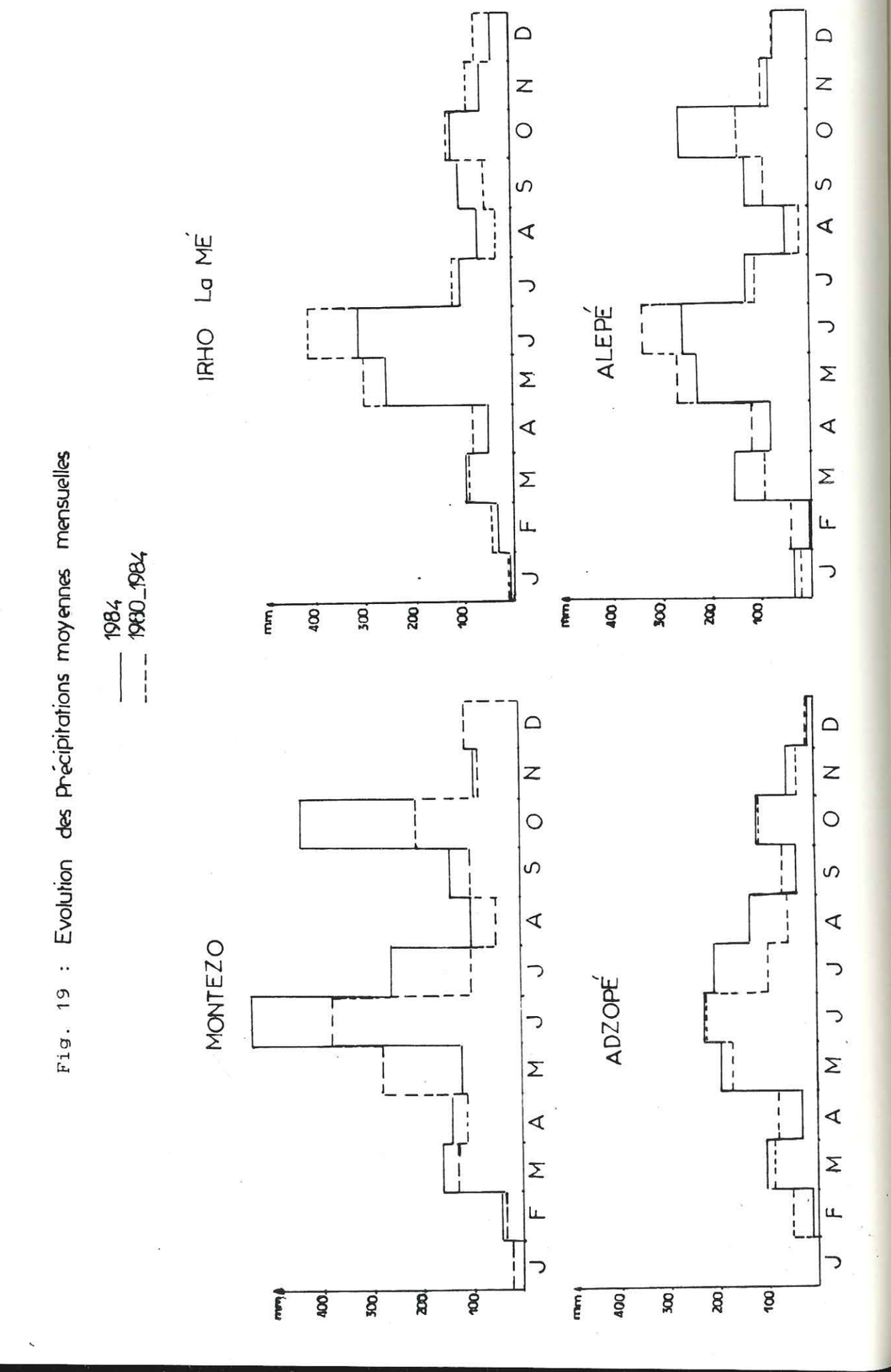


Fig. 19 : Evolution des Précipitations moyennes mensuelles
— 1984
--- 1980_1984

L'ajustement de la pluviométrie annuelle à la loi de Gauss (fig.17,18) aux postes d'Adzopé et IRHO la Mé, qui offrent de longues séries d'observations, permet d'évaluer les hauteurs suivantes :

	Adzopé	IRHO la Mé
Année décennale sèche :	1 086 mm	1 222 mm
Année décennale humide :	1 640 mm	2 340 mm

Ce qui correspond à un coefficient d'irrégularité K = 1,5 pour Adzopé et K = 1,9 pour IRHO la Mé. L'année 1984 a une période de retour théorique de cinq ans à Adzopé et de huit ans à IRHO la Mé. 1983 a une probabilité d'apparition de 0,9875 à Adzopé tandis que celle de 1984, toujours à la même station, est de 0,7575. Par contre, la valeur maximale observée en 1963 a une probabilité d'apparition de 0,0125 soit une période de retour de 80 ans

De tout ceci, il apparait qu'il y a plus de probabilité d'avoir des années sèches que d'années humides. Cette analyse, assez pessimiste du reste, montre le contexte défavorable de la pluviométrie au niveau du bassin versant. Nous verrons par la suite que cette situation aura des incidences sur la recharge des nappes.

Données mensuelles

L'évolution des précipitations moyennes mensuelles (fig. 19) permet de faire les remarques suivantes :

- une hétérogénéité spatiale de la pluviométrie. Déjà LAFFORGUE A. (1974) dans une étude hydrologique de la Mé à Nyan mettait en relief cette situation. Certains postes accusent un déficit pluviométrique mensuel alors que d'autres, plus voisins, sont excédentaires. C'est le cas de la station de IRHO la Mé et de celle de Montézo ;

- la petite et la grande saison de pluies sont très marquées en 1984, surtout à Montézo, puisqu'on y enregistre des hauteurs très élevées par rapport à la moyenne sur cinq ans. Ces excédents pluviométriques sont exceptionnels et ne doivent pas masquer pour autant le déficit pluviométrique enregistré sur tout le bassin durant la période 1983-1984 (tableau 7).

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total (mm)	Période 1980-1984
Adzopé	0	25,1	56	72,3	185,9	203,9	104,8	97,8	53,2	100,9	59,2	14	973	1049,8
Agboville	1,5	19,4	40,4	99,2	163,8	198,3	122,9	56	43,2	107,7	73,4	56,7	982	1057,2
Alepé	18,9	8,7	83,3	79,7	256,7	250,5	73,9	34,1	123,1	179,3	66,7	104,2	1279	1459,2
Azaguié IFAC	3	18	140	114	202	213,5	144	71	84,5	156	94,5	81	1317	1424
IRHO la Mé	7	21,5	53,5	80,5	308,5	262,5	66	48,5	76,5	105	62	83	1174	1446,8
Montezo	3,2	22,2	86	119,1	274,2	371,1	52,5	68,2	142,6	269,9	59,1	126,7	1596	1598,8
Yakassé Attobrou	1	47	75,4	106,5	137,6	259,4	37,4	75,5	115	232,1	61,9	80	1229	1146,3
Yapokoi	3,7	34,5	116,8	114,9	102,2	318,4	203,2	56,9	72,4	205,4	101,1	122	1451	1490,9

Tableau 7 : Pluviométrie moyenne mensuelle (mm) 1983-1984

En 1985, on enregistre une amélioration sensible de la pluviométrie à certains postes par rapport à l'année moyenne (tableau 8) et pour l'ensemble des stations l'amélioration en 1985 est très nette par rapport à la période 1983-1984. Ceci est dû au fait que la grande saison des pluies a été excédentaire. Cependant, il faut garder à l'esprit que les conditions climatiques peuvent varier d'une année à l'autre voire d'une région à une autre car les facteurs déterminant la possibilité de pluie sont changeants dans le temps et dans l'espace.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total (mm)	Année moyenne (mm)
Adzopé	9	30	159	120	167	124							609	1179,9 (1944-1984)
Abgoville	37	34	102	121	148	196	156	95	124	83	129	39	1264	1151,9 (1972-1985)
Alepé	75	108	107	103	269	275	189	102	61	106	176	22	1593	1603,8 (1956-1985)
Azaguié	83	46	147	177	216	285	72	107	92	190	138	78	1629	1603,8 (1960-1985)
IRHO La Mé	146	70	67	99	213	301	193	59	67	74	280	6	1574	1817,9 (1922-1985)
Yakassé Attobrou	92	36	81	152	102	191	124	81	32	145	37	15	1088	1211 (1976-1985)
Yapokoi	7	55	108	102	245	237	260	164	201	163	105	32	1679	1484,3 (1976-1985)

Tableau 8 : Pluviométrie moyenne mensuelle (mm) 1985

La lame d'eau précipitée sur l'ensemble du bassin pour la période 1983-1984 a été déterminée arithmétiquement. Elle correspond à une hauteur d'eau de 1 250 mm. Cette moyenne accuse un déficit de 84 mm, soit 6 %, par rapport à la période 1980-1984. Il y a dix ans, cette région était comprise entre les isohyètes 2 000 et 1 500 mm. Le bassin de la Mé, comme on peut le constater tout au long de cette étude, n'a pas échappé à la vague de sécheresse qui a touché le pays.

1.3.1.4 Evapotranspiration

En région tropicale, soumise à une forte chaleur, l'évapotranspiration tient une place de choix après les précipitations. Elle exprime les pertes en eau par évaporation des nappes superficielles et souterraines et par transpiration des végétaux.

Les méthodes qui permettent l'évaluation de ce paramètre sont aussi nombreuses que variées, entre autres, les méthodes de Turc, Thorntwaite et Coutagne pour ne citer que celles-ci. Elle peut se faire également à partir d'appareils de mesures appropriés.

1.3.1.4.1 Evaluation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Méthode de Turc

Cette méthode qui est utilisée par de nombreux instituts de recherches agronomiques a donné des résultats probants en Afrique. Cette formule s'exprime comme suit :

- pour Hr > 50 %

$$ETP = (Ig + 50).\ 0{,}40\ \frac{t}{t + 15}$$

avec $Ig = Ig_A\ (0{,}18 + 0{,}62\ \frac{h}{H})$

- pour Hr < 50 %

$$ETP = (Ig + 50).\ 0{,}40\ \frac{t}{t + 15}\ (1 + \frac{50 - Hr}{70})$$

Hr : humidité relative
t : température moyenne mensuelle mesurée à 12 h
Ig : radiation solaire globale exprimée en petites calories par cm^2 de surface horizontale et par jour
Ig_A : énergie de la radiation solaire qui atteindrait le sol en l'absence d'atmosphère exprimée en $cal/cm^2/jour$. Elle ne dépend que de la latitude du lieu et est fournie par les tables d'Angot

$\frac{h}{H}$: l'insolation relative où :
h = durée d'insolation en heure mesurée à l'héliographe
H = durée astronomique du jour exprimée dans la même unité que h. La valeur de H ne dépend que de la latitude du lieu et est donnée par les tables d'Angot.

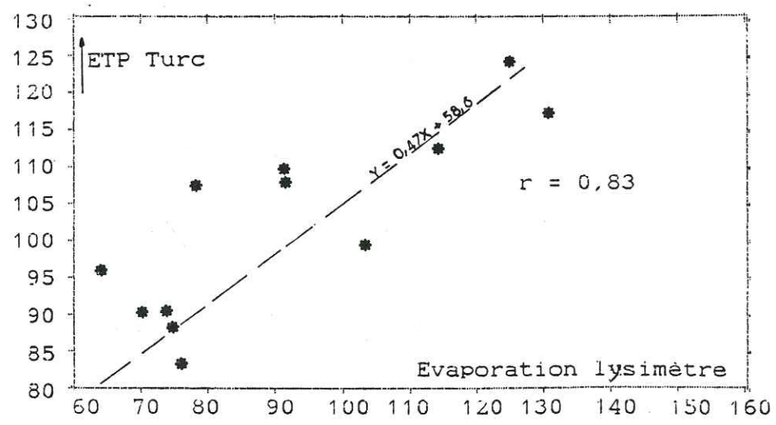
Ig est déterminé à la station de l'IRHO la Mé. Ces valeurs permettent de calculer l'évapotranspiration potentielle pendant l'année hydrologique 1983-1984. Les résultats sont mentionnés dans le tableau 9.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Année 1983-1984 ETP (mm)	99	112,6	117	123,8	107,9	90	87,9	83	90,5	109,6	107,1	95,6

Tableau 9 : Valeurs de l'ETP selon la méthode de Turc (mm) 1983-1984

La valeur moyenne interannuelle de l'ETP s'élève à 1 224 mm. Elle n'est valable que si l'on considère que le sol est mouillé en permanence. Ce qui est loin d'être le cas en toute saison. Cette valeur de l'ETP Turc calculée est légèrement supérieure à celle de l'évapotranspiration mesurée à IRHO la Mé, à partir d'un lysimètre à drainage total et qui est de 1094,4 mm.

Fig. 20 Correlation entre évapotranspiration lysimètre à drainage total et évapotranspiration Turc mensuelle



La correlation entre évapotranspiration Turc et évaporation, déterminée à IRHO la Mé à partir d'un lysimètre à drainage total, à l'échelle mensuelle est bonne r = 0,83.

Méthode de Thornthwaite

C'est une méthode empirique basée sur les températures.

$$ETP = 1,6 \left(10 \frac{T}{I}\right)^a$$

avec $I = \sum_{1}^{12} i$ et $i = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514}$

$$a = 0,49239 + 1792.10^{-5} I - 771.10^{-7} I^2 + 675.10^{-9} I^3$$

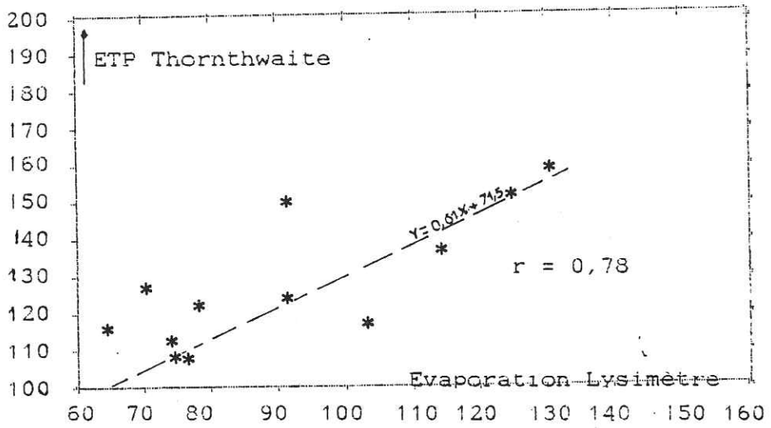
ETP : évapotranspiration potentielle en mm
T : température moyenne mensuelle en °C
I : indice thermique annuel
i : indice thermique mensuel

Les valeurs mensuelles de l'ETP, obtenues et consignées dans le tableau ci-dessous, sont lues sur l'abaque de Thornthwaite d'après les températures reccueillies à la station IRHO la Mé (1983-1984). Ces valeurs sont corrigées par un coefficient K qui tient compte de la latitude, c'est à dire de la durée de l'ensoleillement et du nombre de jours du mois.

Tableau 10 : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm) méthode de Thornthwaite

	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	Total
T °C	28	27,1	25,8	24,8	24,7	25,2	26	26,2	25,6	25,7	27,9	28,6	
i	13.6	13,5	11,9	11,3	11,2	11,6	12,1	12,3	11,8	11,9	13,5	14	148,7
ETP mens. non corrigée (mm)	148	141	123	102	102	111	120	123	114	114	146	153	
K	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02	1,02	0,93	1,03	
ETP corrigée (mm)	151	149	127	108	107	112	124	122	116	116	136	158	1526

Fig 21 Corrélation entre évapotranspiration lysimètre et évapotranspiration thornthwaite mensuelle



NOMBRE D'ANALYSES 12

La correlation entre l'évaporation lysimètre et l'évapotranspiration Thornthwaite mensuelle est acceptable r = 0,78 mais significative. Elle montre ainsi que l'ETP Turc se rapproche plus de la réalité.

La connaissance des valeurs de l'ETP nous permettra d'accéder au calcul de l'évapotranspiration réelle dans le bilan hydrique de Thornthwaite. Il convient de remarquer que la moyenne annuelle de l'ETP selon Thornthwaite trouvée est élevée par rapport à celle de Turc. Ceci s'explique par une surestimation des valeurs de l'ETP dans le premier cas.

1.3.1.4.2 Evaluation de l'évapotranspiration réelle (ETR)

Selon la méthode de Turc

Cette formule, applicable à tous les climats et proposée par Turc, tient compte de la pluviométrie P et T la température moyenne au dessus de la surface.

$$ETP = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

avec P = précipitation moyenne annuelle en mm

$L = 300 + 27\,T + 0,05\,T^3$

T = température moyenne en °C

P = 1 250 mm pour l'ensemble du bassin versant en 1983 - 1984

T = 26 °C

ETR = 1 076,5 mm soit 86 % des précipitations

Selon la méthode de Coutagne

$$ETR : P - \lambda P^2 \qquad \text{avec} \quad \lambda = \frac{1}{0,8 + 0,14\,T}$$

P : précipitation moyenne annuelle en m

T : température moyenne annuelle en °C

Cette formule n'est valable que si : $\frac{1}{\lambda 8} < P < \frac{1}{2\lambda}$

L'application à la période 1983-1984 conduit à :

$0,560 < P < 2,242$ avec P = 1 250 mm

λ = 0,223

P^2 = 0,3484 m

ETR = 902 mm qui représente 72 % des précipitations

Ces deux méthodes donnent des résultats contrastés. Si ces formules tiennent compte des précipitations et des températures, elles ne prennent pas en compte la répartition journalière des pluies dans le temps ni la durée des pluies.

Evaluation du bilan d'eau par la méthode de Thornthwaite

Pour la période 1983-1984 nous avons choisi le mois d'Avril comme point de départ de l'année hydrologique. C'est en fait le mois où les réserves d'eau dans le sol sont épuisées. Cette méthode est interessante à bien des égards, surtout dans notre région donnée où l'activité principale des populations est l'agriculture, elle permet de donner un intervalle de grandeur des différents paramètres qui concourent à l'estimation des réserves du sol.

Selon Thornthwaite la quantité d'eau que peut emmagasiner le sol pour porter ses réserves superficielles à saturation est de 100 mm.

Aussi, plusieurs cas de figures peuvent-ils se présenter :

1° cas, P > ETP, alors ETP = ETR la reconstitution des réserves d'eau est amorcée. Le surplus de la réserve utile fixée à 100 mm servira à l'écoulement de surface et souterrain.

2° cas, P < ETP, l'évapotranspiration réelle est réalisée aussi bien sur les précipitations que sur les réserves d'eau emmagasinées par le sol. Lorsque celles-ci seront totalement épuisées alors l'évapotranspiration se fera sur les précipitations.

Analyses et critiques des résultats

Au mois de Mai, les précipitations qui s'élèvent à 204 mm sont supérieures à l'évapotranspiration potentielle (149 mm) : 204 - 149 = 55 mm. Cette quantité servira à reconstituer le stock des réserves qui étaient épuisées.

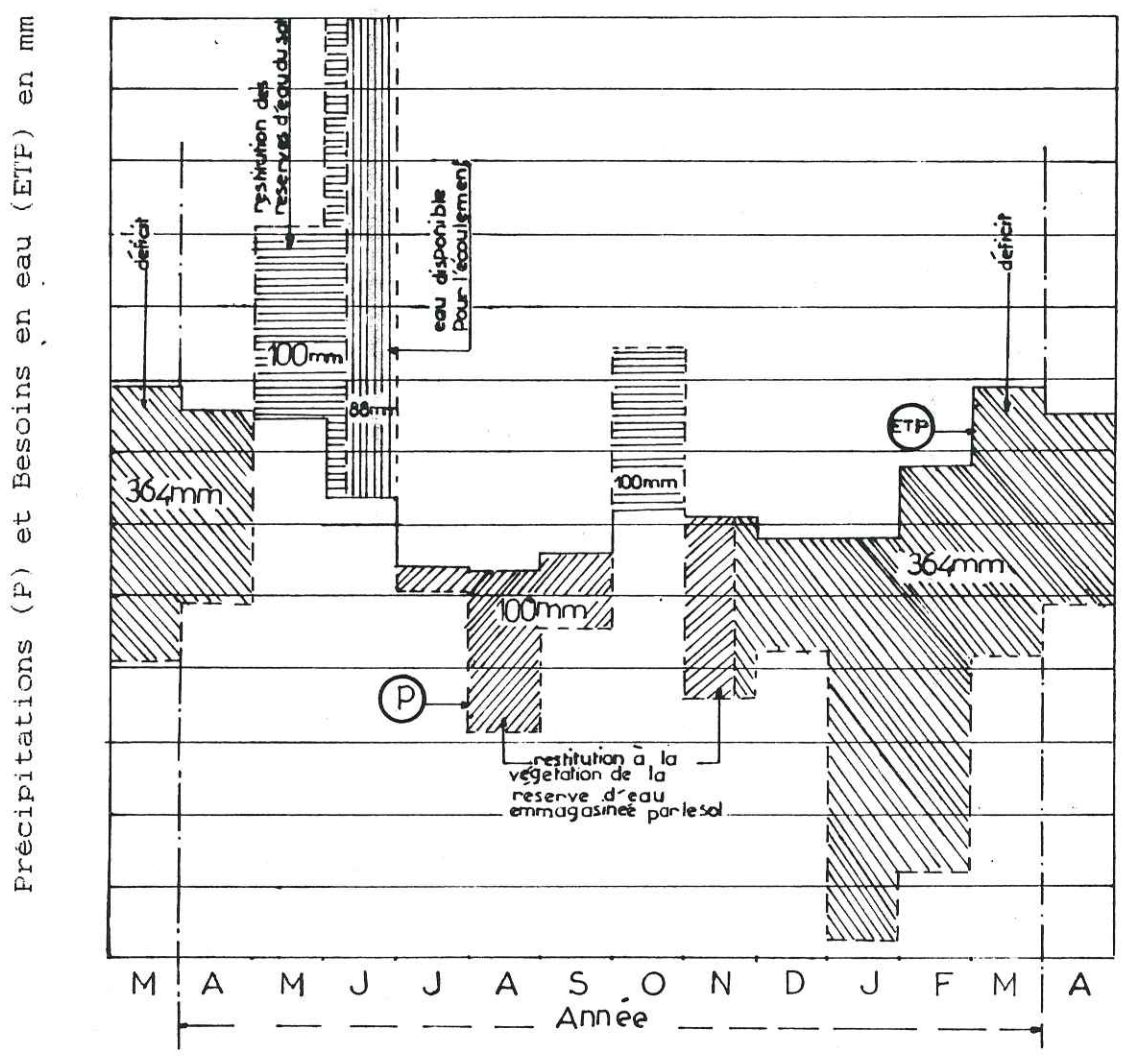
En juin, la saturation du sol est atteinte et même

Tableau 11 : Bilan hydrologique du bassin versant de la Mé (1983-1984)

à partir de la méthode de Thornthwaite

	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Total
ETP corrigée (mm)	151	149	127	108	107	112	124	122	116	116	136	158	1526
P moyenne (mm)	98	204	260	101	63	89	169	72	83	5	24	82	1250
Réserve d'eau utile	0	55	100	93	49	26	71	21	0	0	0	0	
ETR (mm)	98	149	127	108	107	112	124	122	104	5	24	82	1162
Déficit agricole ETP - ETR (mm)	53	0	0	0	0	0	0	0	12	111	112	76	364
Excédent ("water surplus" de Thorthwaite)			88										88
Ecoulement Q "run off" de Thornthwaite	0	0	44	22	11	5	3	2	1	0	0	0	88
P - ETP	-53	55	133	-7	-44	-23	45	-50	-33	-111	-112	-76	-276
Coefficient mensuel d'humidité $\frac{P - ETP}{ETP}$	-0,35	0,37	1,05	-0,06	-0,41	-0,20	-0,36	-0,41	-0,28	-0,96	-0,82	-0,48	

Fig. 22 : Bilan moyen annuel de l'eau dans le bassin versant de la Mé (année 1983_1984)



dépassée de 88 mm. La moitié de cet excédent servira à l'écoulement de surface et l'autre moitié entrera dans l'alimentation de la nappe souterraine.

Il apparait, alors, que la grande saison des pluies a été très déficitaire puisque sur quatre mois de pluies, on a enregistré un excédent uniquement sur un seul mois.

A partir de Juillet, nous assistons à un épuisement du stock. Celui-ci est à nouveau renforcé par l'apport de la petite saison des pluies d'Octobre mais de façon discrète car il n'y aura pas d'eau disponible pour l'écoulement.

En Novembre, la réserve d'eau est totalement épuisée. Le "déficit agricole" (water deficiency) annuel, 364 mm, est plus que significatif des besoins en eau supplémentaire qui manquent aux plantes. N'oublions pas que nous sommes en présence de végétaux ombrophiles"qui aiment l'eau". "L'excédent agricole" (water surplus) annuel s'établit à 88 mm. Cette valeur est égale à l'écoulement annuel (runoff). Le déficit d'écoulement (P - Q) = 1 250 - 88 : 1 162 mm est égal à l'évapotranspiration réelle soit 93 % des précipitations.

Cette valeur se rapproche plus de celle obtenue à partir de la méthode de Turc (1076 mm). Dans une étude réalisée en Côte d'Ivoire, ARCHAMBAULT J. (1960) trouvait une valeur de 1 250 mm en forêt tropicale. En affectant ce résultat à notre terrain, cela équivaudra à un équilibre entre précipitations et évapotranspiration donc pratiquement il n'y aura pas d'infiltration. Ce qui reflète mal la réalité.

La méthode de Thornthwaite montre que l'excédent d'eau dans le bassin, runoff, se répartissant entre l'écoulement et l'infiltration, est très faible. Ce qui signifie donc que les conditions de recharge des aquifères souterraines, telles qu'elles se dégagent de ce bilan, sont mauvaises.

Cette méthode, cependant, demande beaucoup de prudence dans l'appréciation des résultats :

- d'abord le choix de la lame d'eau saturante du sol est assez arbitaire. Elle est fonction de la nature du sol, du climat et même de la profondeur de la nappe phréatique ;

- enfin l'application de cette formule demande une longue période d'observation.

Malgré les réserves émises sur les résultats obtenus, il convient de ne pas en sous-estimer la portée.

Nous avons, pour la suite, retenu pour l'ETR la moyenne des trois méthodes soit une valeur de 1 047 mm. Ce qui constitue 84 % des précipitations.

Approche du bilan global de l'eau du bassin versant de la Mé.

L'expression du bilan hydrologique peut s'établir par

l'égalité :

$$P = E + R + I$$

Dans cette équation chaque terme représente successivement les précipitations, l'évapotranspiration, le ruissellement et l'infiltration. La quantification exacte du bilan parait dérisoire compte tenu des résultats illusoires qu'elle peut entrainer par suite des imprécisions relevées sur certaines données relatives aux précipitations et surtout à l'étendue du bassin versant. Aussi, dans cette approche, s'agira-t-il d'estimer le terme de l'infiltration nécessaire dans l'évaluation de la recharge des nappes.

Pour l'ensemble du bassin versant :

P : 1 250 mm ou 5 175 10^6 m^3
E = 1 047 mm soit 84 % des précipitations
(R + I) = 203 mm ce qui correspond à 16 % des précipitations.

Cette estimation de l'infiltration demande une connaissance du coefficient de ruissellement ou d'écoulement. Ce faisant, il convient donc de suivre le régime hydrologique de la Mé et d'en dégager les principales caractéristiques.

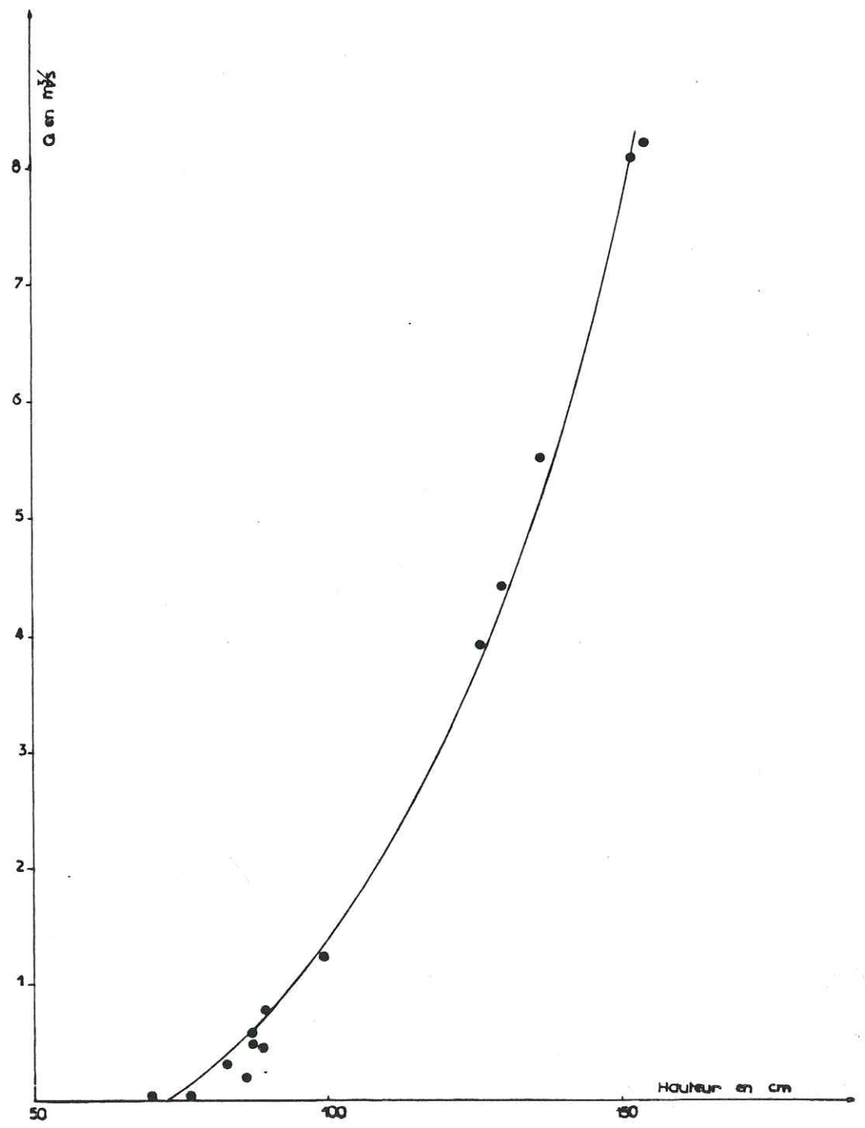
1.3.2 REGIME HYDROLOGIQUE DE LA ME

Le cours principal de la Mé, long de 145 Km environ, est un véritable collecteur qui reçoit les eaux de ses principaux affluents primaires (Mafou, N'Zo...) et secondaires dont certains sont intermittents. Nous verrons par la suite que le lit, qui est également pérenne, est tombé à sec au cours des étiages sévères enregistrés en 1983 et 1984. Il est jaugé à Lobo Akoudzin où transite une grande partie des eaux et au pont de la Mé. Cette dernière station étant fortement perturbée par la lagune Aghien, nous avons retenu les jaugeages effectués (par les services de la DRES), à la station de Lobo-Akoudzin pour établir la courbe de tarage et suivre le régime hydrologique. Celui-ci est beaucoup influencé par l'abondance de la végétation qui amortit l'écoulement.

Tableau 12 : Jaugeages réalisés à la station de Lobo-Akoudzin

Nombre de Jaugeage	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Date	15/06 83	09/07 83	09/07 83	26/07 83	11/08 83	15/09 83	18/11 83	13/12 83	11/01 84	14/05 84	05/06 84	10/07 84	25/07 84	02/10 84	13/01 85	08/01 85
Hauteur d'eau à l'echelle (cm)	136	154	152	89	83	87	77	77	70	86	89	125	134	100	88	76
Débits (m^3/s)	5.474	8.24	8.10	0.627	0.300	0.690	0.085	0.045	0.003	0.236	0.486	3.945	4.44	1.24	0.450	0.063

Fig. 23 : COURBE DE TARAGE DE LA ME A LOBO-AKOUDZIN



Courbe de tarage

On observe une dispersion nette des points vers le bas de la courbe (fig. 12). Cette irrégularité peut être attribuée à des travaux sur le cours de la rivière ou à un étiage sévère ou encore à des erreurs expérimentales. Le redressement de la courbe est l'illustration d'un rétrecissement du cours de la Mé : phénomène fréquent dans les régions à goulets.

1.3.2.1 Variation des débits moyens mensuels

Tableau 13 : Débits moyens journaliers de la Mé à Lobo-Akoudzin.

1984 et 1985

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Débits moyens m^3/s	0,01	0	0	0	0,57	12,3	6,79	2,91	7,06	8,76	2,45	2,79	0,41	0,097	0,69	0,12	3,03	30,8	22,1	9,85	3,48	5,94	4,02	5,38
Coefficients mensuels de débit	0,0028	0	0	0	0,16	3,44	1,90	0,81	1,97	2,45	0,68	0,78	0,057	0,013	0,096	0,017	0,42	4,30	3,09	1,38	0,49	0,83	0,56	0,75
Débits spécifiques l/s/Km²	0,0078	0	0	0	0,45	9,65	5,33	2,84	5,54	6,87	1,92	2,19	0,32	0,08	0,54	0,09	2,38	24,17	17,35	7,73	2,73	4,66	3,15	4,22
Volume 10^6 m³	112,9												225,8											

De ce tableau il ressort que les débits de pointe ont lieu en Juin, Juillet et Octobre qui correspondent aux épisodes pluvieux de la grande et la petite saison des pluies. De Janvier à Mai 1984, un étiage s'installe, il devient plus prononcé de Février à Avril. Il est donc synchrone de la grande saison sèche. Durant les quatre premiers mois de l'année le lit a tari. Cette situation n'est que la suite logique de l'étiage sévère observé en 1983. On note ensuite un redressement progressif des débits en 1985. Les coefficients mensuels et annuels de débits (tableaux 13, 14) étayent plus que jamais ce contexte plutôt alarmant.

	1983	1984	1985	Moyenne m^3/s
Modules annuels m^3/s	2,20	3,58	7,16	4,28
Coefficients annuels de débits	0,49	0,84	1,67	

Tableau 14 : Débits moyens annuels de la Mé à Lobo-Akoudzin

L'année 1985 est une année relativement humide avec un module annuel de 7,16 m^3/s et un coefficient annuel de débit de 1,67 tandis que 1983 avec un module de 2,10 m^3/s et un coefficient de 0,49 se révèle être une année très sèche.

Durant ces trois années d'observation le rapport $\frac{7,16}{2,10} = 3,41$

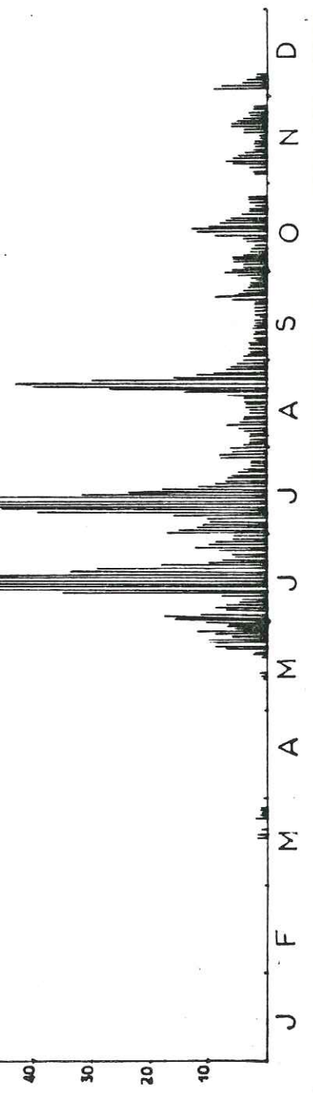


Fig. 24 : Débits moyens journaliers de la Mé à Lobo-Akoudzin Année 1985

montre une irrégularité du régime des débits d'une année à l'autre. Cette irrégularité est d'ailleurs accentuée à l'échelle mensuelle.

Le régime hydrologique du cours d'eau est tributaire des précipitations.

1.3.2.2 Débits moyens journaliers

Le classement des débits moyens journaliers 1985 par tranche de 5 m^3 et leur pourcentage (fig. 24) permet de faire les remarques suivantes :

- 70 % des débits sont compris entre 0 et 5 m^3/s ;
- 16 % des débits sont dans l'intervalle 5 et 10 m^3/s ;
- 2 % seulement des débits sont supérieurs à 55 m^3/s.

L'année 1985 est relativement humide par rapport aux autres années. C'est ce qui se dégage d'ailleurs de l'observation des débits caractéristiques dans la même année dans le tableau qui suit.

B.V	Module	Débits caractéristiques m^3/s					débits caractéristiques $l/s/Km^2$					
Km^2	m^3/s	$l/s/km^2$	DC_M	DC_1	DC_3	DC_6	DC_9	DCE	DC_M	DC_1	DC_3	DC_6	DC_9	DCE
1274	7,16	5,62	51,1	12,9	6,24	2,18	0,132	0,102	40,11	10,13	4,90	1,71	0,10	0,08

Tableau 15 : Débits caractéristiques de la Mé à Lobo-Akoudzin 1985

- Débit caractéristique maximal (DCM) : le débit dépassé 10 jours par an ;
- Débit caractéristique moyen (DC_6) : le débit dépassé 6 mois par an ;
- Débit caractéristique de 1 ; 3 ou 9 (DC_1 ; DC_3 ; DC_9) : les débits dépassés respectivement 1 ; 3 ; 9 mois par an ;
- Débit caractéristique d'étiage (DCE)*.

1.3.2.3 Déficit d'écoulement

Exemple : Station Lobo-Akoudzin

L'examen du tableau 16 permet de faire les remarques suivantes :

93 % de l'écoulement est fourni par les seuls mois de Mai, Juin, Juillet et Août correspondant à la grande saison des pluies.

---

* En raison de l'absence d'un relevé complet sur toute l'année, nous avons pris comme débit caractéristique d'étiage celui dépassé 282 jours par an.

Tableau 16 : Débits moyens journaliers (m^3/s). Station Lobo-Akoudzin (1983 et 1985)

Station : LOBO AKOUDZIN Codification : 09701508
Bassin : Mé Bassin versant : 00001274 Km^2

Débits moyens journaliers (m^3/s) 1985

	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
1	*	.132	.523	.223	.280	7.51	6.90	6.31	4.55	7.68	*	*
2	*	.130	.374	.201	.444	11.2	17.6	4.85	4.44	6.11	*	*
3	*	.103	.296	.340	.441	16.3	15.5	3.75	3.85	4.76	*	*
4	*	.100	.199	.561	.384	18.8	12.8	3.26	3.55	4.78	*	9.71
5	*	.088	.168	.366	.371	12.9	11.3	3.10	3.21	6.02	2.00	8.58
6	*	.074	.120	.204	.271	7.10	10.4	3.01	3.04	6.82	2.46	4.87
7	*	.073	.075	.167	.216	9.06	10.6	4.05	3.01	6.13	3.39	(3.93)
8	*	.055	.053	.106	.159	7.00	16.8	5.54	2.89	4.70	6.24	(2.96)
9	.676	.053	.095	.076	.166	5.97	39.3	7.09	2.70	3.13	7.43	2.22
10	.676	.036	.049	.074	.168	5.71	45.1	6.63	2.48	2.34	(6.69)	*
11	.676	.030	.035	.065	.136	8.79	51.1	4.74	2.42	2.12	5.38	*
12	.676	.030	.037	.047	.132	35.4	105	4.13	2.29	3.32	4.08	*
13	.697	.027	.023	.035	.192	67.0	109	3.74	2.14	4.95	2.97	*
14	1.02	.025	.305	.030	1.33	105	67.8	3.48	2.12	9.39	2.95	*
15	.864	.025	.559	.030	1.08	116	32.6	4.33	2.04	12.0	2.50	*
16	.620	.025	.499	.030	.693	139	24.8	3.94	1.90	13.0	2.18	*
17	.589	.024	.826	.030	.491	139	18.1	3.39	2.38	10.9	1.96	*
18	.461	.020	1.78	.045	.455	52.3	12.3	4.91	2.76	8.74	1.86	*
19	.374	.027	1.87	.075	.748	34.3	9.32	7.69	2.30	7.59	4.91	*
20	.323	.153	1.79	.143	1.19	29.7	7.71	14.2	2.04	6.19	4.82	*
21	.292	.134	1.47	.170	2.57	17.3	7.53	27.0	6.88	4.51	6.94	*
22	.240	.102	.843	.153	2.69	10.5	6.33	40.6	9.15	3.81	6.38	*
23	.194	.076	.572	.130	7.04	8.44	5.00	43.0	5.96	3.16	5.14	*
24	.170	.073	.546	.103	9.66	6.61	4.25	30.1	4.89	2.56	4.52	*
25	.153	.055	2.54	.088	10.8	6.41	3.70	16.6	3.56	3.67	3.98	*
26	.132	.053	1.70	.073	10.4	8.02	3.22	12.7	3.24	3.78	3.32	*
27	.132	.105	1.08	.049	6.45	12.0	3.19	9.41	3.06	3.19	2.50	*
28	.132	.879	1.09	.039	8.46	10.7	8.11	7.54	2.95	*	2.10	*
29	.149		1.10	.039	12.7	8.08	8.17	6.48	3.03	*	*	*
30	.168		.469	.045	6.30	6.92	6.71	5.15	5.62	*	*	*
31	.136		.345		7.52		5.92	4.57		*		*
Moy	-	.097	.691	.125	3.03	30.8	22.1	9.85	3.48	-	-	-

Débit maximal journalier : 139 m^3/s
Débit moyen annuel : 7,16 m^3/s

Débits moyens journaliers (m^3/s) 1983

	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUI	JUI	AOU	SEP	OCT	NOV	DEC
1	*	*	*	*	0	4.70	5.43	.597	.172	1.29	.214	(.030)
2	*	*	*	*	0	2.83	4.41	.523	.231	1.20	.174	.030
3	*	*	*	*	0	3.78	3.31	.512	.262	1.14	.168	.032
4	*	*	*	*	0	3.72	2.72	.451	.265	1.44	.121	.069
5	*	*	*	*	0	2.75	2.34	.444	.349	1.30	.088	.064
6	*	*	*	*	0	2.64	2.14	.441	.670	1.08	.074	.065
7	*	*	*	*	0	3.36	2.55	.384	1.15	.991	.079	.083
8	*	*	*	*	0	3.07	(9.78)	.377	1.00	.906	.159	.074
9	*	*	*	*	0	2.84	(8.19)	.377	.821	.860	.136	.074
10	*	*	*	*	0	3.48	7.72	.377	.681	.855	.130	.074
11	*	*	*	*	0	3.53	4.63	.350	.601	.734	.103	.074
12	*	*	*	*	0	3.17	3.28	.355	.593	.676	.098	.074
13	*	*	*	*	0	7.63	2.77	.413	.593	.676	.076	.073
14	*	*	*	*	0	8.98	5.73	.756	.558	.733	.074	.055
15	*	*	*	*	.440	6.89	3.61	.684	.550	1.07	.074	.040
16	*	*	*	*	6.58	9.52	2.50	.523	.593	1.12	.074	.039
17	*	*	*	*	2.88	6.87	2.06	.487	.593	1.26	.074	.039
18	*	*	*	*	2.42	4.84	1.83	.473	.593	1.09	.074	.039
19	*	*	*	*	1.54	6.84	1.70	.384	.589	1.03	.074	.039
20	*	*	*	*	1.45	24.6	1.55	.377	.523	1.19	.074	.038
21	*	*	*	*	2.65	147	1.49	.377	.515	1.20	.065	.030
22	*	*	*	*	3.27	145	1.26	.350	.554	1.12	.053	.030
23	*	*	*	*	2.81	47.0	1.12	.292	.708	.995	.053	.030
24	*	*	*	*	2.05	16.8	1.07	.240	.745	.774	.040	.030
25	*	*	*	*	2.09	11.4	.877	.211	.778	.437	.039	.030
26	*	*	*	*	2.92	10.6	(.860)	.174	1.27	.377	.039	.030
27	*	*	*	*	12.1	10.0	.860	.170	1.62	.377	.040	.030
28	*	*	*	*	14.3	7.93	.860	.170	1.70	.374	.049	.030
29	*	*	*	*	10.5	6.25	.813	.170	1.69	.323	.049	.038
30	*	*	*	*	10.2	5.26	.721	.170	1.43	.314	.038	.035
31	*		*		7.55		.681	.170		.265	-	.030
Moy	-	-	-	-	2.77	17.5	2.87	.386	.747	.877	.087	.047

Débit moyen annuel : 2,10 m^3/s

Sur les huit mois d'observation, le mois de Juin fournit à lui seul le quart de l'écoulement, par contre les quatre derniers mois de l'année sont presque insignifiants puisqu'ils ne représentent que 7 % des écoulements. 1983 a été exceptionnelle du point de vue ruissellement. La saison des pluies, qui a été en deçà des espérances, a succedé à un étiage sévère. D'ailleurs l'année 1984 qui lui succède ne bénéficie pas non plus d'un soutien de l'étiage et l'effondrement des débits se poursuivra.

$$\frac{\bar{Q}_{83}}{Q_{83-84}} = \frac{2,10}{2,84} = 0,74$$

Dans la même année la station pluviométrique de Yakassé Attobrou, dans le sous bassin, enregistrait une hauteur annuelle de 871 mm. Ce chiffre correspond à la plus faible valeur enregistrée en dix ans d'observation. La moyenne interannuelle dans le même laps de temps, à cette station, est de 1 210 mm. L'année 1983 accuse un déficit de 339 mm, soit 28 %, par rapport à la moyenne sur dix ans. Cela n'a rien de surprenant car c'est la période de grande sécheresse. D'ailleurs le mois de Juillet qui vient ensuite connait une chute brutale des précipitations 8,9 mm d'eau se situant très largement en dessous de la moyenne pour ce mois qui est de 89 mm.

La lame d'eau écoulée à la station de Lobo-Akoudzin en 1983 est de :

$$Hmm = \frac{Q \times 31,6.10^6}{S(Km^2)} = \frac{2,1 \times 31,6.10^6}{1274.10^6} = 0,052 \text{ m} = 52 \text{ mm}$$

La moyenne de la hauteur d'eau précipitée en 1983, dans les deux stations (Lobo-Akoudzin et Yakassé-Attobrou) du sous-bassin, s'élève à 789 mm.

Le déficit d'écoulement sera donc : D = 789 - 52 = 737 mm soit 93 % de la hauteur d'eau précipitée dans le sous-bassin.

Pour la période 1983-1984, dans le sous-bassin, nous avons :

$Q = 2,84 \ m^3/s$

$V = 179,3.10^6 \ m^3$

$P = 1086$ mm

Nous aboutissons donc à :

. une lame d'eau écoulée de 141 mm
. un déficit d'écoulement D = 1086 - 141 = 945 mm soit 87 % des précipitations
. un coefficient d'écoulement $R\% = 100 \frac{H}{P} = \frac{141 \times 100}{1086} = 13\%$

La valeur du coefficient d'écoulement parait réaliste si l'on admet que la densité du couvert végétal et la topographie très peu accusée limitent l'écoulement. En extrapolant cette valeur du coefficient d'écoulement à l'ensemble du bassin versant, la lame d'eau écoulée serait

$$1250 \times 0,13 = 163 \text{ mm}$$

d'où un déficit d'écoulement D = 1250 - 163 = 1087 soit 87 % des précipitations.

1.3.3 INFILTRATION - PIEZOMETRIE - RECHARGE DES NAPPES

1.3.3.1 Infiltration

- Estimation de l'infiltration à partir de l'équation du bilan.

Nous ne retiendrons que le reliquat d'eau qui s'infiltre une fois déduit le ruissellement.

Le coefficient d'écoulement, de 13 % étendu à l'ensemble du bassin versant, donne pour une précipitation de 1250 mm une lame d'eau écoulée de :

1250 x 0,13 = 163 mm

d'où une infiltration I = 203 - 163 = 40 mm soit 3 % des précipitations.

- Estimation de l'infiltration à partir du bilan de Thornthwaite.

Dans le bilan selon la méthode de Thornthwaite l'excédent (water surplus de Thornthwaite) s'élève à 88 mm.

Si l'on considère que la moitié de ce surplus entre dans l'écoulement de surface et l'autre moitié s'infiltre pour alimenter les réservoirs souterrains, l'infiltration serait donc :

I = 44 mm ou 182 10^6 m^3

Les valeurs de l'infiltration, trouvées sont concordantes. Leur faiblesse est liée certainement à la nature des formations géologiques en place. En effet, nous avons vu que le fond géologique est constitué de schistes birrimiens dont l'altération donne de grandes épaisseurs argileuses très peu perméables. Toutefois, la complexité de ces schistes (sens large) nous incite à plus de modération quant à la validité des résultats trouvés car si ceux-ci semblent être corrects pour une zone donnée l'extrapolation à l'ensemble du bassin versant conduit certainement à des erreurs.

Il est probable que l'intensité des étiages soit le signe des faibles réserves emmagasinées dans le bassin versant ou tout au moins dans les formations situées au dessus du niveau de base géographique.

1.3.3.2 Piézométrie

Une étude piézométrique à l'échelle d'un bassin versant grand comme celui de la Mé rend imprécis tout tracé de cartes piézométriques. Cette imprécision est d'autant plus grande

lorsqu'il s'agit de terrains cristallins ou métamorphiques. En effet, la difficulté repose ici sur le caractère discontinu des principaux aquifères qui à la limite correspondent à des "poches d'eau". Ainsi un tracé de cartes piézométriques ne sera que fictif. C'est à dire ne donnera qu'une approximation schématique de la réalité.

Toutefois, nous pensons que vu l'état très fissuré des formations, comme l'attestent du reste les nombreux forages effectués, des communications internappes sont envisageables.

L'inégale répartition géographique des points d'observation -non nivellés- pose également problème.

Toutes ces contraintes nous ont amené à limiter cette étude au sous-bassin de la Mé à Lobo-Akoudzin où nous bénéficions d'un certain nombre de points d'observation qui sont en majorité des puits forés.

Certaines zones de captage des nappes qui sont, somme toute, des zones relativement basses. Se singularisent par une pérennité des eaux dans les ouvrages. Par exemple à Miadzin, le puits Sud-Est du village se distingue par la permanence de l'eau et la régularité de son débit en toute saison.

Les fluctuations des niveaux piézométriques, très faibles, constatées au niveau de certaines localités (fig. 25,26) nous amène à faire plusieurs remarques à savoir :

- les fluctuations sont très peu tributaires du régime des précipitations ;

- certains forages sont marqués par une stabilité des niveaux piézométriques et même subissent une baisse des plans d'eau durant la grande saison des pluies.

L'amplitude des variations piézometriques dans les localités suivantes sont très éloquentes :

Adonkoa = 0,1 m

Abradine I = 0,0 m

Diasson = - 0,46 m

En général nous n'avons observé que très peu de grands écarts saisonniers. Ils dépassent rarement quelques mètres. Il est possible que cette faiblesse soit imputable à une forte augmentation du déficit d'humidité.

Les observations piézométriques

Aucune étude piézométrique n'a encore été faite sur ce sous-bassin et d'une façon générale sur l'ensemble du bassin versant. Cependant certains forages de reconnaissance, entre autres, ceux de Moapé, Abradine I, ont été érigés en piézomètres et font l'objet de relevés mensuels. Travail que nous

avons poursuivi dans le cadre de cette étude en y associant les piézomètres situés à Attobrou, Soffi et qui jouxtent les bordures Est et Nord du bassin versant. Nous avons adjoint enfin un nombre de puits forés et puits villageois pouvant permettre d'établir un document de base qui, fut-il sommaire, gagnerait à être affiné au cours de prochaines études par une densification et un nivellement des points d'eau.

Les niveaux statiques dans les ouvrages par rapport au sol

Les campagnes piézométriques réalisées en hautes et basses eaux montrent que la profondeur, sous la surface du sol, des niveaux d'eau est comprise entre 9 et 24 m au niveau des puits forés et de 4 à 10 m dans les puits traditionnels. D'ailleurs ce sont ces derniers, dont les plans d'eau sont plus proches de la surface, qui sont les plus sensibles à l'évapotranspiration. Celle-ci est à l'origine de l'assèchement des couches superficielles des altérites (SAVADOGO A.N., 1975)

Au sein d'un même village le niveau de l'eau peut varier considérablement lorsqu'on passe d'un puits à un autre (plus de 6 m d'écart) ce qui montre le rôle joué par la morphologie du substratum qui détermine la puissance des altérites.

Par contre au sein d'un même ouvrage, les écarts de niveaux excèdent rarement 5 m. En 1985, malgré l'apport d'eau, non négligeable par rapport à la moyenne, de la petite saison des pluies les niveaux d'eau n'ont réagi que très timidement (fig. 25;26). Dans certaines localités on note une variation négative des niveaux piézométriques entre basses et hautes eaux.

Les cartes piézométriques

Pour illustrer les mesures effectuées, nous avons tracé des cartes piézométriques, en basses eaux (Janvier 1986) et en hautes eaux (Juin 1986). Suivant les altitudes approximatives des villages, déterminées d'après les cartes au 1/50 000ème et 1/200 000ème ; ces mesures ont été ramenées en côtes de niveau piézométrique.

L'allure des courbes isopièzes montre que si les différents puits sont difficilement corrélables, il ne se dégage cependant pas de hiatus entre les différentes unités hydrogéologiques.

Les nappes des arènes argileuses au Nord du bassin (région de Moapé) et dans la localité de Yakassé-Attobrou sont topographiquement situées plus haut et orientent la direction générale d'écoulement. Celle-ci est presque Nord-Sud et correspond au lit principal de la rivière. Ceci nous amène à

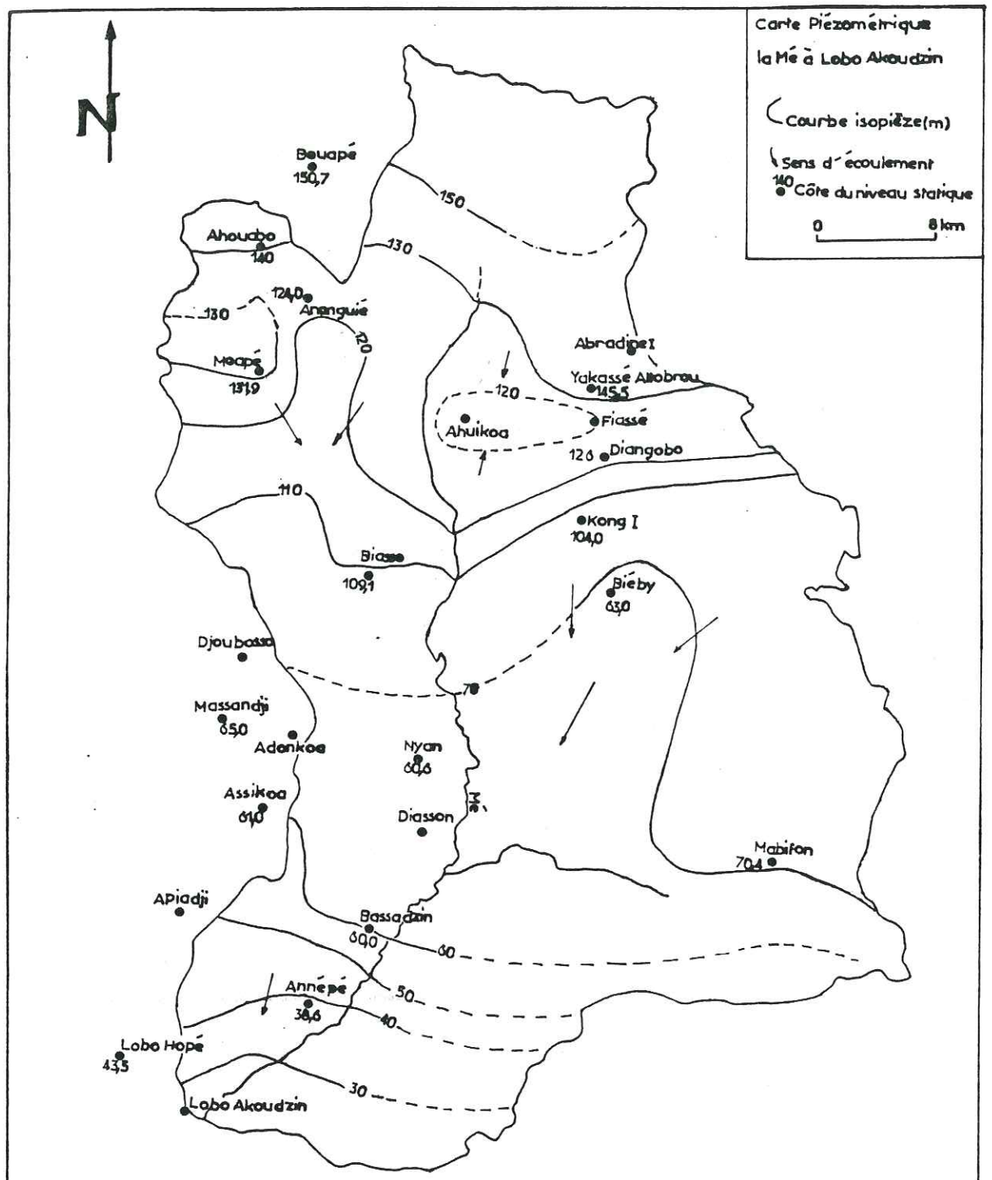


Fig. 25 : Carte piézométrique réalisée à partir de forages et puits profonds : basses eaux (Janvier 1986)

050 030847 2

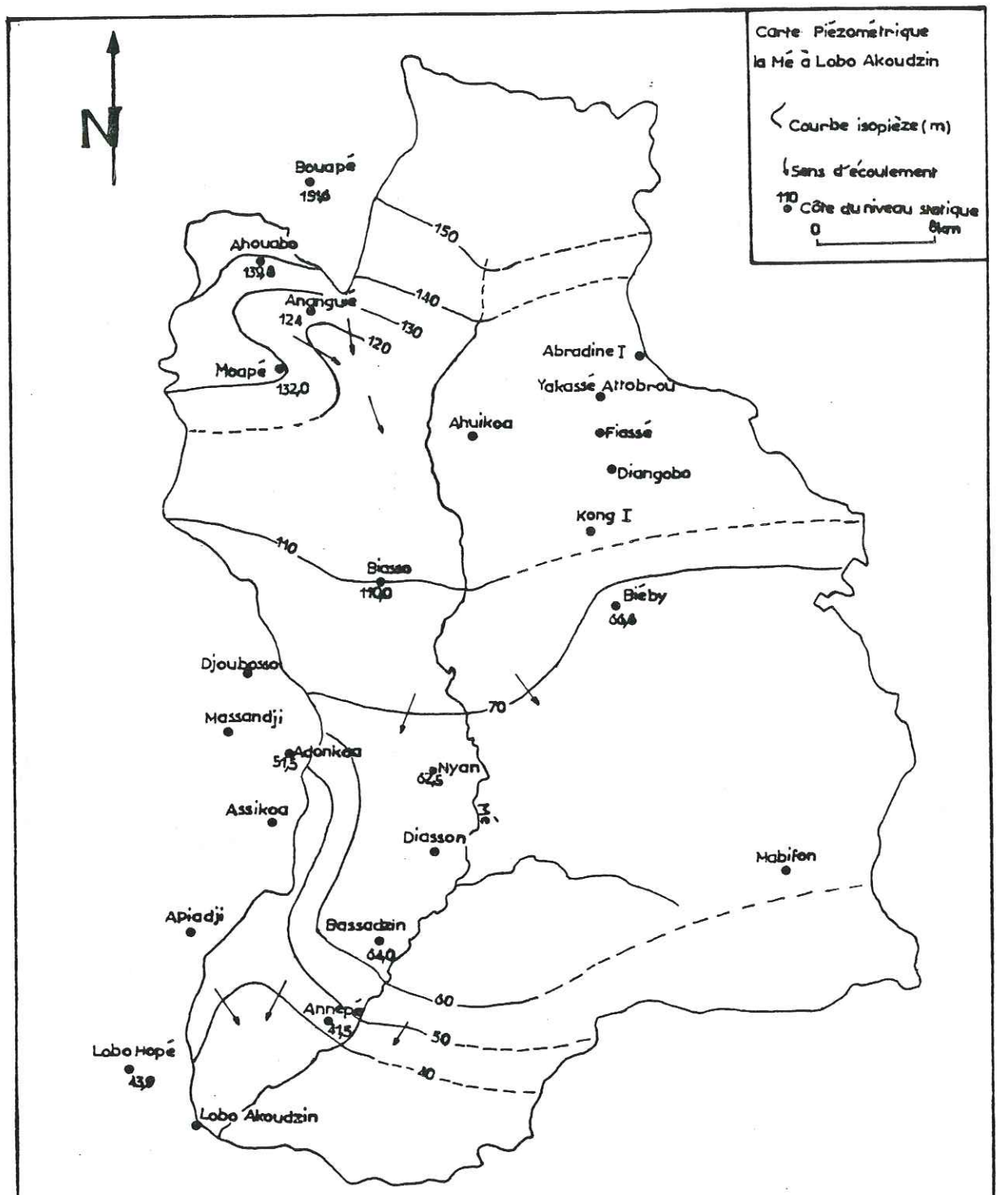


Fig. 26 : Carte piézométrique réalisée à partir de forages et puits profonds - hautes eaux (Juin 1986)

envisager une alimentation des nappes par le cours principal de la Mé. Les affluents de la Mé drainent, par contre, les nappes.

Le gradient hydraulique au Nord du bassin est faible (i = 0,25 %).

Les régions de Fiassé, Diangobo, Ahuikoa,... qui sont à la limite des intrusions granitiques et granodioritiques sont des zones d'infiltration importante des eaux. Ces remarques sont confirmées par les observations faites au niveau des ouvrages visités. Dans ces localités, relativement basses, le niveau piézométrique est assez haut et de ce fait les eaux infiltrées profondement à la faveur du contact schistes-granites, remontent et noient les formations superficielles. Cette remontée des eaux engendre, souvent en surface, la formation de mares temporaires, mais comme nous l'avons noté déjà, ces formations sont sujettes à l'évapotranspiration qui entraine leur dénoyage et conduit donc à un rabattement rapide des niveaux d'eau.

Une zone d'alimentation apparait dans le Sud-Est du bassin dans le secteur de Mabifon. Dans cette zone, on note la présence d'abondantes et épaisses formations de sables et de graviers. Celles-ci résultent de la fissuration et de l'altération de nombreux bancs de quartzites alternant avec des schistes grauwackeux. Ces roches affleurent en travers de l'axe routier Mabifon-Biéby et dans le lit de la rivière. Cette localité qui jouit d'un microclimat favorable bénéficie donc d'apports en eaux considérables à partir de nombreuses rivières et des pluies. L'infiltration dans le socle fissuré y est aisé du fait d'une meilleure perméabilité des terrains. Les nappes se mettent plus rapidement en charge mais il est probable qu'elles soient soumises à des transferts latéraux vers le sud pouvant entraîner leur vidange progressive.

De ces nombreuses constatations nous sommes enclins à envisager les hypothèses suivantes :

- le raccordement des différentes unités hydrogéologiques est possible ;

- l'infiltration directe est médiocre. Elle n'est sensible que dans les zones de contact entre encaissants et intrusions granitiques (à Fiassé le battement de la nappe dépasse 2 m) et dans les zones intensément fissurées ;

- l'alimentation per ascensum des nappes superficielles, à partir des fonds des rivières, n'est pas à écarter. Elle permet ainsi leur mise en charge ;

- les faibles variations des niveaux piézométriques dans les ouvrages profonds plaident en faveur d'une alimentation des nappes par drainage latéral .

La relation entre la topographie et la morphologie du socle est encore diffuse. L'absence de mesures géophysiques ne nous permet pas de préciser l'allure du bedrock dont la multiple fissuration commande l'emmagasinement des eaux. De même l'implantation de nombreux piézomètres pourrait fournir plus de renseignements dans la compréhension de ce phénomène hydrodynamique.

1.3.3.3 Etude de la recharge

Relation entre pluviométrie et variations des niveaux piézométriques

Au niveau du bassin versant, le temps de réponse de la nappe aux pluies n'est pas encore connu avec précision. Il faut pour cela une longue période d'observation et un relevé continu des niveaux d'eau avec un pas hebdomadaire ou même journalier.

Il semble toutefois que l'infiltration de l'eau depuis la surface du sol jusqu'à la nappe, ne soit pas systématique après un épisode pluvieux. L'importance de l'épaisseur de terrain imbibé entraine un déphasage entre précipitations et recharge des nappes. Les fluctuations piézométriques observées à Moapé, Soffi et Attobrou (fig. 28) montrent que la recharge s'étale sur plusieurs mois et les maxima des amplitudes ne sont atteints que vers la fin de l'année.

Dans ces travaux sur le bassin expérimental de Korhogo, DEGALLIER R. (1963) notait qu'en fonction de la profondeur le début de la remontée se déphasait du début à la fin Août dans les puits de 10 à 15 m. Par contre au-delà de 15 m de profondeur elle ne commençait qu'en septembre pour atteindre un maximum en fin d'année. Ces remarques s'accordent avec nos propres observations.

Recharge de la nappe - Localité de Moapé

L'étude de l'évaluation de la recharge ne peut être circonscrite sans que les principaux paramètres qui conditionnent celle-ci, à savoir les précipitations, l'évapotranspiration, ne soient cernés.

Le Sud-Est de la Côte d'Ivoire comme bien des régions du pays connait une faible densité de stations de mesures (Pluviographes, limnigraphes). Cette difficulté est accentuée par des lacunes observées sur les relevés quand les stations existent.

A la suite des mesures piézométriques mensuelles effectuées à Moapé, il nous a paru souhaitable de dégager les grandes lignes de la recharge dans cette localité. Il convient de garder en mémoire toutes les remarques formulées ci-dessus à savoir les difficultés qui ont contrarié cette étude.

. Contexte géomorphologique et géologique

Situé sur un plateau, dans le département d'Adzopé, le village de Moapé repose sur un socle cristallin. Il s'agit de granites subalcalins à deux micas d'orientation NE-SW et intrusifs dans les schistes birrimiens. Ces granites sont généralement recouverts par les arènes argileuses dont l'épaisseur oscille entre 10 et 20 m. Ils affleurent cependant au Sud-Ouest du village à Abousekakoi où ils sont exploités en carrières. Les granites y sont fissurés en surface constituant ainsi des zones privilégiées d'infiltration des eaux.

. Recharge par infiltration des précipitations

La hauteur pluviométrique moyenne de la sous-région est de 1 300 mm. En admettant que l'infiltration représente 3 % des précipitations (Cf. au 1.3.3.1) et que ce coefficient soit représentatif de tout le bassin, on obtiendra pour les six premiers mois de 1985 (tableau 17) à Adzopé, une lame d'eau infiltrée de :

I = 609 x 0,03 = 18,27 mm

Par contre par rapport à la hauteur pluviométrique moyenne de la sous région, la lame d'eau infiltrée serait :

I = 1 300 x 0,03 = 39 mm
soit un volume de : $49,7.10^6$ m^3.

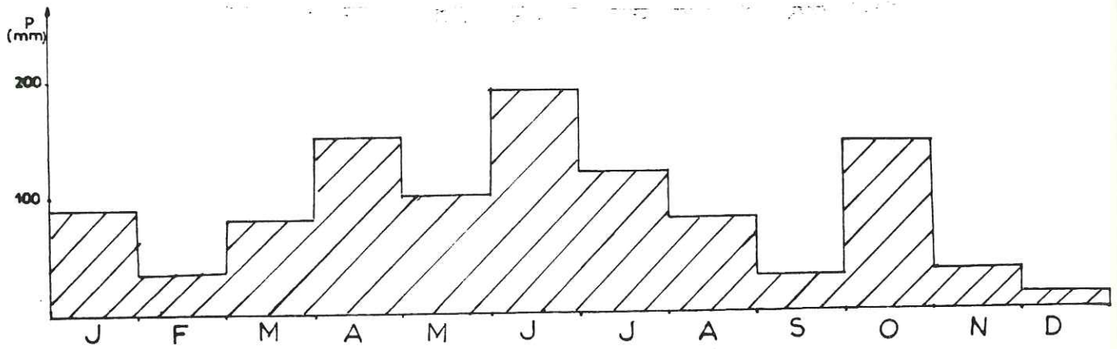
Adzopé	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total (mm)
1985	9	30	159	120	167	124							609
Moyenne (40 ans)	18	51	110	152	199	260	152	62	112	163	83	29	1391

Tableau 17 : Hauteurs mensuelles des précipitations à Adzopé en 1985

Au delà du bilan, c'est la nature du contenant -c'est à dire du substratum rocheux- qui commande les possibilités d'infiltration de l'eau précipitée. De fait les conditions morphologiques locales (Zone de Plateaux) et l'épaisseur plus ou moins importante des altérites font que cette lame d'eau qui s'infiltre servira d'abord à combler le déficit d'humidité ensuite s'effectura la recharge proprement dite.

Les relevés des niveaux d'eau réalisés, tant au niveau du piézomètre que du puits foré, distants d'environ trois cents

Fig. 27 : Pluies mensuelles 1985 à Yakassé-Attobrou



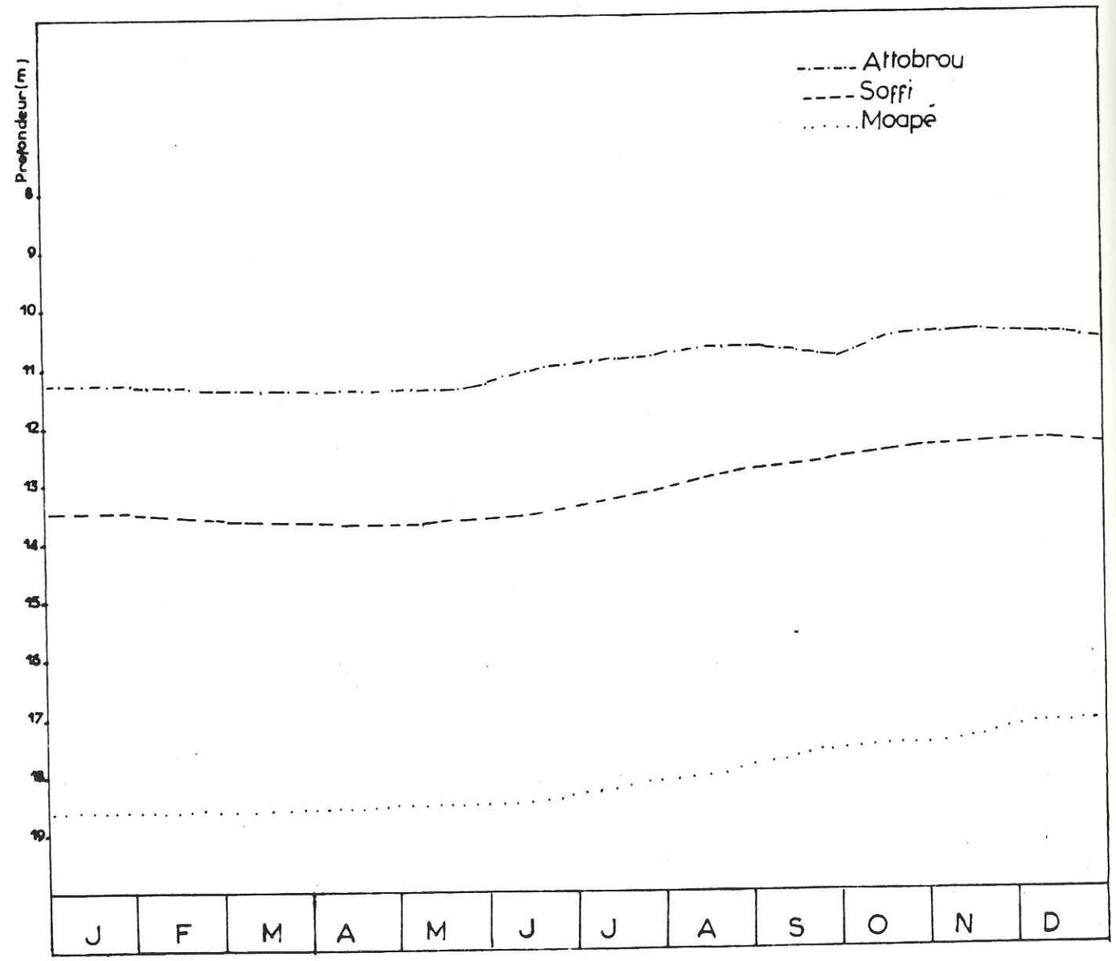
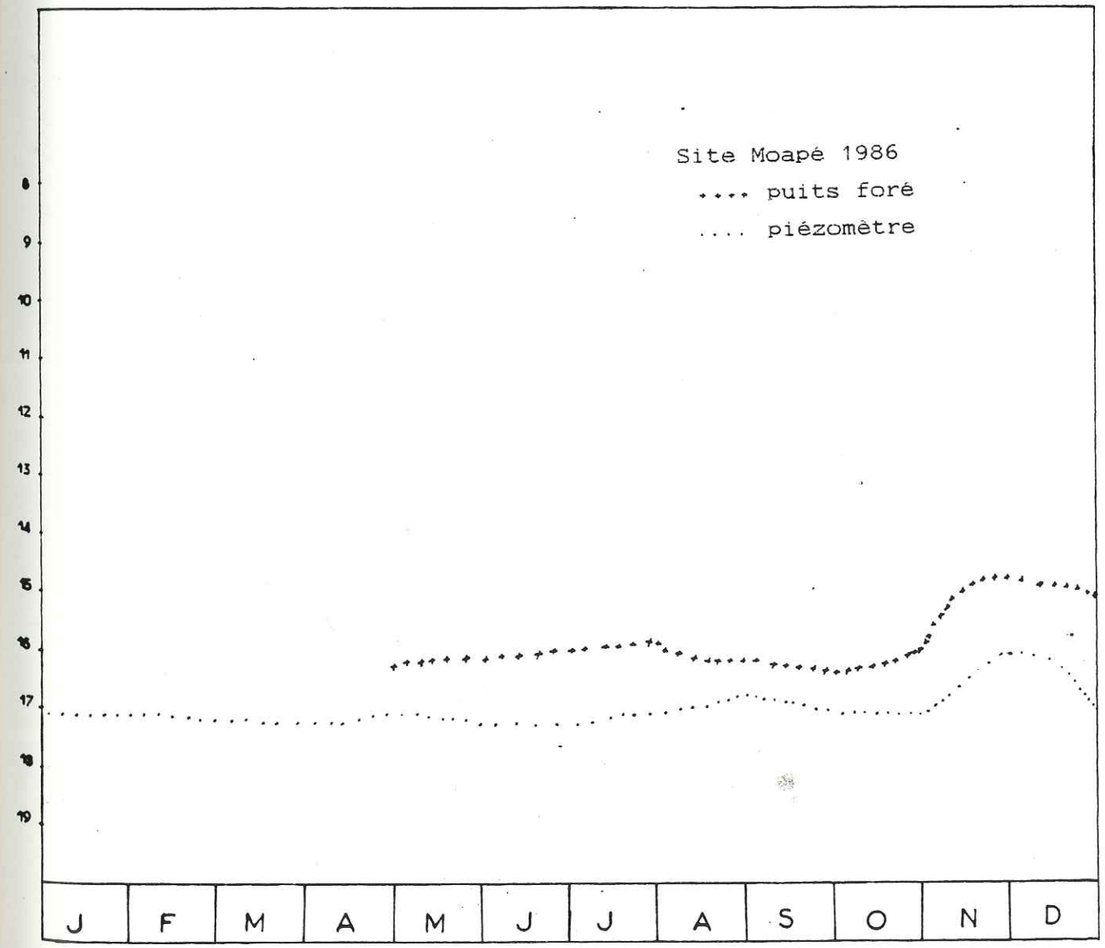


Fig. 28 : Fluctuations des niveaux piézométriques observées en 1985



mètres l'un de l'autre, montrent qu'il existe une remontée du niveau des nappes. Celle-ci se fait de façon discrète en fin d'année avec le soutien des eaux de la petite saison des pluies. Elle accuse un retard de 4 à 5 mois avec des amplitudes très faibles. Les causes de cette remontée fugitive sont de plusieurs ordres :

- les déficits pluviométriques enregistrés ces dernières années : les précipitations entrent incontestablement pour une grande part dans l'alimentation des nappes, or notre période d'étude se situe dans un contexte défavorable où le comblement du déficit hydrogéologique des années antérieures entrave la remontée des niveau de l'eau ;

- un écoulement souterrain. En effet, l'état de fissuration du substratum est un fait reconnu. Aussi, n'est-il pas aberrant de penser que les sources -bien que temporaires- observées au sud de cette localité soient liées à un drainage latéral. Nous avons pu par exemple, observer une source au sud de Diapé au pied d'un dôme de granite. Les eaux infiltrées, plus au Nord, sont restituées à la faveur d'un écoulement souterrain.

- la nature des formations. Les niveaux argileux, de porosité élevée et de très faible perméabilité, atténuent la percolation des eaux. Ceci peut s'expliquer par le fait que les forces capillaires qui sont élevées ici, par rapport aux forces de gravité attirent l'eau de la frange humide vers la frange sèche empêchant donc les réserves d'eau souterraines de se reconstituer correctement.

. Recharge par les nappes superficielles

Une autre hypothèse de recharge des nappes profondes serait que celle-ci s'effectue à partir des nappes superficielles. En effet, si nous estimons que l'évapotranspiration n'agit que sur 5 à 6 mètres de profondeur, cela ne saurait justifier les variations négatives des niveaux d'eau dans certains ouvrages en pleine saison de pluies. Il est donc plus vraisemblable qu'en périodes pluvieuses il y ait une nappe généralisée. Cette disponibilité des nappes d'altérite, à alimenter les réservoirs inférieurs, s'estompe au fur et à mesure que les pluies s'amenuisent.

1.3.4 Conclusion

L'inexistance d'un véritable réseau d'observation très dense, couvrant notre bassin versant, ne nous permet pas d'apprécier correctement la hauteur d'eau précipitée. Il n'en demeure pas moins que la valeur moyenne de 1 250 mm par an trouvée reflète, à juste titre, les conditions précaires des précipitations.

L'étude des données disponibles, pour incomplètes qu'elles soient, permet de souligner une irrégularité spatiale de la pluviométrie. Ce facteur important pour le renouvellement des eaux, aussi bien de surface que souterraines est en baisse ces dernières années. Cette situation est certes due à la mousson, génératrice de pluies et dont les caprices sont difficiles à élucider, mais également aux facteurs anthropiques et leur impact sur la végétation.

La valeur moyenne de l'évapotranspiration retenue, 1 047 mm soit 84 % des précipitations, et celle des autres facteurs du bilan donnent une idée globale de l'intervalle de variation de ces différents paramètres.

La stabilité si ce n'est la baisse des niveaux d'eaux en pleine saison des pluies, si l'on minimise l'influence du facteur humain, nous amène, au demeurant, à envisager une possible intercommunication entre les différentes nappes souterraines. La nappe superficielle n'est qu'une zone de transition ; les eaux qui ne sont pas reprise par l'évapotranspiration peuvent migrer ensuite graduellement en profondeur mais les eaux des nappes superficielles peuvent provenir dans d'autres secteurs d'apports des nappes profondes en charge.

L'infiltration, à partir des lits de rivières, participe à l'alimentation des nappes superficielles ou profondes.

Les conditions de recharge de ces nappes profondes, décrites plus haut, ne sont que de simples hypothèses qui méritent d'être approfondies par d'autres investigations qui passent nécessairement par une évaluation correcte du ruissellement, de la recharge occulte et de l'infiltration.

Par ailleurs si l'étude piézométrique nous permet d'appréhender grossièrement la recharge des magasins aquifères elle soulève par contre un certain nombre d'interrogations concernant :

- le temps de transit des eaux infiltrées ;

- le taux de renouvellement de ces eaux ; c'est à dire en fait le véritable mode d'alimentation des nappes.

Nous tenterons dans la troisième partie d'y apporter quelques éléments de réponses.

DEUXIEME PARTIE

HYDROGEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE LA ME

2.1 RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES - IMPORTANCES DES PRINCIPAUX AQUIFERES

2.2 RECHERCHES ET IMPLANTATION DES POINTS D'EAU

2.3 CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES : POMPAGES D'ESSAI

2.4 CONCLUSION

2.1 RESSOURCES EN EAUX SOUTERRAINES - IMPORTANCES DES PRINCIPAUX AQUIFERES

Le développement important de l'altération en terrains birrimiens schisteux ne permet pas de suivre en surface les formations du socle sur de grandes distances. Cet état de fait a contribué, depuis bien des temps, à conférer à la tranche altérée du socle un interêt particulier au niveau des recherches et de l'exploitation de l'eau. Cette prédisponibilité des altérites à fournir de l'eau est d'autant plus renforcée qu'on y trouve un nombre assez élevé de puits villageois dont la profondeur exède rarement 20 m. Toutefois il est important de souligner que ces puits arrivent difficilement à survivre en saison sèche voire à la suite de fortes sollicitations.

C'est ainsi qu'un nombre d'ouvrages réalisés, qui interceptent cette partie, sont devenus inexploitables par suite d'un dénoyage mettant alors en exergue l'insuffisance des ressources en eaux de tels aquifères. Il restait alors, comme solution, à s'orienter vers les aquifères profonds.

Une telle démarche, tout en améliorant les connaissances sur la géologie du socle, fait entrevoir maintenant d'énormes possibilités aquifères que recèle la tranche fissurées ou fracturée du socle.

2.1.1 Phénomène d'altération

Ce phénomène a été largement décrit par de nombreux auteurs cependant pour les besoins de notre étude nous rappelerons les grands traits propres à notre bassin versant non sans avoir apporté les corrections utiles grâce aux coupes lithologiques des forages et aux observations de terrain dont la plus grande partie a été effectuée le long des tranchées routières.

L'altération est un phénomène prépondérant qui est lié à l'effet conjugé de la forte humidité, de la chaleur et de la pluviométrie.

L'eau et la température sont les éléments clés.

L'eau facilite l'hydrolyse des minéraux, les mises en solution et également les exportations ou les déplacements des produits. Elle a besoin d'un contact prolongé et intime pour pourrir la roche (AVENARD J.M., 1976). Il se produit alors, en profondeur, une poursuite plus intense de l'altération qui est entretenue par l'humidité croissante. Elle progressera d'autant plus vite que le sol est broyé ou fracturé.

Le processus de cette altération se fait par l'intermédiaire de l'hydrolyse dont l'activité augmente avec la chaleur. Elle procède par l'élimination des alcalins (K, Na) et alinoterreux (Ca, Mg). Selon DERRUAU M., si le milieu est mal drainé, ces cations restent sur place et la réaction reste basique ; s'il est bien drainé, toute la zone située au dessus

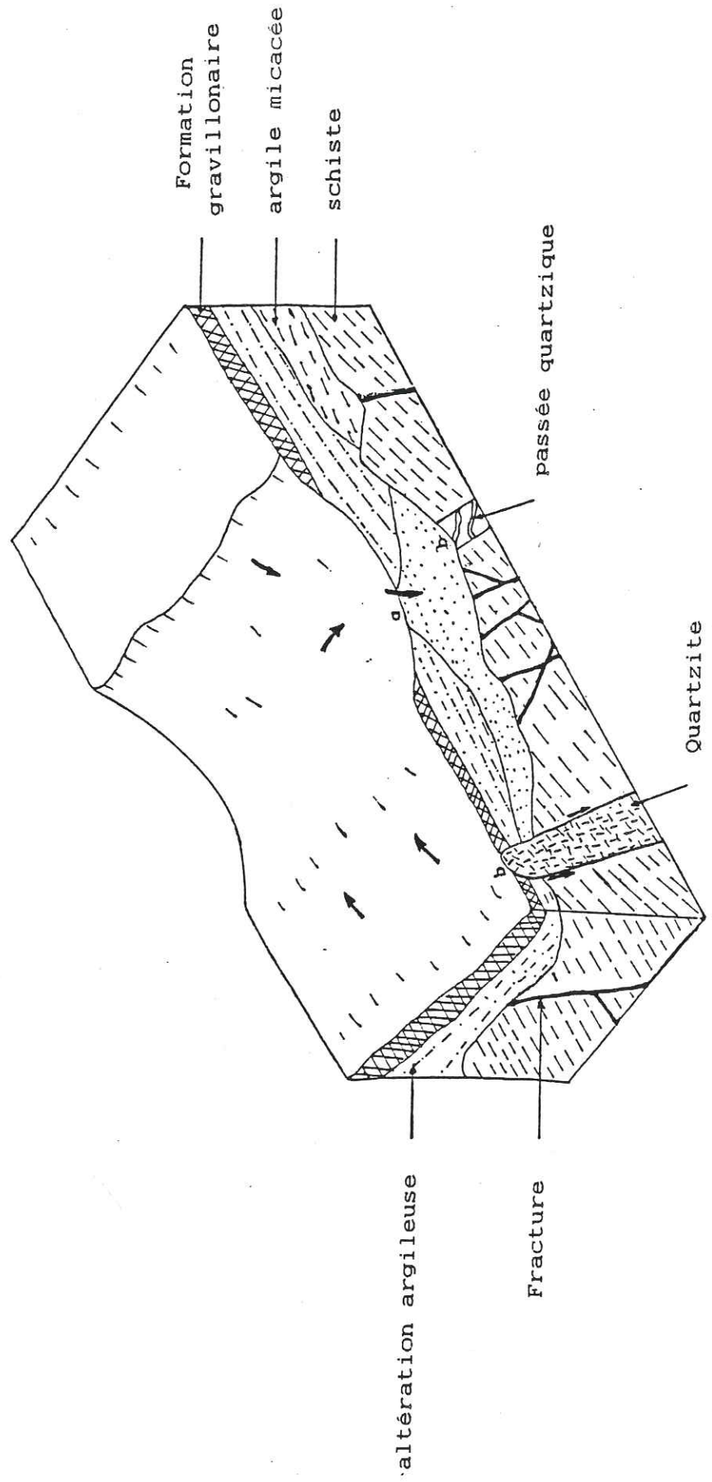


Fig. 29 : Bloc-diagramme schématique : Secteur Abié
Géologie et circulation des eaux

a - Infiltration de l'eau à partir des lits des rivières

b - pénétration en profondeur à partir des bancs rocheux subaffleurents, des passées quartziques et fissures.

de l'horizon de contact roche-mère/sol se trouve appauvrie en cations et alcalino-terreux et accuse une réaction acide. Du fait du régime tropical à quatre saisons qui règne sur notre bassin d'étude c'est l'altération ferrallitique qui prédomine. Selon que l'on se trouve en milieu granitique ou schisteux, l'altération va donner respectivement des arènes grenues ou argileuses et ces différents éléments auront leur comportement propre en présence d'eau.

Le profil d'altération le plus fréquent au niveau des schistes est le suivant :

0 - 5 m : gravillons latéritiques et cuirasses ferrugineuses sur les plateaux. A l'Est du bassin versant, entre Biéby et Mabifon ils sont abondants. Cet horizon peut atteindre, quelquefois, une grande profondeur. L'aspect rouge-brique du sol est dû à l'oxyde de fer ou Hématite (Fe_2O_3)..

5 - 20 m : schistes altérés en argiles rouges avec présence de filons de quartz fréquents ou de grès. Cet horizon entretient un drainage qui permet l'altération en profondeur.

20 - 30 m : le passage progressif au substratum sain est marqué par des :
- argiles sableuses souvent verdâtres et micacées ;
- argiles plastiques mauves à bariolées et très compactes. A ce niveau l'épaisseur est souvent importante. Ce qui entraine des conditions de drainage médiocre.

30 - 60 m : schistes sains. Un horizon fissuré ou fracturé repose sur des schistes sains.

Les produits qui résultent de cette altération s'organisent en système aquifère dont la puissance est déterminée par la nature de la roche-mère et les possibilités aquifères par sa granulométrie. La figure 29 résume notre conception de l'organisation de ces aquifères.

2.1.2 Les aquifères supérieurs d'altérites

Le manteau altéré qui comprend, ici, des produits divers : grains de quartz, de grès, de quartzites ou d'arkoses est dominé par une phase argileuse très importante. On sait que la porosité s'accroit avec une granulométrie décroissante. Elle va donc favoriser la rétention de l'eau de pluie.

Ces formations sont sensibles à la sécheresse aussi, présentent-elles des fentes de dessication qui constituent des points d'absorption des eaux surtout en début d'hivernage avec les premières tornades. Les premiers mètres du sol sont alors imbibés d'eau et une faible partie participe à l'alimentation de la nappe.

La puissance de cette tranche varie entre 20 et 30 m en profondeur en fonction de la nature pétrographique de la roche-mère. C'est donc elle qui va déterminer la présence de l'eau selon la position du niveau hydrostatique. Certaines nappes localisées dans cette tranche peuvent remonter en surface si elles sont barrées par une intrusion. C'est un tel exemple qui nous a sauté aux yeux entre Nkoupé et Andé. En effet, nous avons pu noter, au milieu d'une mare, la présence d'une intrusion granitique faisant saillie en surface. Ce qui porte à penser que cette intrusion joue en profondeur un double rôle :

1° rôle : : elle joue un rôle de barrage souterrain créant ainsi des conditions favorables à l'accumulation d'eau ;

2° rôle : on peut admettre qu'il s'agit d'une remontée de la nappe profonde par les fissures du granite.

Nous avons vu que le niveau d'eau dans les puisards oscille entre 3 et 10 m, en général, en fonction des régions et des saisons. Ce qui signifie que la tranche saturée ne peut jouer qu'un rôle aquifère réduit. L'essorage important que subissent les formations sommitales entraine un rabattement des eaux en saison sèche. Les possibilités aquifères se trouvent ainsi limitées en ces périodes.

2.1.3 Aquifères discontinus

L'hétérogénéité lithologique des terrains birrimiens est un trait essentiel qui se retrouve au niveau des aquifères profonds du bassin versant de la Mé.

Au niveau de ces terrains la direction principale de schistosité (20° - 30°), la plus nette dans ces formations, se confond généralement avec la direction de stratification. Il n'est pas exclu qu'elle puisse coincider avec une direction de fissuration à la suite d'efforts tectoniques ce qui peut favoriser l'infiltration de l'eau en profondeur.

Les débits obtenus sont généralement faibles : 0,7 m^3/h à 5 m^3/h.

La présence de passages quartzeux ou grèseux peut améliorer la productivité hydraulique. Exceptionnellement les débits peuvent atteindre 15 m^3/h en hydraulique villageoise. Ces débits relativement élevés sont le plus souvent liés à une fracture ou à un couloir broyé.

Par exemple à Abié les sites F7, F6 et F4 ont fourni

respectivement : 9,26 - 12,96 - 15,84 m^3/h. Les arrivées d'eau communes à ces 3 forages sont à 50 m de profondeur. Il est de plus en plus vraisemblable qu'une poursuite plus en profondeur permettrait d'obtenir de grands débits.

Ce contexte favorable montre le rôle joué par les fractures au sein des séries birrimiennes. Ces formations peuvent être de grands réservoirs. Il convient de noter que les fractures s'expriment mal sur le terrain par suite de mauvaises conditions d'affleurement. Elles sont bien traduites par l'orientation préferentielle du réseau hydrographique. Celui-ci illustre bien le style tectonique cassant qui compartimente les formations générant alors des aquifères localisés dont l'alimentation est assurée par les nappes de fissures.

La direction birrimienne NE-SW est la plus exploitée. A cet égard les résultats du projet coton, en terrain schisteux, sont revélateurs. En effet, sur cette direction, 21 % des ouvrages ont pu être réalisés avec des débits $\geq 0,6\ m^3/h$.

Les transmissivités sont comprises entre 10^{-4} et $6\ 10^{-6}$ m^2/s .Les fissures ouvertes peuvent être bourrées de produits d'altération ainsi l'acquisition d'une perméabilité de fissure n'est pas définitive. Les nombreux échecs rencontrés sont à attribuer à la présence de nombreuses fractures colmatées ou sèches.

2.1.4 Importance hydrogéologique des différentes formations géologiques du bassin versant de la Mé

La quantité de données disponibles sur les forages 5° FED (1 100 points d'eau), 1er projet BOAD et les récents travaux relatifs à l'hydraulique urbaine permettent de faire une approche sur quelques aspects de l'hydrogéologie du bassin versant de la Mé.

Nous avons vu que les ressources en eaux souterraines de notre bassin d'étude étaient contenues dans deux systèmes aquifères superposés. La relation hydraulique entre ces deux aquifères est ralentie par la nature argileuse des formations sus-jacentes et par leur grande épaisseur.

2.1.4.1 Le manteau altéré

L'infiltration au niveau des formations supérieures est d'autant plus aisée qu'elles sont sableuses. C'est le cas des horizons surmontant le bed-rock granitique de la région d'Adzopé. Les puisards rencontrent l'eau à moins de 3 m sous la surface du sol. Les altérites issues de métasédiments, par contre, se singularisent par des propriétés hydrodynamiques médiocres résultant de l'abondance des produits argileux fins.

Longtemps considérés comme réservoirs potentiels les aquifères du manteau altéré posent le problème de pérennité d'exploitation et cela pour diverses raisons :

- la productivité, aléatoire, est liée aux conditions pluviométriques. On comprendra d'ores et déjà que, dans ce cas, le fonctionnement des puits soit saisonnier ;

- l'évapotranspiration joue un rôle non négligeable dans l'abaissement du niveau de la nappe superficielle. On rencontre généralement l'eau à moins de 3 m. Or il semble que la reprise de l'eau par évapotranspiration puisse atteindre 6 m de profondeur, sinon plus, selon les saisons. Par ailleurs dans cette tranche les nappes sont à surface libre. Il est donc certain qu'une bonne hauteur d'eau est reprise pendant les périodes diurnes, l'évapotranspiration étant doublée par la transpiration des arbres également. L'altération de cet horizon favorise donc la pénétration, en profondeur, des racines qui vont pomper une certaine quantité d'eau.

- la perméabilité est très faible. Dans les fractions très fines les gorges entre les pores sont plus étroites ; de ce fait l'attraction capillaire, plus élevée, restreint l'écoulement en profondeur. Cependant, la présence de graviers de quartz souvent diaclasés peut favoriser la circulation des eaux et améliorer la perméabilité.

2.1.4.2 Les schistes, quartzites, arkoses et grauwackes

La capacité hydraulique des aquifères contenus dans ces formations est de loin la plus importante. La variation lithologique souvent imprévisible dans ces formations et l'abondance des filons de quartz auxquels est associée une porosité de fissures favorisent le drainage d'importantes quantités d'eau et leur stockage dans les réservoirs profonds. Toutefois, l'alternance des différentes séries de roches entraine la constitution d'un ensemble d'aquifères morcelés dans l'espace et dont les caractéristiques hydrodynamiques varient localement. D'ailleurs l'importance des rabattements observés au début des pompages d'essai, comme nous le verrons plus loin, abonde dans le sens d'un cloisonnement de ces aquifères.

L'hydrogéologie des arkoses et grauwackes s'apparente à celle des granites. Ces roches à l'état sain sont, d'aspect massif, très résistantes n'offrent aucune possibilité aquifère. Celle-ci n'est aquise que lorsqu'elles sont fissurées ou fracturées. Ce qui augmente leur perméabilité. L'altération de ces formations donne des niveaux grossiers moins argileux qui facilitent l'infiltration de l'eau (région de Mabifon).

Tableau 18 : Fréquence des venues d'eau en fonction de la profondeur dans quelques forages

Profondeur (m)	Nombre de venues d'eau — Toutes roches confondues	Pourcentage des venues d'eau
20 - 30	8	30,8
30 - 40	3	11,5
40 - 50	5	19,2
50 - 60	7	26,9
60 - 70	3	11,5
Total	26	

Malgré le nombre restreint de mesures pour une étude statistique on peut tirer, avec réserves, certaines conclusions à partir du tableau 18 .

- les venues d'eau entre 50 et 60 m sont aussi importantes que celles obtenues entre 20 et 30 m ;

- si nous considérons que l'altération s'effectue sur 40 mètres de profondeur à partir de la surface il vient, alors, que 57,6 % des venues d'eau sont localisées dans les niveaux profonds. Ces derniers, au cours des pompages, bénéficient du concours des nappes d'altérites qui se vident alors dans ces réservoirs profonds par l'intermédiaire du système de fissures.

Les venues d'eau, non négligeables, souvent obtenues dans les altérites, montrent que le taux de succès généralement élevé dans les schistes birrimiens est imputable à une tranche d'altération mouillée importante.

2.1.4.3 Relation entre épaisseur de la zone d'altération et débits

Il est connu qu'une altération très avancée donne en général des gravillons alors qu'inversement on aboutit à des cuirasses alvéolaires. L'importance de l'épaisseur des altérites dans les terrains birrimiens pose le problème de la relation entre ces produits et les débits des ouvrages.

Tableau 19 : Profondeur du socle et venues d'eau sur les différentes unités géologiques

Site	Profondeur totale (m)	Niveau statique (m)	Profondeur du socle (m)	Débit (m^3/H)	Profondeur des venues d'eau (m)	Unité géologique (B_3 ou P_4)*
Abié F1	72,56	10,87	44,37	0,744	50 - 64,61	B_3
F2	54,44	7,31	25,75	4,628	26,82 et 38,41	"
F4	63,21	5,32	25,46	15,840	50,05 - 57,93	"
F5	67,37	14,71	40,51	1,012	57,45	"
F6	48,87	6,92	22,40	12,96	24 - 27 - 33 - 42	"
F7	67,03	4,19	25,86	9,257	55,36 et 59,41	"
Ahokoi	54,07	9,77	37	0,7	42 et 45	B_3
Annépé F2	40,35	5,40		3,168		"
Biéby F2	65,39	23,17	46,54	0,8		"
Diapé (AG 13)	57,07	13,40	13,54	1,042	22 - 29 à 33	P_4
Diasson F1	70,14	19,71	35,85	4,5	56 et 61	B_3
Lobo-opé	74,66	16,17	46,22	2,5	65	"
Lobo-Akoudzin F1	55,12	12,32		7,2		"
F2	50,45	13,27		2,7		"
Massandji AP 12	47,76	13,08	25,37	3,046	40,97	"
PK 11	42,74	9,40	19,99	1,4	23,12 et 27,45	"
Yakassémé F3	54,63	12,37	34,05	10,8	42,02	"
Fiassé (YA 11)	76,97	26,35	25,57	1,028		B_3/ Granodiorites
SCAF	42,77	4,32	24,58	2	27	?
Boudépé	85	8,9	30	7,2	60	P_4
Nkoupé	65,31	6,1	17,51	2,7	34	P_4
Biasso	75,3	18	42,9	2	70	B_3
Zodji	28,4	3,72	12,56	2,7	13	P_4
Nyan	67,5	13,6	52	3,2	62	B_3
Ananguié	42,56	9,4	28	1,8	37	P_4

* -B_3 : Schistes et quartzites ou arkoses et grauwackes : Birrimien.

-P_4 : Intrusion de granites à 2 micas.

A partir du tableau 19 il est intéressant de noter de façon générale que :

- plus le forage est profond, plus le niveau statique l'est également ;

- aucune relation ne semble se dégager entre l'épaisseur de la zone d'altération et le débit (fig. 30).

Il est remarquable de constater, cependant, que tous les débits observés au cours de la foration sont modestes. Si la faiblesse des débits est une caractéristique propre à la majorité des forages d'hydraulique villageoise, elle n'est pas établie avec certitude sur les terrains birrimiens. En effet, les profondeurs ont rarement franchi le seuil de 100 m. Il est certain qu'une investigation plus poussée peut permettre d'obtenir de meilleurs résultats. C'est le lieu de souligner qu'un débit de 45 m^3/h a été obtenu a Bettié, plus à l'Est, dans la région qui jouxte notre bassin versant, lors de la réalisation d'un forage pour alimenter une future usine SAPH. La profondeur totale du forage est de 91,9 m. Le fond géologique (arkoses, grauwackes) de cette zone est similaire dans ces grands traits à celui de la Mé.

Certains auteurs ne manquent pas d'avancer qu'une certaine épaisseur optimale d'altération surmontant le socle fissuré peut améliorer sa productivité. Si cette hypothèse ne satisfait pas pleinement l'esprit elle n'est pas à rejetter a priori. Nous avons vu, plus haut, qu'une bonne hauteur d'altération saturée peut être drainée par les fissures lors des pompages. Les nappes d'altérites ont donc une fonction capacitive.

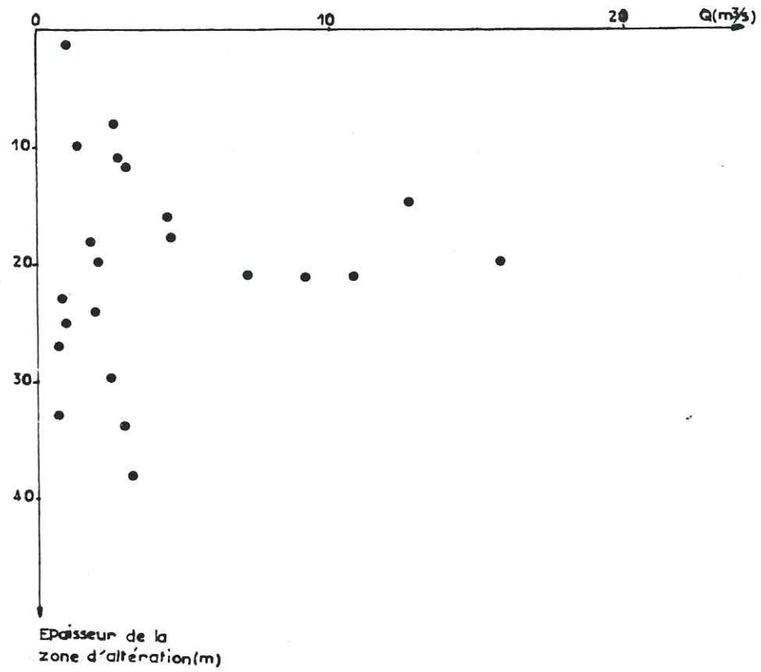
Il faut cependant signaler qu'une grande épaisseur d'altération est souvent le siège d'un important déficit d'humidité qui est rarement comblé. En effet, l'évapotranspiration est si intense que les pluies hivernales parviennent à peine en profondeur.

2.1.5 Conclusion

L'hétérogénéité des formations du socle dans le bassin versant de la Mé et la fissuration, très intense, qui affecte celles-ci font qu'elles se prêtent bien à un stockage des eaux. Cette disposition est limitée toutefois par la pluviométrie en dents de scie et par une proportion très élevée d'argiles dans l'horizon d'altérites.

En effet, l'alimentation des réservoirs profonds se fait en grande partie par les précipitations mais leur apport en eau se ralentit et même s'atténue au contact des formations argileuses très épaisses. Ce qui entraine une recharge tardive de la nappe. Au cours de ce transfert une partie de cette eau est reprise par l'évapotranspiration. Au bout du compte il est difficile d'apprécier la part, due aux précipitations, de l'eau qui arrive en profondeur.

Fig. 30 : Relation entre debits et épaisseurs d'alteration saturée



Dans ces formations la fracturation qui est associée à la superposition des différentes phases tectoniques conduit à un morcellement des roches rigides en blocs et par conséquent à une diversité de systèmes aquifères. Seuls ceux-ci sont exploitables avec des garanties de succès plus élevé et régulier. Par contre les niveaux argileux surmontant ces aquifères inférieurs sont le siège d'un important déficit d'humidité ; de ce fait, ces horizons offrent des potentialités hydrauliques très réduites.

La productivité des aquifères inférieurs est grandement améliorée lorsqu'ils sont accompagnés de fractures kilométriques et des intercalations quartzeuses ou grèseuses.

En définitive, il ressort que la localisation des ressources en eaux souterraines ne peut être cernée sans une bonne connaissance de la géométrie des aquifères. La compréhension progressive de certains paramètres de ces milieux : pétrographie, fracturation... permettra d'éliminer les errements et les échecs rencontrés lors de l'implantation des points d'eau.

2.2 RECHERCHES ET IMPLANTATION DES POINTS D'EAU

L'aspect généralement compact et rigide des roches cristallines et métamorphiques limite l'emmagasinement de l'eau seulement dans les fractures du socle et dans la zone altérée qui le surmonte. L'existence des eaux souterraines est donc liée au développement important du système de fracturation.

Le relief généralement plat et monotone, en Côte d'Ivoire, accentue les difficultés de déceler en surface, les discontinuités sous-jacentes du socle. Les méthodes permettant de mettre en évidence les accidents sont variées, les plus classiques demeurent la géomorphologie et les photographies aériennes.

Dans le cadre du programme National de l'hydraulique villageoise l'emplacement du village conditionne de près le choix du forage. En effet, l'implantation d'un forage a lieu généralement dans le village ou dans ses environs, dans un rayon de 500 m au maximum. Cette condition a pour corrolaire le retrécissement du champ d'investigation. Aussi, les emplacements choisis ne sont pas toujours les plus favorables. Ce qui inéluctablement a des répercussions sur les débits obtenus -si le forage n'est pas déclaré négatif*- et sur la pérennité de l'ouvrage.

Une approche de ces études consiste à receuillir, auprès des villageois, des informations sur la géomorphologie (zone d'inondation par exemple) et sur le choix du site envisagé car l'implantation d'un puits ou forage ne va pas sans heurts. Certains lieux tabous (abords de cimetière, arbres à palabres...) sont déconseillés. Il est donc important de tenir compte de ces considérations sociales afin de ne pas blesser la sensibilité des habitants du terroir. Une autre démarche en aval de la précédente, consiste à intégrer définitivement le point d'eau dans la vie quotidienne des populations rurales.

L'analyse des photographies aériennes

Elle demeure aujourd'hui la méthode la plus usitée dans la détection des linéaments en hydraulique villageoise. Elle nécessite pour cela une mosaïque de clichés pour couvrir une étude régionale afin de mieux faire ressortir les principales directions de fracturation.

Les principaux indices révélateurs de la fracturation sont fournis par le réseau hydrographique, la géomorphologie.

---

* Généralement le forage est déclaré négatif lorsque son débit est inférieur à 1 m^3/h. Mais il arrive que, pour l'urgence du moment, ce seuil ne soit pas respecté. Certains forages peuvent avoir des débits en déçà de cette limite et sont déclarés acceptables si le village compte moins de 100 habitants.

Le réseau hydrographique emprunte les zones de moindre résistance se superposant ainsi aux grandes structures. Il est facilement repérable sur photos aériennes. Il faut toutefois souligner qu'en basse Côte d'Ivoire, la densité du couvert végétal, l'importance de la couverture nuageuse et l'échelle des clichés disponibles atténuent quelque peu son utilisation. La détection des fractures par cette méthode laisse une certaine incertitude qu'il faut lever par une étude de terrain.

- Géomorphologie

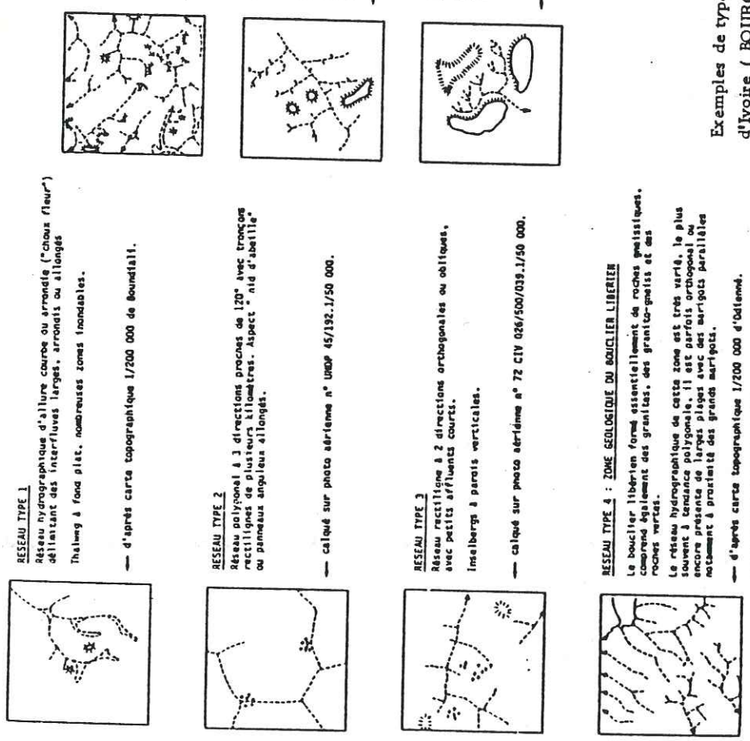
Ces études viennent compléter les données des photographies aériennes et permettent, dans bien des cas, de lever certaines équivoques et de positionner définitivement le site retenu au préalable.

Nous avons constaté, au cours de nos différentes enquêtes de terrain que les puits traditionnels étaient situés dans les bas-fonds quand ils n'étaient pas foncés dans de petites dépressions. Ce qui entrainait généralement au cours des périodes pluvieuses des accumulations d'eau et parfois des risques de pollution. Si cette technique empirique adoptée par les villageois répond à leurs moyens il n'est pas certain qu'elle gagne l'adhésion de l'hydrogéologie. En effet, la nappe interceptée par le puisard est généralement contenue dans les formations superficielles ; il se pose alors le problème de viabilité de ce point d'eau. Il s'est avéré donc important pour les techniciens de l'hydraulique villageoise d'orienter l'implantation des forages vers des débits suffisants et de pérennité certaine. Ce qui signifie le choix d'un bon site malgré les nombreuses contraintes, relevées antérieurement, auxquelles ils sont assujettis.

Nous avons vu qu'en basse Côte d'Ivoire la présence du couvert végétal constituait une limite à la recherche et à l'implantation des points d'eau. Il va sans dire qu'en l'absence de bonnes cartes géologiques, aéromagnétiques et topographiques exprimant nettement la fracture et de bonnes conditions d'observation des affleurements certains indices tels : les ruptures de pentes, les alignements morphostructuraux sous-tendent la recherche des discontinuités pénétratives. Ces indices sont, en général, soulignés par le réseau hydrographique. Lequel a d'ailleurs servi de guide à l'implantation de nombreux forages dans le cadre du "projet coton" du pays.

La figure ci-contre donne une idée des différents aspects que peut prendre le réseau hydrographique en fonction du modelé des terrains. Le projet coton montre, par exemple selon les types de réseaux, qu'il faut rechercher :

- sur le type 2 : les linéaments sécants larges, les ruptures de pente avec changement de végétation ;



Exemples de types de réseaux hydrographiques en Cote-d'Ivoire (BOURGUET L. 1980) où apparaît également la variation de la densité du réseau en fonction des faciès pétrographiques

Figure 31

- sur le type 3 : les sites bas (altitude ⩽ 5 m), les petits talwegs ;

- sur le type 4 : les interfluves érodés, les replats, les linéaments.

Le type 1 se prête plus aux puits traditionnels. C'est une zone facilement inondable dont les bordures présentent, pour le puisatier, un site favorable permettant d'atteindre facilement l'aquifère superficiel.

Les réseaux en zone birrimienne mettent en relief une forte altération constituant un handicap à la réalisation de puits. Le taux d'échec élevé en dit long sur la capacité aquifère de ces altérites. Les indices géomorphologiques repérables sont généralement rares.

La conclusion qui se dégage de cette étude géomorphologique que nous venons de rappeler brièvement est que les critères relevés ci-dessus ne sont pas obsolus. Il est donc nécessaire d'adjoindre aux méthodes précédentes la géophysique comme outil déterminant dans la localisation précise des fractures.si l'on veut obtenir des débits élevés quand on sait que, avec la nouvelle politique de regroupement des villages, les besoins en eau vont en croissant.

- Géophysique

Dans le programme de l'hydraulique villageoise son utilisation n'est pas systématique car le taux de succès réalisé à partir des seules méthodes précédentes la fait réserver pour les cas difficiles : recherches de gros débits pour les grandes agglomérations, géologie tourmentée.

Nous ne disposons pas de données à partir d'une telle technique. Il faut cependant reconnaitre que si cette méthode ne présente pas toujours un caractère novateur elle a le mérite de localiser avec précision les points propices à l'implantation des ouvrages de captage en terrain cristallin et métamorphique. Son utilisation serait d'un grand secours dans l'amélioration des résultats.

Les deux méthodes classiques d'implantation utilisées en hydraulique villageoise, à savoir les photographies aériennes et la géomorphologie, ne garantissent pas toujours du succès d'un ouvrage car les indices observés peuvent présenter des ambiguités qu'il convient d'éclaircir par la combinaison de plusieurs techniques de recherches. C'est en cela que réside l'intérêt de la géophysique et maintenant des images de satellite. Cette dernière méthode ouvre de nouveaux horizons dans la recherche des eaux souterraines.

2.3 CARACTERISTIQUES HYDRODYNAMIQUES : LES POMPAGES D'ESSAI

2.3.1 Introduction

L'exploitation des aquifères pour usage domestique et agricole nécessite une évaluation des quantités d'eau disponible et un suivi de ces ressources dans le temps afin de prévoir les effets d'une sur-exploitation. Pour ce faire il importe donc de connaitre les caractéristiques hydrodynamiques de ces réservoirs. Une telle démarche est rendue complexe par le caractère discontinu des milieux fissurés dans lesquels sont contenus ces aquifères. Leur cloisonnement impose au contenu liquide une répartition inégale et rend hasardeuse toute circulation des eaux souterraines.

La détermination exacte de ces caractéristiques est également difficile à réaliser, tant il apparait qu'il n'existe pas de méthode qui puisse donner avec une précision absolue ces paramètres, surtout si l'on ne prête pas suffisamment attention à la nature de la nappe : libre, captive ou semi-captive, isotrope ou anisotrope.

Chaque cas de figure peut présenter des particularités dont l'interprétation nécessite beaucoup de rigueur et de discernement dans le choix de la méthode.

2.3.2 Les ouvrages de captage

La réalisation d'un puits ou forage doit tenir compte de la nature du substratum si l'on veut augmenter la durée d'utilisation de l'ouvrage et améliorer sa productivité hydraulique.

Les nombreux travaux réalisés sur l'ensemble du territoire ont montré que les puits et/ou les forages sont plus adaptés sur les zones granitiques et les forages seuls sur socle schisteux. L'abandon des puits au profit du forage, en zones schisteuses, est dû principalement à :

- un problème de réalisation. Les arrivées d'eau y sont discrètes en raison de l'altération profonde. Elles ne sont visibles que lorsqu'elles sont liées à des filons de quartz ;

- la pérennité de l'eau, dans l'ouvrage, n'est pas assurée en toute saison ;

- la potabilité de l'eau est sujette à critique. L'eau est presque trouble à cause de l'abondance des sables argileux.

2.3.3 Les pompages d'essai : interprétations

Les forages villageois demandent généralement des

débits très modestes (Q ⩾ 1 m^3/h) et les pompages d'essai réalisés sont généralement de courte durée : 8 H de descente et 4 H de remontée. Il s'agit d'essais en général, par paliers enchainés. Par contre les récents projets d'adduction d'eau, dans certains villages (Montezo, Ahoutoué) où la population est importante, ont nécessité des débits plus élevés (supérieurs à 4 m^3/h) et des pompages d'essai plus longs 20 à 26 H. Tous les pompages ont été faits sans dispositifs d'observation. L'abondance des travaux, les contraintes économiques mais surtout le souci de réaliser les projets dans les délais exigés ont prévalu sur l'aspect pointilleux de la recherche.

Les interprétations des mesures ont été faites selon diverses méthodes qui se rapprochent des cas pratiques mais il va de soi que les résultats trouvés ne correspondent que rarement à la réalité.

2.3.3.1 Site Abié (F4)

2.3.3.1.1 Géologie et Hydrogéologie

L'aquifère principal est contenu dans une zone très hétérogène constituée de schistes et quartzites reconnus à 25,46 m de profondeur par un forage dont la coupe lithologique est la suivante :

0 - 5 m : cuirasses latéritiques

5 - 15 m : altérations sablo-argileuses

15 - 20,46 m : argiles plastiques mauves

20,46 - 63,21 m : schistes sains ± fissurés

Les venues d'eau ont été constatées à 50,05 et 57,93 m. La nappe est captive son niveau statique est à 5,32 m de profondeur.

2.3.3.1.2 Données techniques

- caractéristiques techniques du forage

La profondeur équipée est 63 m. Le forage est muni d'un tubage dont :

. le diamètre (Ø) interne = 5" sur 51,26 m ;

. la profondeur crépinée : 11,74 m

- pompage d'essai

Le pompage a duré 7 H 35. Il a été exécuté par paliers enchainés à débits croissants. Il n'y a pas de dispositif d'observation.

La remontée a éte suivie pendant 4 H.

Les données sont consignées en annexe.

2.3.3.1.3 Interprétation

Trois paliers ont été exécutés. Chaque palier a duré en moyenne 2 H. Nous présentons dans le tableau ci-dessous les résultats obtenus.

Tableau 20 Essai par paliers de débits - Abié (F4)

N° du palier	Débit : Q (m^3/h)	Rabattement non stabilisé : S(m)	Rabattement spécifique : S/Q m/(m^3/h)
1	5,28	3,72	0,704
2	10,56	9,55	0,904
3	15,84	15,71	0,992

L'allure rectiligne de la courbe caractéristique s = f(Q) (fig ´32) montre que les pertes de charge sont encore tolérables.

Le rabattement observé dans l'ouvrage à un instant, t, peut être considéré comme étant la somme de deux composantes :

- la perte de charge linéaire : BQ
- la perte de charge quadratique : CQ^2

Le rabattement total est : $S = BQ + CQ^2$. B et C sont déterminés à partir du graphique S/Q = f(Q).

Nous obtenons :

$B = 0,54$ m/(m^3/h)

$C = 2,8\ 10^{-2}$ m/(m^3/h)^2

Calcul de la transmissivité

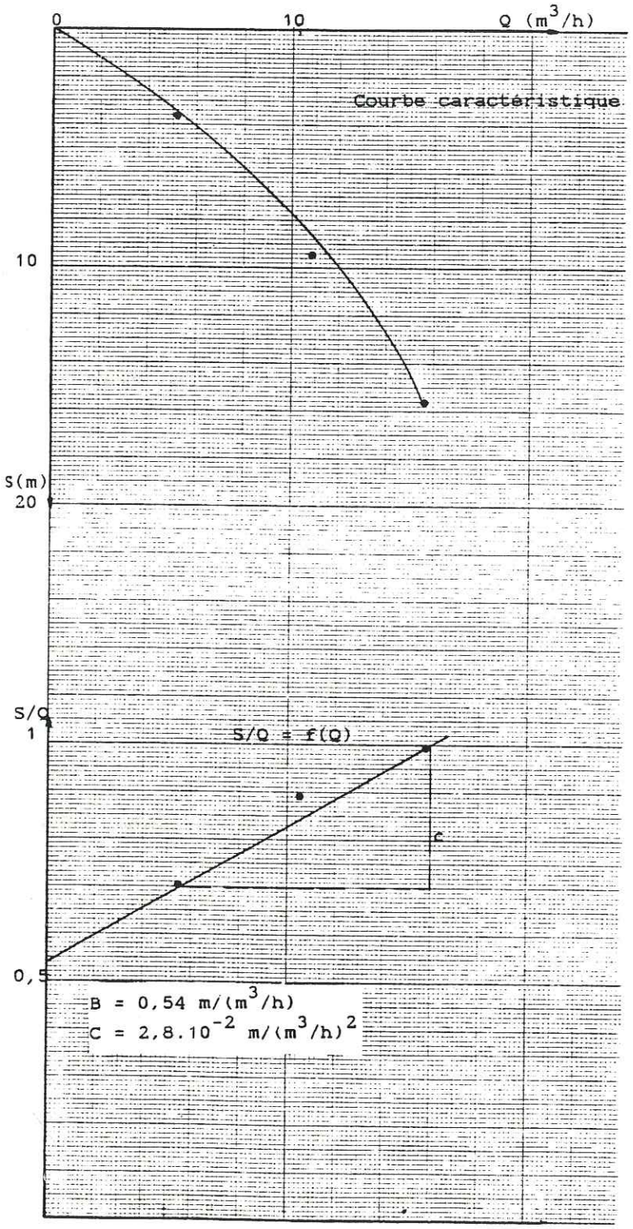
Pour un pompage de courte durée LOGAN a montré que le facteur R/r (Dupuit : $S/Q = \frac{1}{2\,¶\,T} \ln \frac{R}{r}$, $S = BQ + CQ^2$ et $B = \frac{1}{2\,¶\,T} \ln \frac{R}{r}$) est compris entre 10^3 et 10^5, donc $\log \frac{R}{r}$ est compris entre 3 et 5. Si on transforme $\ln \frac{R}{r}$ et $\log \frac{R}{r}$

On aura : $B = \frac{0,37}{T} \log R/r$

donc 0,37 log R/r est compris entre 1,1 et 1,8

ainsi T : $\frac{0,37 \log R/r}{B}$

Fig. 32 : Abié F4 : Essai par paliers de débit



$$T \simeq \frac{1,22}{B} = \frac{1,22}{0,54}$$

d'où $T \simeq 2,26\ m^2/h = 6,3\ 10^{-4}\ m^2/s$

Evaluation des pertes de charge

Q (m)	5,28	10,56	15,84
BQ (m)	2,85	7,70	8,55
CQ^2 (m)	0,78	3,12	7,02

Pour un débit de 15,84 m^3/h les pertes quadratiques représentent 7,02 m soit 44,68 % du rabattement final. Elles peuvent s'évaluer également par la méthode de MOGG (1969) :

$$J = \frac{\Delta (Q/S)}{(Q/S)\ moyen} = \frac{0,41}{0,93} = 0,44$$

avec $\Delta(Q/S)$: variation du débit spécifique au cours de l'essai entre le premier et le dernier palier.

Les pertes de charge sont élevées mais acceptables. L'équation de la droite représentative est :

$$S = 0,54\ Q + 2,8\ 10^{-2}\ Q^2$$

2.3.3.1.4 Remontée

Nous utiliserons la méthode de COOPER-JACOB relative à l'interprétation des pompages par paliers ce qui nous amène, pour la remontée, à faire une correction sur le temps (soit t ce temps corrigé).

tn-ti	log(tn-ti)	ΔQi	ΔQi x log(tn-ti)	$\Sigma\{\Delta Qi \log(tn-ti)\}/\Sigma\Delta Qi$	$\bar{t}$
465	2,667	5,280	14,082		
340	2,531	5,280	13,364		
125	2,097	5,280	11,072		
		15,840	38,518	2,432	270,4

Les mesures, rabattements résiduels en fonction de ($\bar{t}$/t')*,

---

* $\bar{t}$ = temps auquel se serait produit le rabattement dans un certain piézomètre si le débit de pompage était resté constant depuis le début et égal au débit réel au temps t (mm).

t' = temps écoulé depuis l'arrêt du pompage (en mm).

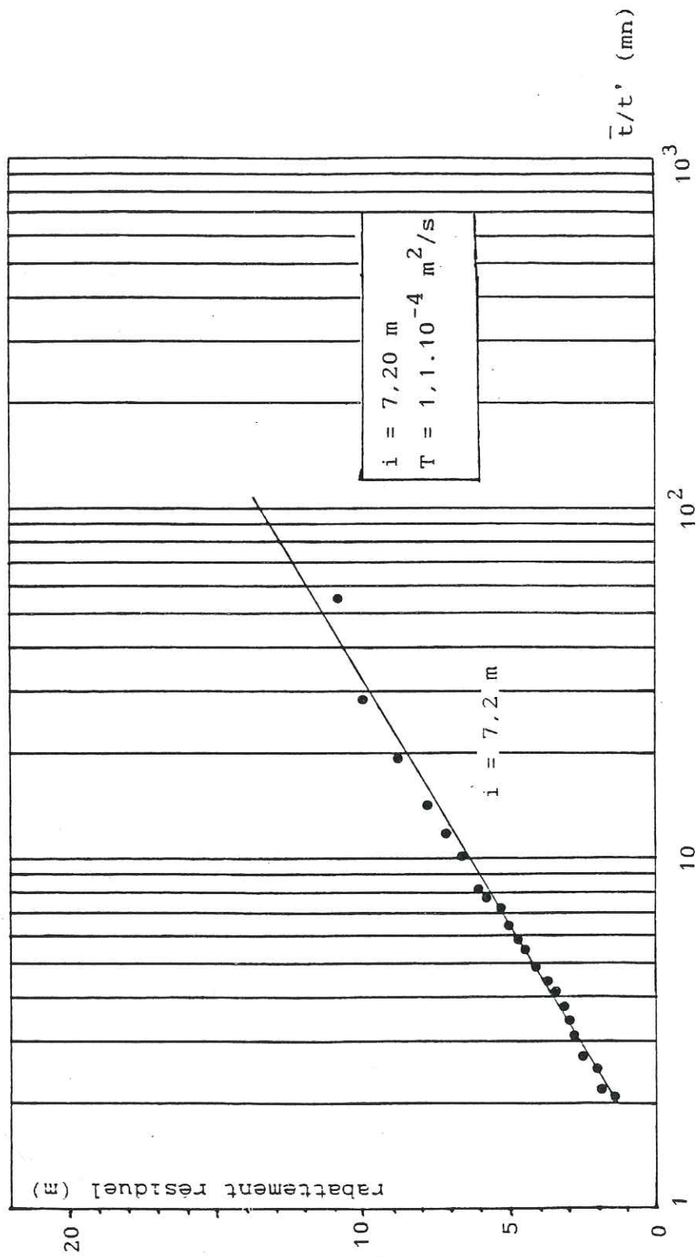


Fig. 33 : Abié (F4) : Pompage d'essai par palier de débit. Remontée

reportés sur diagramme semi-logarithmique permettent d'obtenir une courbe dont la pente i = 7,20 m (fig 33).

$$d'où\ T = \frac{0,183\ Q}{i} = \frac{0,183 \times 15,840}{7,20}$$

$$= 0,403\ m^2/h = 1,1\ 10^{-4}\ m^2/s$$

Q étant le débit du 3° palier où l'on observe une stabilisation des rabattements. En réalité rien ne prouve que celui-ci ne puisse pas évoluer si le forage se poursuivait.

2.3.3.1.5 Conclusion

Nous retiendrons comme valeur de T, caractérisant l'aquifère, la moyenne des valeurs obtenues.

$Tm = 3,7\ 10^{-4}\ m^2/s$

l'absence d'un point d'observation ne nous permet pas de déterminer le coefficient d'emmagasinement. Cette valeur sera évaluée ultérieurement.

2.3.3.2 Site Ahoutoué (FAH1)

2.3.3.2.1 Géologie et Hydrogéologie

Il s'agit de formations sédimentaires tertiaires du "continental terminal" recouvrant le socle dont la profondeur augmente du Nord vers le Sud. Deux systèmes d'aquifères s'individualisent :

- le premier système est constitué de sables recouverts par la terre végétale ;
- ensuite vient l'aquifère semi-captif, profond, formé par le socle fissuré très hétérogène lateralement.

Ces deux systèmes aquifères sont séparés par une couche d'argiles sableuses.
Les venues d'eau ont été obtenues à 26 ; 57,5 ; 59 et 62 m de profondeur.

2.3.3.2.2 Données techniques

Pompage d'essai

Le forage a été réalisé dans le cadre d'une adduction d'eau. Aussi, le pompage d'essai, exceptionnellement, a-t-il duré 26 H. Il a été fait par paliers à débits croissants.
Il n'y a pas de dispositif d'observation.
La remontée a été observée pendant 2 H 40.

27 AOUT 2003
Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr

2.3.3.2.3 Interprétation

Tableau 21 Essai par paliers de débit -Ahoutoué (FAH1)

N° du palier	Q (m^3/h)	Rabattement non stabilisé S(m)	S/Q m/(m^3/h)
1	3	8,65	2,88
2	6	25,54	4,26
3	9	43,14	4,79

Les paramètres B et C déterminés graphiquement (fig 34). donnent :

$B = 1,35$ m/(m^3/h)

$C = 0,48$ m/(m^3/h)^2

d'où $T = \frac{1,22}{B} = \frac{1,22}{1,35} = 0,9$ m^2/h $= 2,5\ 10^{-4}$ m^2/s

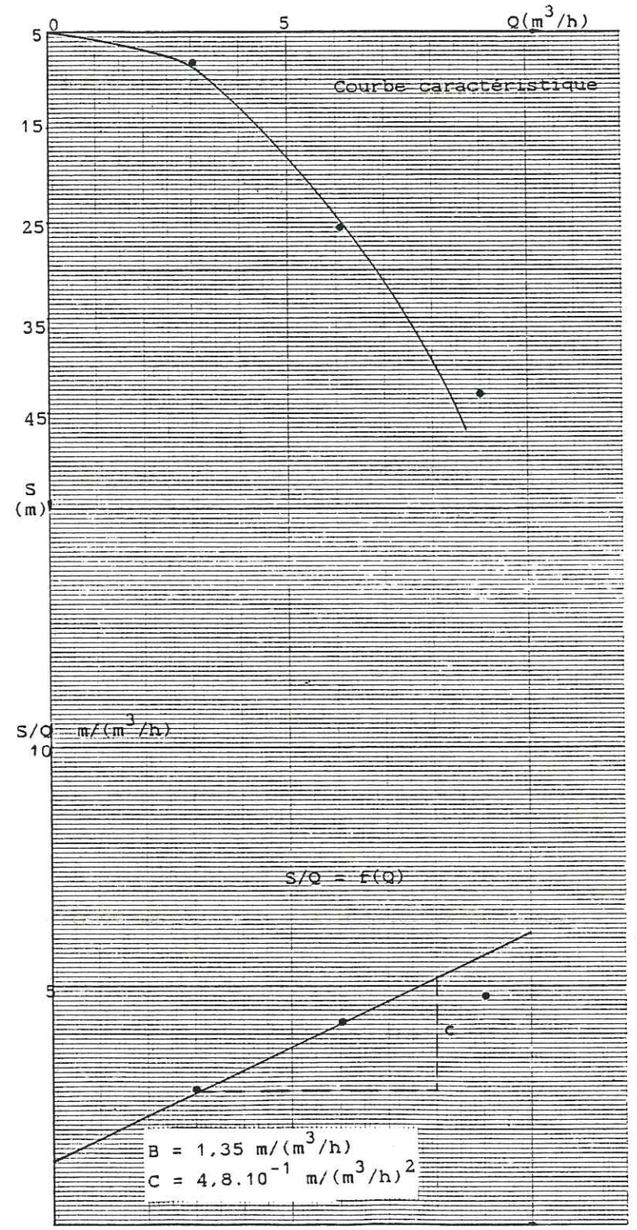
Evaluation des pertes de charges

Q (m^3/h)	3	6	9
BQ (m)	4,05	8,1	12,15
CQ^2 (m)	4,32	17,28	38,88

Les pertes de charges quadratiques sont éxagérement élevées au niveau du dernier palier. Elles représent 90 % du rabattement final.

Compte tenu du temps suffisamment long du dernier palier (420 mn) l'idée nous est venue de reporter les mesures de ce palier, rabattements en fonction du temps, sur diagramme semi-logarithmique. On y voit une progression lente des rabattements entre 10 et 420 mn. Il est possible que ce ralentissement soit lié à un apport d'eau provenant des formations sus-jacentes. Ce qui nous amène à une interprétation relative "aux nappes semi-captives en communication à travers leurs épontes semi-perméables avec une nappe à niveau d'eau constant" selon la méthode de WALTON.

Fig. 34 : Ahoutoué (FAH) : Essai par paliers de débit



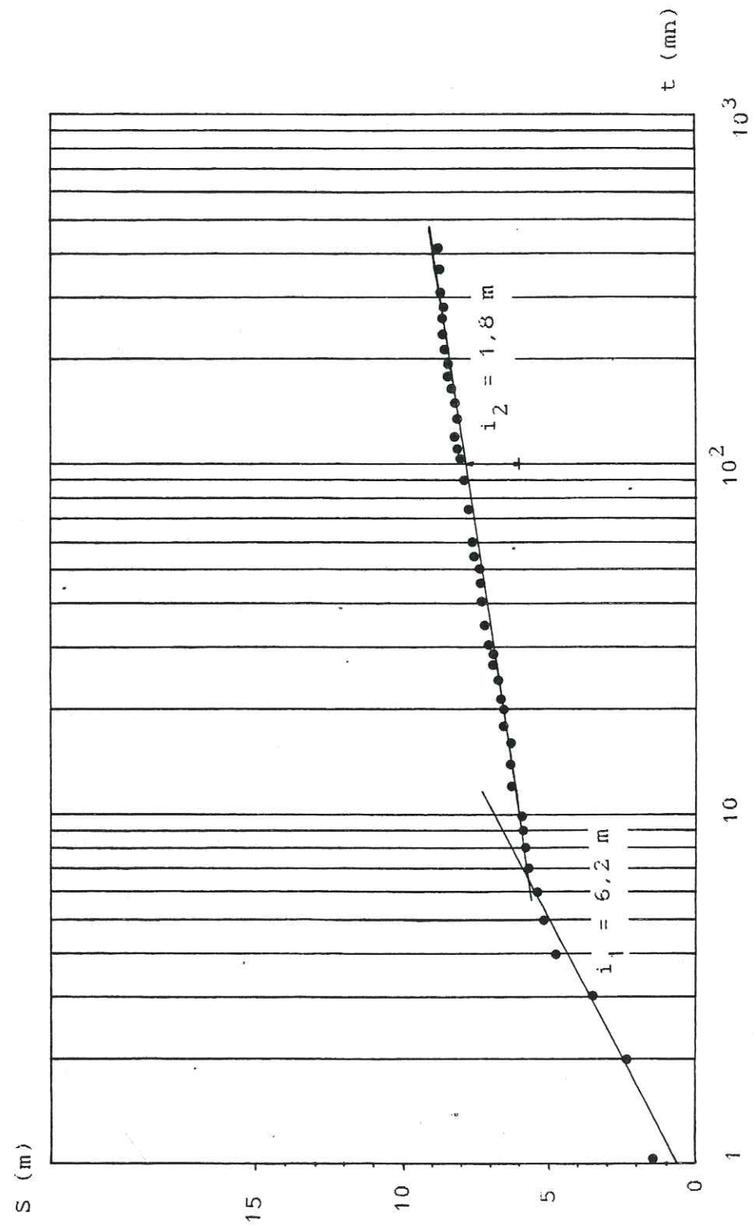
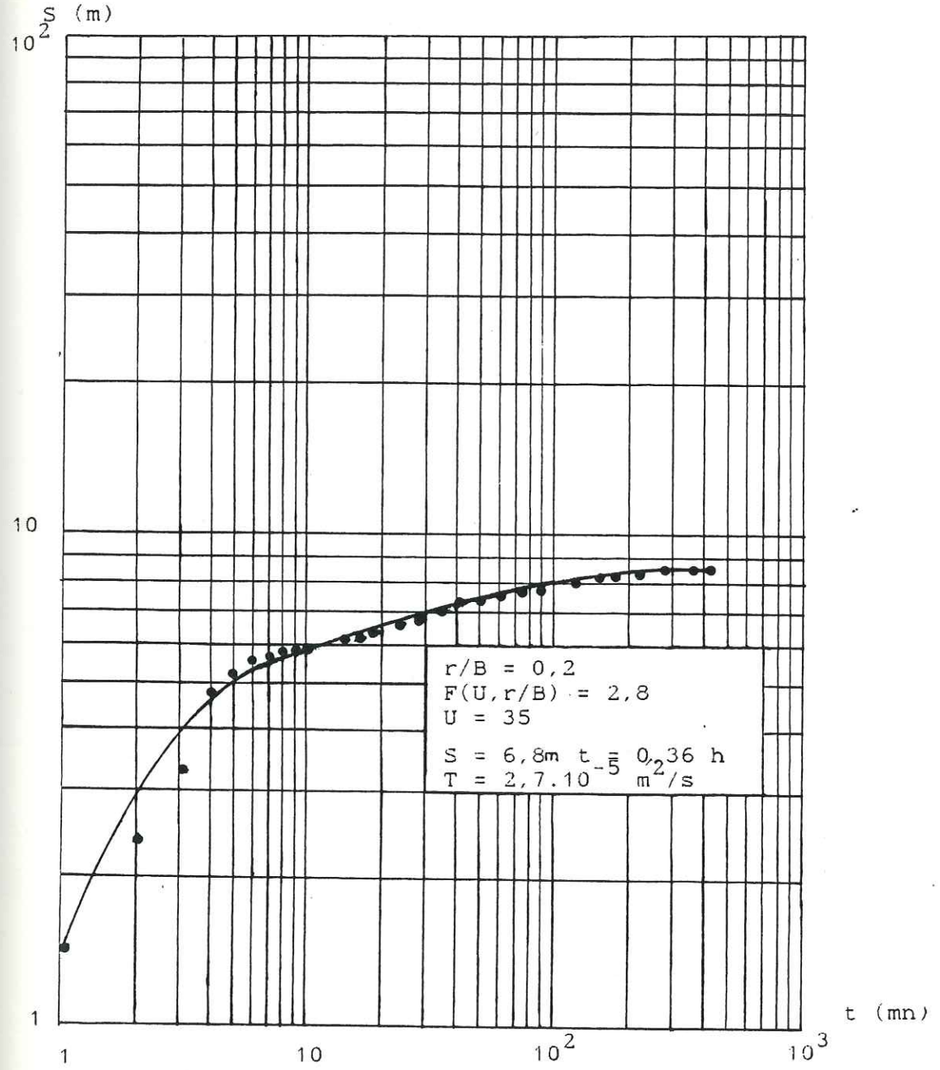


Fig. 35 : Pompage d'essai. Ahoutoué. Descente

Fig. 36 : Pompage d'essai. Ahoutoué. Descente



Méthode semi-logarithmique de Jacob (fig 35)

On note deux phases :

- 1° phase : le début de la descente accuse une pente très forte
  i1 = 6,2 m soit T1 : $2,5.10^{-5}$ m^2/s
- 2° phase : i2 = 1,8 m = i1/3,5

Pour le calcul des paramètres nous retiendrons la 2° phase où l'allure du graphique commence à devenir rectiligne (7 à 420 mn). Cette phase confirme le mieux l'hypothèse de JACOB.

$$T2 = \frac{0,183}{i2} Q = 8,3.10^{-5} \ m^2/s$$

Méthode bilogarithmique de WALTON

La courbe obtenue (fig 36) a été tracée sur papier de même module logarithmique que la courbe théorique. La superposition a été faite sur la courbe type de r/B = 0,2

F(U,r/B) = 2,8 U = 35

S = 6,8 m t = 0,36 h

$$T = \frac{0,08\ Q}{S} F(U,r/B)$$

$$T = \frac{0,088 \times 3}{6,8} \times 2,8 = 0,099 \ m^2/h = 2,7.10^{-5} \ m^2/s$$

l'évaluation de $\frac{K'}{b'}$ n'est pas possible

remarque : La valeur de T, obtenue, est légèrement inférieure à celle déterminée par la méthode de JACOB par contre elle est largement inférieure à la valeur trouvée à partir des essais par paliers de débits. Cet écart de résultat est imputable à de très fortes pertes de charges enregistrées au niveau du premier palier. Celles-ci représentent 80,5 % du rabattement du 1° palier.

2.3.3.2.4 Remontée

La durée relativement brève du temps de remontée ne permet pas d'en tirer des résultats satisfaisants.

2.3.3.2.5 Conclusion

Le modèle envisagé à savoir l'existence d'une communication entre nappe supérieure et profonde est possible.

Cependant les différences enregistrées au niveau de certains résultats obtenus peuvent être attribuées à de fortes perturbations (pertes de charges non linéaires) au voisinage du forage.

L'aquifère sera caractérisé par :

T = $2,5.10^{-4}$ m^2/s

2.3.3.3 Site Fiassé (YA. 11)

2.3.3.3.1 Conditions géologiques et Hydrogéologiques

L'aquifère à nappe captive est constitué par des schistes (s.l. fissurés. Le toit du substratum sain schisteux est limité latéralement à l'Ouest par des granodiorites constituant une barrière étanche. C'est une zone de transition Granodiorites - Schistes - Arckoses. L'aquifère est très hétérogène. Ce substratum est recouvert par une altération argileuse dont l'épaisseur est de 25,57 m. La profondeur du forage est de 76,97 m.

Le niveau statique est à 26,35 m.

2.3.3.3.2 Données techniques

- Caractéristiques techniques

Profondeur équipée : 76,97 m ≃ 77 m.

Tubage :
plein : Ø : 5" sur 61,74 m
crépiné : Ø : 5" sur 11,69 m

- Pompage d'essai

Le pompage a duré 6 H 45 avec un débit moyen de 1,114 m^3/h. Le débit initial qui était de 1,200 m^3/h s'est stabilisé à 1,028 m^3/h après 25 mn de pompage.

La remontée a duré 4 H.
Il n'y a pas de dispositif d'observation.

2.3.3.3.3 Interprétation des données du pompage d'essai

Descente

Les données du pompage d'essai, rabattements (S) en mètres en fonction du temps de pompage en minutes, sont reportées sur diagramme semi-lagarithmique (fig 37) et bilogarithmique. L'allure des courbes obtenues permet de noter un

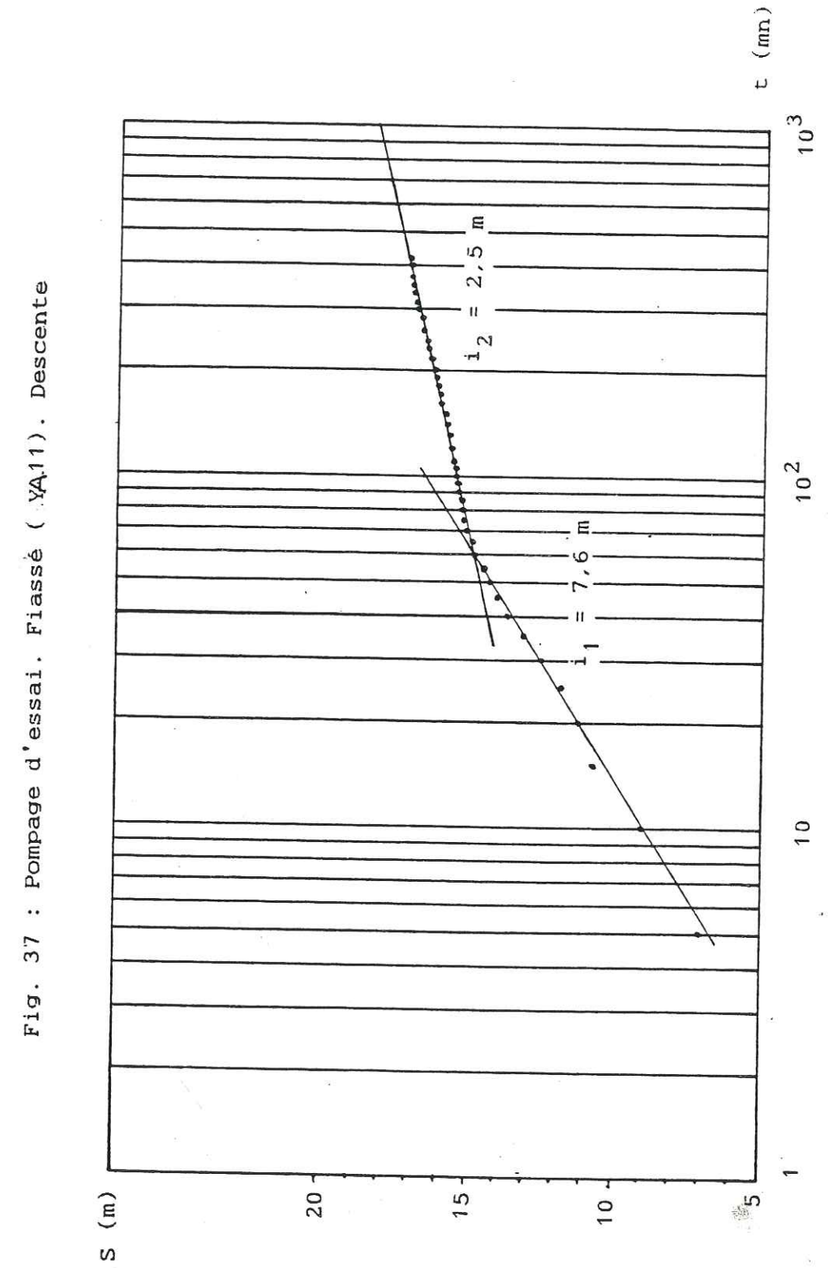


Fig. 37 : Pompage d'essai. Fiassé (YA11). Descente

aplatissement des courbes qui correspond à un ralentissement des rabattements.

Méthode semilogarithmique de Jacob

La droite représentative du pompage donne deux pentes :
i1 = 7,6 m
i2 = 2,5 m

Les transmissivités obtenues sont :

$$T1 = \frac{0,183\ Q}{i1} = 7,4.10^{-6}\ m^2/s$$

$$T2 = \frac{0,183\ Q}{i2} = \frac{0,183 \times 1,114}{2,5} = 8,15.10^{-2}\ m^2/h$$

$$= 2,3.10^{-5}\ m^2/s$$

La première pente i1 = 7,6 m qui représente le début du pompage est négligeable. Par contre la deuxième pente i = 2,5 m représente le tiers (i/3) de i1. Elle donne une transmissivité de $2,3.10^{-5}$ m^2/s. Celle-ci reflète le schéma hydraulique proposé qui est le suivant :

Après une descente normale, pendant un certain temps, on note une stabilisation des niveaux d'eau. L'allure que prend la courbe permet de relever certaines remarques à savoir :

- une partie ascendante, celle-ci souligne la présence d'un premier réservoir bien circonscrit de faible profondeur (dans les altérites) et dont la transmissivité est de $T1 = 7,4.10^{-6}$ m^2/s. Ce réservoir libère progressivement son contenu d'eau d'où sollicitation d'une autre fracture.

- une partie presque horizontale (palier) marquée par un ralentissement des rabattements. Elle correspond à une fracture profonde de grande extension. Elle supporte le régime de pompage qui devient permanent avec un débit de 1,028 m^3/h et une transmissivité égale à $2,3.10^{-5}$ m^2/s.

Méthode bilogarithmique de Boulton

La baisse des niveaux d'eau dans les couches supérieures (altérites) suivie d'un ralentissement des rabattements permet de donner l'interprétation suivante : la stabilisation observée entre 20 et 420 mn est en fait un palier de descente correspondant à un phénomène d'alimentation différée. Un tel schéma justifie l'emploi de la méthode de BOULTON.

Les résultats de la superposition, de la courbe expérimentale sur la courbe théorique r/B = 0,4 de la famille A, sont les suivants :

$F(U, r/B) = 1,7$ $\qquad\qquad$ $U = 1,5.10^{-2}$

Fig. 38 : Pompage d'essai - Fiassé (YA 11). Descente

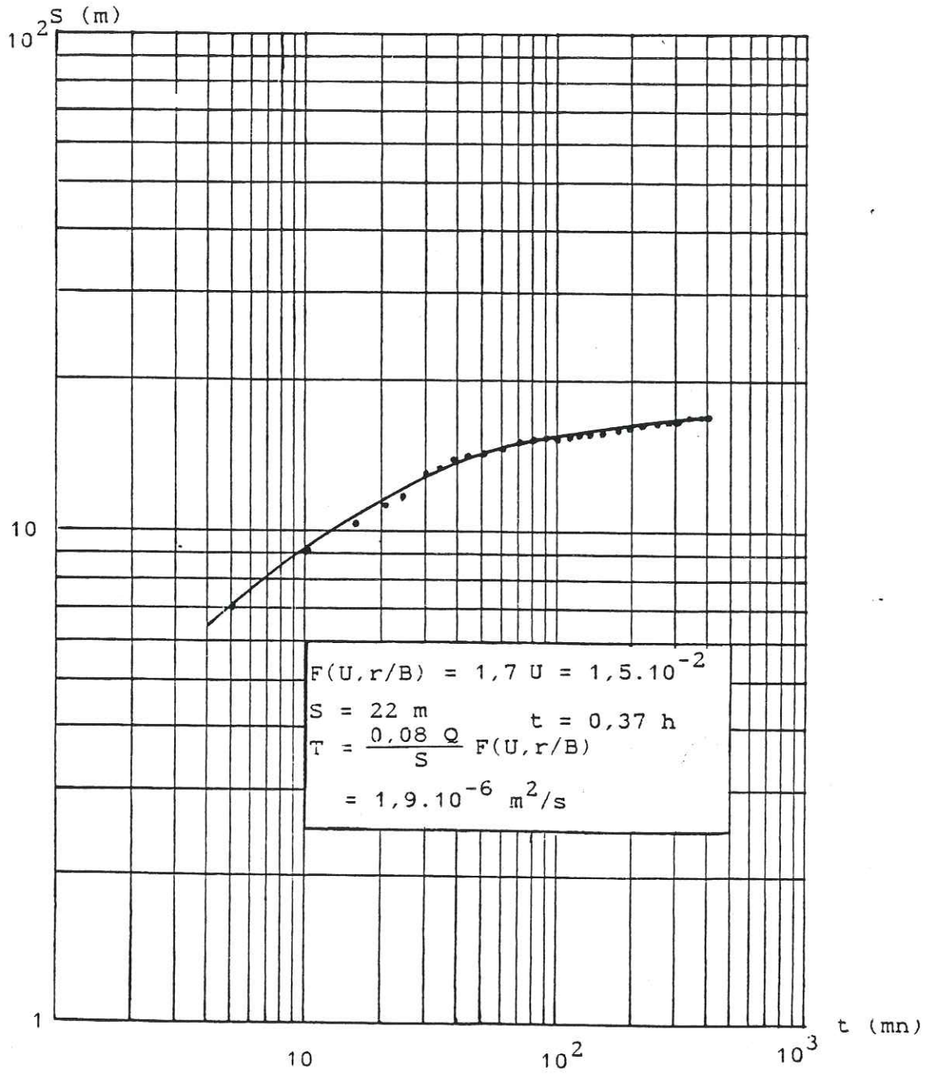
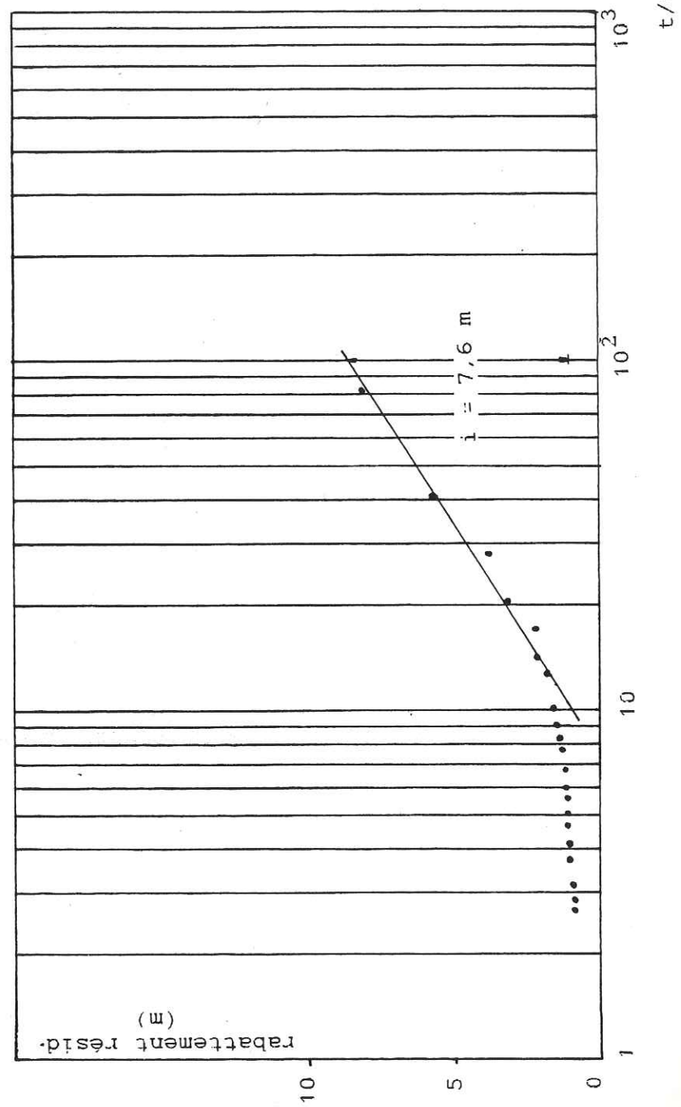


Fig. 39 : Pompage d'essai. Fiassé (YA 11) - Remontée



$S = 22\ m$ $\qquad t = 25\ mn = 0,37\ h$

$$T = \frac{0,08\ Q}{S} F(U, r/B) = \frac{0,08 \times 1,114}{22} \times 1,7$$

$$= 6,89.10^{-3} = 1,9.10^{-6}\ m^2/s$$

2.3.3.3.4 Remontée

L'établissement de la courbe de remontée, rabattements résiduels en fonction de t/t', sur diagramme semi-logarithmique (fig 39) accuse une pente très forte au début de l'observation.

$i = 7,6\ m$

Elle donne :

$$T = \frac{0,183\ Q}{i} = \frac{0,183 \times 1,114}{7,6} = 2,68.10^{-2}\ m^2/h$$

$$= 7,4.10^{-6}\ m^2/s$$

La valeur de la pente trouvée par l'interprétation de la remontée correspond à celle obtenue au début de la descente. En d'autres termes le début de la remontée est conforme à celui de la descente. Cependant ces valeurs ne peuvent être retenues en raison des pentes qui s'écartent de la réalité.

2.3.3.3.5 Conclusion

Le schéma de BOULTON proposé à savoir l'existence d'un phénomène d'alimentation différée est bien plus probable, étant donné que les rabattements observés à la descente permettent d'aboutir à un palier horizontal.

Nous retiendrons comme paramètre hydraulique :

$$T = 2,3.10^{-5}\ m^2/s$$

2.3.3.4 Site Diapé (AG 13)

2.3.3.4.1 Cadre géologique et hydrogéologique

L'aquifère est contenu dans des granites fissurés passant en profondeur à des granites sains. L'horizon aquifère peut être considéré comme illimité latéralement. La profondeur totale du forage atteinte est de 56,76 m.

La coupe lithologique est la suivante :

0 - 2,5 m : revêtement latéritique

2,5 - 13,54 m : argiles sableuses

13,54 - 56,67 m : granites ± fissurés

Les venues d'eau sont observées à 22 m, 29 m et 33 m de profondeur. La nappe est captive ; le niveau statique se situe à 13,40 m.

2.3.3.4.2 Données techniques

- Caractéristiques techniques

La profondeur équipée est de 57,07 m munie d'un tubage dont le diamètre plein : Ø = 5" sur 42,44 m
le diamètre crépiné : Ø = 5" sur 14,63 m

- Pompage

Le pompage a duré 6 H 5 mn à débit constant (1,042 m^3/h). Il n'y a pas de dispositif d'observation.

La remontée a été très brève et les mesures n'offrent aucun intérêt. Les résultats sont mentionnés en annexe.

2.3.3.4.3 Interprétation des données du pompage d'essai

Descente

Malgré le temps relativement court nous utiliserons la méthode semi-logarithmique de Jacob.

Méthode semi-logarithmique de Jacob

Nous obtenons :

$i = 4,95\ m$

$$T = \frac{0,183\ Q}{4,95} = \frac{0,183 \times 1,042}{4,95}$$

$$= 3,85.10^{-2}\ m^2/h = 1,1.10^{-6}\ m^2/s$$

L'allure de la courbe, rabattements en fonction du temps, obtenue sur diagramme semi-logarithmique (fig 40) nous conduit à soupçonner l'effet d'un "débit retardé" qui provoque un ralentissement de la progression des rabattements entre 40 et 365 mn. Nous appliquerons la méthode de BOULTON.

Méthode bilogarithmique des "courbes types" de BOULTON

Le report des rabattements en fonction du temps est fait sur diagramme bilogarithmique (fig 41) de même norme que celui de l'abaque

La meilleure superposition est faite sur la courbe théorique r/B = 0,316 (courbe de type A). Ce qui donne :

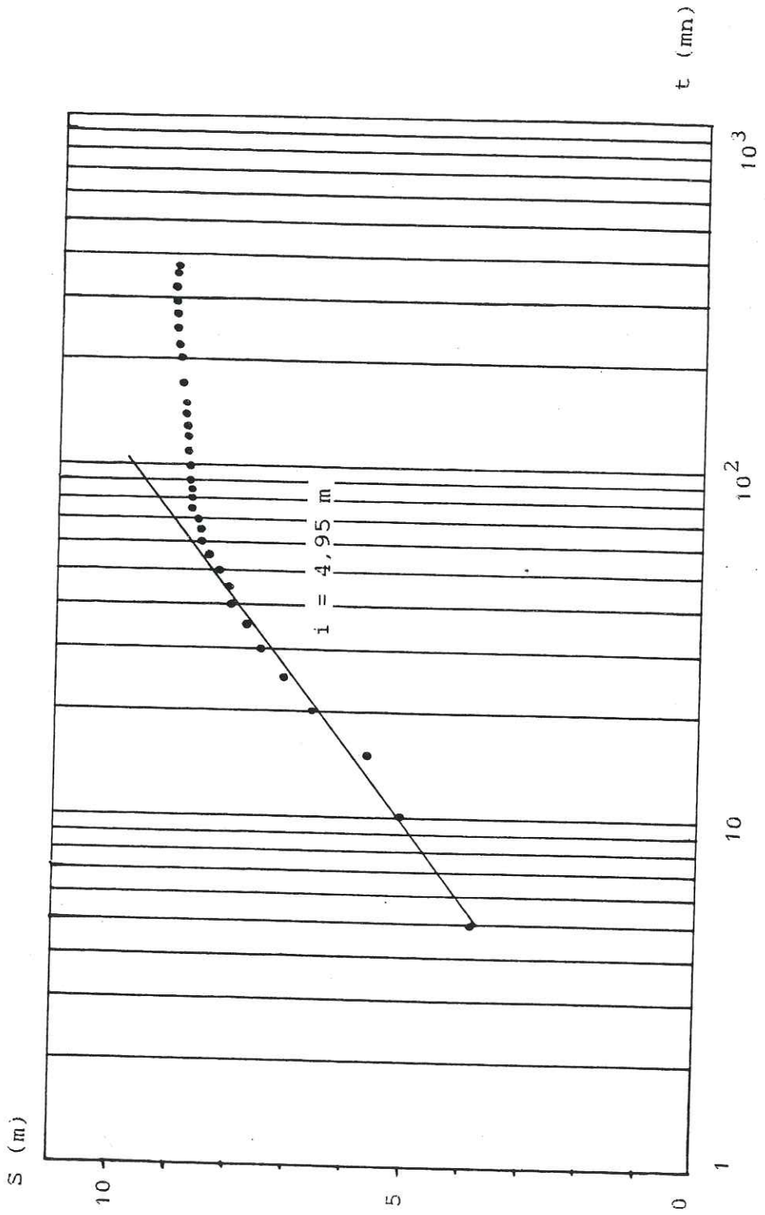
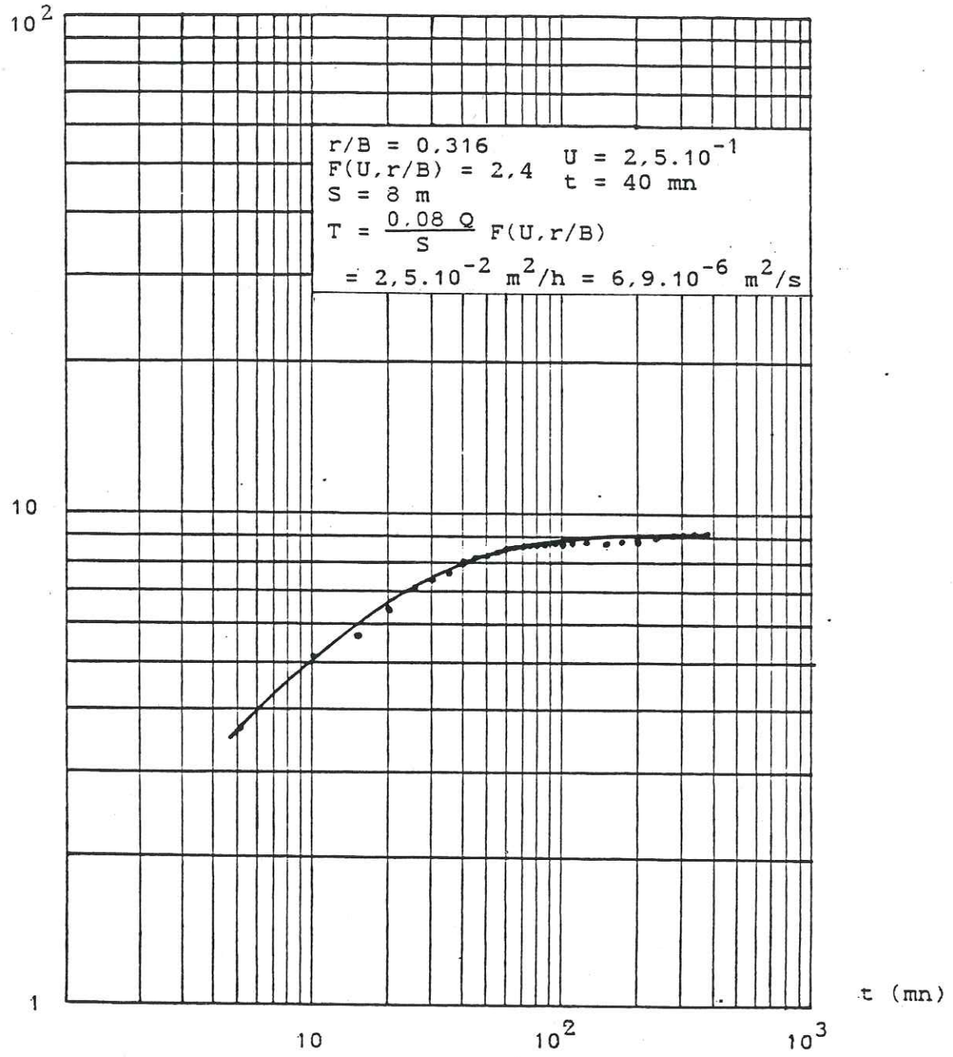


Fig. 40 : Pompage d'essai. Diapé (AG 13). Descente

Fig. 41 : Pompage d'essai. Diapé (AG 13). Descente



$F(U, r/R) = 2,4$ $\qquad U = 2,5.10^{-1}$

$S = 8$ m $\qquad t = 40$ mn

$$T = \frac{0,08 \times Q}{S} F(U, r/B)$$

$$T = \frac{0,08 \times 1,042}{8} \times 2,4 = 2,5.10^{-2} \text{ m}^2/\text{h} = 6,9.10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$$

2.3.3.4.4 Remontée

L'insuffisance du temps d'observation ne nous permet pas de l'interpréter.

2.3.3.4.5 Conclusion

Les divers résultats trouvés sont presque concordants. Le schéma proposé est conforme à celui de BOULTON.
L'aquifère aura pour caractéristique :

$T = 2,5.10^{-2}$ m^2/h $= 6,9.10^{-6}$ m^2/s

Faute de piézomètre nous ne pouvons pas déterminer le coefficient d'emmagasinement.

2.3.3.5 Site Lobo-Opé

2.3.3.5.1 Cadre géologique et hydrogéologique

L'aquifère à nappe captive (niveau statique à 16,17 m) est contenu dans les formations hétérogènes du substratum. Le socle schisteux est rencontré à 42,62 m. Il passe localement à des quartzites. Le toit de la nappe est constitué d'une altération argileuse.
La profondeur totale du forage est de 74,66 m.
On note une seule venue d'eau à 65,00 m de profondeur.

2.3.3.5.2 Données techniques

- Caractéristiques techniques du forage

Profondeur équipée : 73,80 m. Le forage est muni d'un tubage : plein dont le diamètre (Ø) est égal à 5" sur 67,90 m ; crépiné : Ø : 5" sur 5,90 m.

- Pompage d'essai

Il s'agit d'un essai par paliers enchainés de débits croissants.
L'essai a duré 8 H 40 mn = 520 mn.

La remontée a été suivie pendant 4 H.
Les résultats sont consignés en annexe.

2.3.3.5.3 Interprétation

Essai par paliers de débit
3 paliers enchainés, de durée inégale, ont été exécutés.

Tableau 22 Essai par paliers de débit -Lobo-Opé

N° du palier	Q (m^3/h)	Rabattement non stabilisé S(m)	S/Q m/(m^3/h)
1	0,833	6,03	7,24
2	1,685	19,78	11,74
3	2,5	29,82	11,93

Sur la droite représentative de S/Q = f(Q) tous les points ne sont pas alignés (fig 42). Les mesures du 3° palier ne sont pas correctes, elles s'écartent de la droite.
L'allure de la courbe caractéristique S = f(Q) montre que le régime turbulent est fortement prédominant dans l'aquifère et dans le forage.

Nous trouvons :

$B = 5,45$ m/(m^3/h)

$C = 5,14$ m/(m^3/h)^2

$$\text{donc } T = \frac{1,22}{B} = \frac{1,22}{5,45} = 0,224 \text{ m}^2/\text{h}$$

$$= 6,2.10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$$

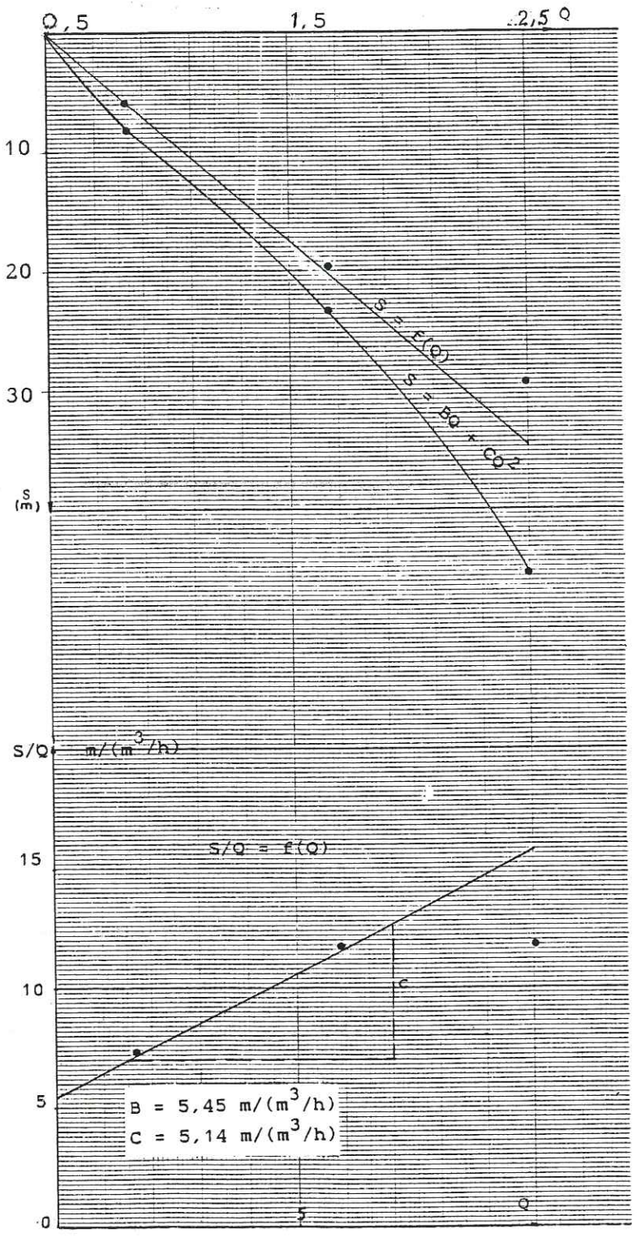
La droite représentative aura pour équation :

$S = 5,45\ Q + 5,14\ Q^2$

Evaluation des pertes de charges

Palier	Q(m^3/h)	BQ(m)	CQ^2(m)	S(m)
1	0,833	4,54	3,57	8,11
2	1,685	9,18	14,59	23,77
3	2,500	13,68	32,12	45,74

Fig. 42 : Lobo-Opé. Essai par paliers de débit



Les pertes de charges quadratiques CQ^2 sont élevées. Elles peuvent s'évaluer selon la méthode de MOGG (1969) :

$$\frac{\Delta (Q/S)}{(Q/S)\text{moyen}} = \frac{11,93 - 7,24}{10,30} = 0,45 \text{ soit } 45\ \%$$

Les valeurs de rabattement, correspondant à chaque palier, sont calculées selon l'équation :

$S = BQ + BQ^2$ et portées sur le graphique $S = f(Q)$. La courbe observée n'est pas non plus parfaite. Un doute subsiste alors sur le relevé de ces mesures surtout celles du 3° palier.

2.3.3.5.4 La remontée

Pour calculer la transmissivité, nous appliquerons la méthode de COOPER-JACOB. Pour ce faire, il est indispensable de faire une correction sur le temps. Soit $\bar{t}$ (mn) le temps corrigé.

tn-ti	log(tn-ti)	ΔQi	ΔQi.log(tn-ti)	Σ{ΔQi log(tn-ti)}/ΣΔQi	$\bar{t}$
520	2,716	0,833	2,262		
330	2,518	0,852	2,145		
190	2,279	0,815	1,857		
		2,5	6,264	2,506	320

L'antilogarithme du quotient de $\Sigma\{\Delta Qi.\log(tn-ti)\}/\Sigma\Delta Qi$ donne la moyenne logarithmique pondérée $\bar{t}$.

La courbe rabattements résiduels en fonction de $\bar{t}/t'$ (fig 43) donne une pente i = 8,0 m

$$T = \frac{0,183\ Q}{i} = \frac{0,183 \times 2,5}{8,0}$$

$$= 5,72.10^{-2}\ m^2/h = 1,6.10^{-5}\ m^2/s$$

Le débit utilisé est celui du 3° palier. Il donne un résultat plus proche du précédent.

Le débit moyen pondéré Qmp obtenu à partir de la relation

$Qmp = \Sigma Qi.ti/\Sigma\Delta ti = 1,624\ m^3/h$ donne un résultat :

$T = 6,9.10^{-6}\ m^2/s$ qui s'écarte sensiblement des deux valeurs précédentes.

2.3.3.5.5 Conclusion

Les mesures très peu satisfaisantes des essais, surtout

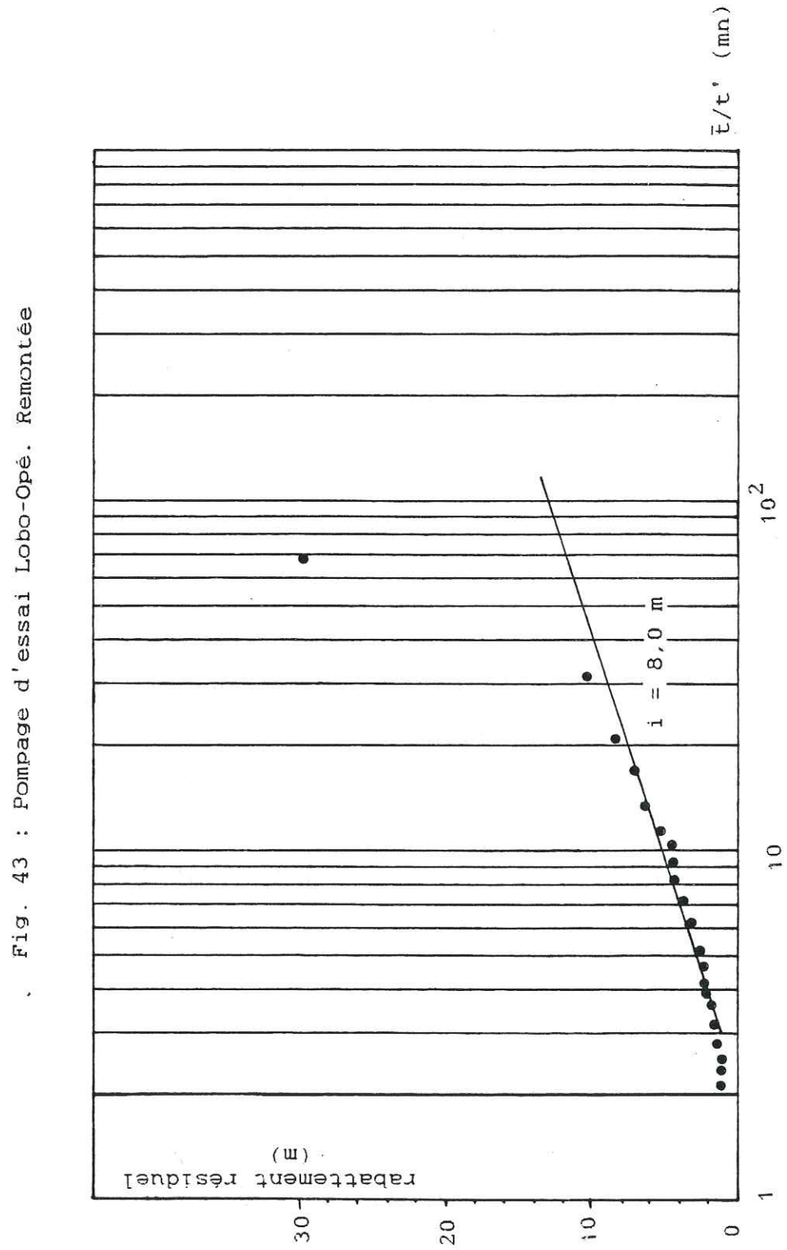


Fig. 43 : Pompage d'essai Lobo-Opé. Remontée

celles du 3° palier, paraissent abérrantes. Par ailleurs les pertes de charges quadratiques élevées laissent planer un doute d'une part sur la qualité de réalisation de l'ouvrage et d'autre part, par voie de conséquence, sur la valeur de T que nous obtenons. Aussi, sommes-nous amenés à retenir la valeur de la remontée qui reflète le régime d'écoulement naturel.

$$T = 1,6\ 10^{-5}\ m^2/s$$

2.3.3.6 Site Brofodoumé

2.3.3.6.1 Géologie et Hydrogéologie

L'aquifère est un système multicouche. Il est constitué par les formations sédimentaires du continental terminal qui forment l'aquifère superficiel. Ces formations reposent sur le socle schisteux, localement fissuré et, qui représente l'aquifère profond. La coupe lithologique se résume ainsi :

0 - 12,5 m : argiles ocres

12,5 - 18 m : sables moyens

18 - 24 m : sables grossiers + filons de quartz

24 - 37,5 m : graviers de sables

37,5 - 45,5 m : sables très grossiers

45,5 - 69,85m : schistes sériciteux ± fissurés

Les arrivées d'eau se situent à 60,0 m et 64,0 m de profondeur.

2.3.3.6.2 Données techniques

- Caractéristiques techniques

Le forage est équipé d'un tubage dont le diamètre intérieur est 7" jusqu'à 45,80 m.

- Pompage d'essai

Le pompage d'essai a été exécuté à débit constant ($Q = 1,056\ m^3/h$) durant 5 H 20 mn.
Il n'y a pas de dispositif d'observation.
La remontée a été suivie durant 4 H.
Les résultats sont consignés en annexe.

Fig. 44 : Pompage d'essai : Brofodoumé. Descente

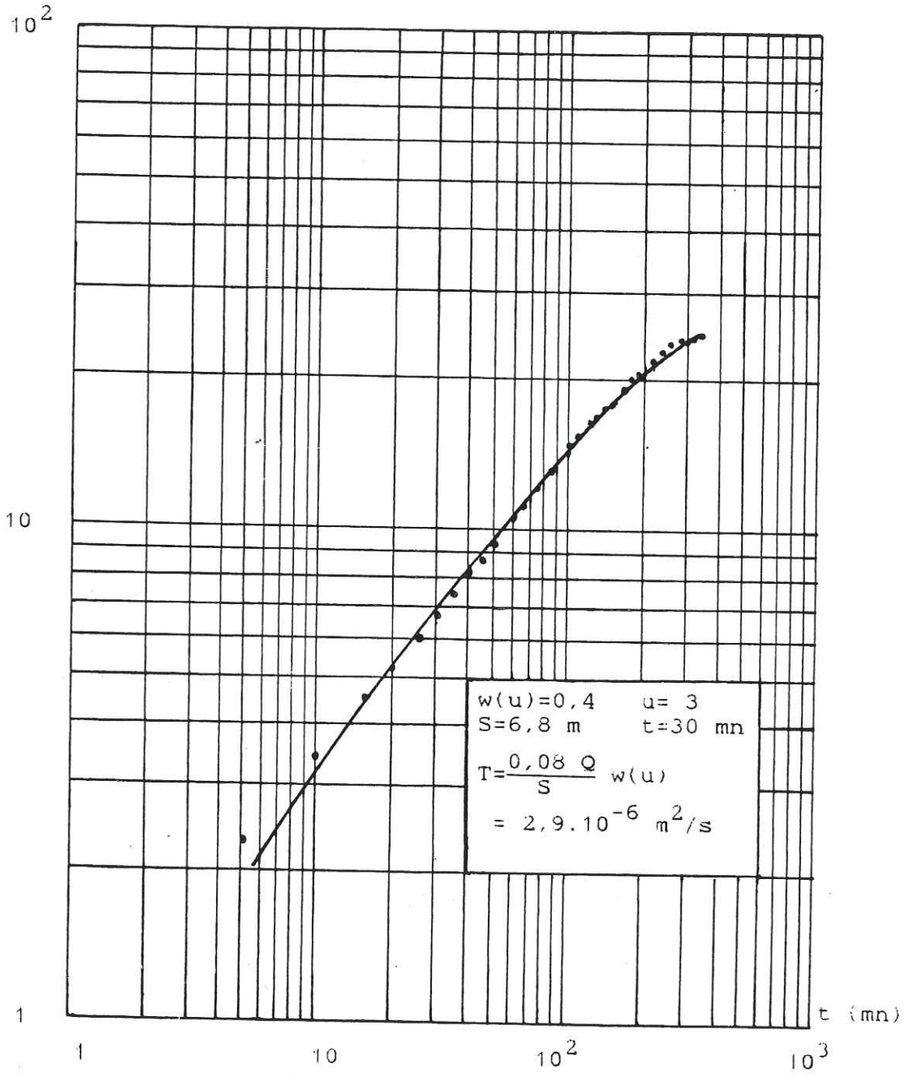
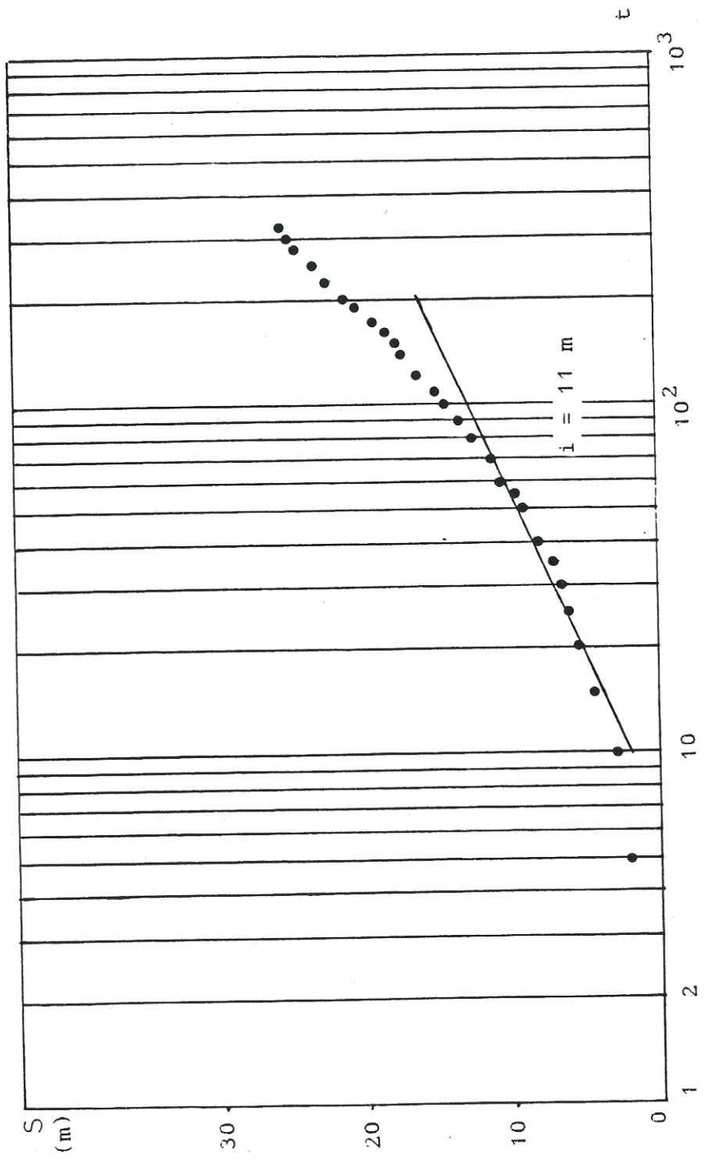


Fig. 45 : Pompage d'essai : Brofodoumé. Descente



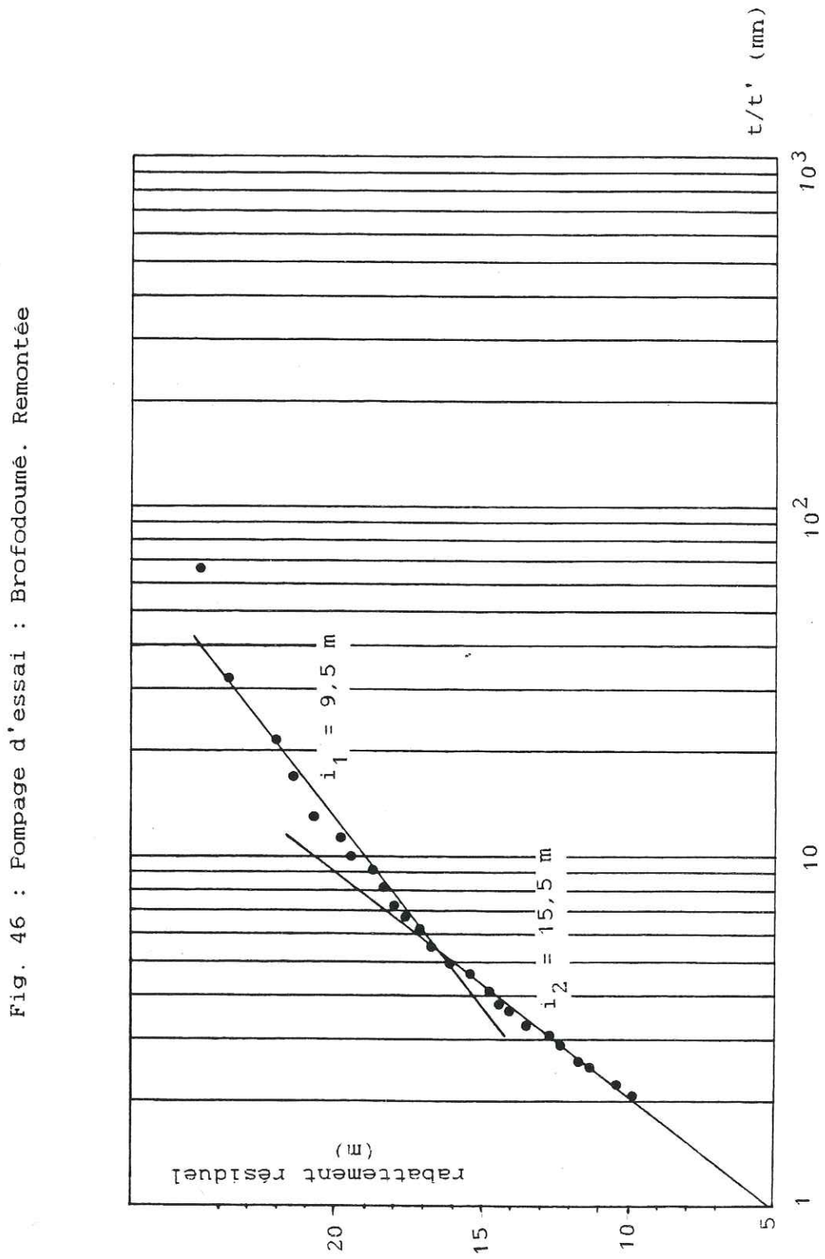


Fig. 46 : Pompage d'essai : Brofodoumé. Remontée

2.3.3.6.3 Interprétation

Descente

L'évolution progressive des rabattements pendant la descente montre qu'aucun phénomène anormal ne s'est produit. L'interprétation sera faite conformément à la théorie de THEIS.

Méthode bilogarithmique de THEIS (fig 44)

La superposition de la courbe expérimentale sur la courbe théorique de THEIS donne les résultats suivants :

$W(U) = 0,84$ $\qquad U = 3$

$S = 6,8$ m $\qquad t = 30$ mn $= 0,5$ h

$$T = \frac{0,08\ Q}{S} W(U)$$

$$= \frac{0,08 \times 1,056}{6,8} \times 0,84$$

$$= 1,04.10^{-2}\ m^2/h = 2,9.10^{-6}\ m^2/s$$

Méthode semi-logarithmique de Jacob

Bien que le temps de pompage soit insuffisant nous avons tenu à vérifier le comportement des rabattements en fonction du temps sur le graphique semi-logarithmique de Jacob (fig 45) afin de réviser, au demeurant, notre hypothèse.

La pente de la droite i = 11 m

$$\text{d'où } T = \frac{0,183 \times Q}{i} = \frac{0,183 \times 1,056}{11}$$

$$= 1,76.10^{-2}\ m^2/H = 4,9.10^{-6}\ m^2/s$$

2.3.3.6.4 Remontée

Les rabattements résiduels ont été reportés en fonction de t/t' sur diagramme semi-logarithmique (fig 46). La courbe obtenue présente deux pentes :

- une pente i1 = 9,5 m au début de la remontée, elle donne :

$$T1 = 5,8.10^{-6}\ m^2/s$$

- une pente i2 = 15,5 m plus forte à la fin de la remontée, elle donne :

$$T2 = \frac{0,183\ Q}{i2} = \frac{0,183 \times 1,056}{15,5} = 1,25.10^{-2}\ m^2/h$$

$$= 3,5.10^{-6}\ m^2/s$$

On note que la moyenne de la transmissivité trouvée à

partir des valeurs de T1 et T2 est assez proche de celle de la descente obtenue selon l'interprétation de Jacob. A partir de ce constat il apparait qu'on ne peut exclure le début de la remontée. C'est donc la moyenne des deux résultats qui est conforme à la remontée.

$$Tm = 4,6.10^{-6}\ m^2/s$$

2.3.3.6.5 Conclusion

Les observations faites lors de la descente sont conformes à l'hypothèse émise. Celle-ci se trouve confortée par la convergence des résultats. Il est à remarquer que cette hypothèse, a priori, ne semble pas s'imposer au regard du schéma d'ensemble de la coupe lithologique qui est assez éloignée des conditions théoriques d'utilisation de cette formule de Theis . Un pompage de 72 H aurait permis de confirmer ou d'infirmer ce point de vue.

Nous retiendrons comme caractéristique de l'aquifère la valeur suivante de la transmissivité :

$$T = 4,9.10^{-6}\ m^2/s$$

En complément nous résumons dans le tableau 23 quelques valeurs de transmissivité obtenues dans notre bassin versant. Cette détermination supplémentaire de T permet de cerner tous les cas de figures qui peuvent se présenter dans le bassin de la Mé et ce faisant donner un ordre de grandeur des valeurs de transmissivité.

L'observation de ce tableau permet de souligner que les valeurs de transmissivité trouvées s'intègrent dans le même intervalle (10^{-4} à $6,5.10^{-6}$ m^2/s) que ceux obtenus précédemment. Pour une telle étude il était nécessaire d'utiliser plusieurs méthodes qui s'adaptent de près aux schémas hydrauliques des aquifères. Ainsi à partir de ces différentes méthodes on peut espérer trouver des résultats significatifs.

2.3.3.7 Evaluation du coefficient d'emmagasinement

L'absence de dispositif d'observation lors des pompages d'essai limite les mesures de l'évolution des rabattements uniquement dans les forages. Ce qui a réduit notre champ d'interprétation. Aussi, n'a-t-il pas été possible de déterminer le coefficient d'emmagasinement à partir des méthodes d'interprétation utilisées. Cependant, d'autres méthodes permettent de faire une approche de ce paramètre à partir des simples mesures relevées dans le forage.

a. Méthode de VIGUIER

On assimile le "rayon efficace" à celui d'un cylindre de hauteur h = Δ et de volume équivalent à celui du cône de

Tableau 23 : Interprétation des pompages d'essai de quelques forages supplémentaires

Forage	Données de forages: Profondeur totale (m)	Niveau statique (m)	Profondeur des venues d'eau (m)	Transmissivité T m²/s: LOGAN T=1,22/B (semi-logarith.) BOULTON Remontée	LOGAN T=1,22/B (semi-logarith.) BOULTON Descente	WALTON Descente	JACOB (semi-logarithmique) Remontée	JACOB (semi-logarithmique) Descente	Essai par paliers de débit	Remarques
Abié F1	72,56	10,87	50,0 64,61	3:0.10⁻⁶		1,2.10⁻⁶		2,1.10⁻⁶		r/b = 0,2 F(U,r/B) = 2,1 U = 13 S = 29,5m t = 55 mn
Abié F2	54,44	7,31	26,82 38,41	:		:	2,1.10⁻⁵	:	1,4.10⁻⁴	B = 2,4 m/(m³/h)² C = 0,41 m/(m³/h)² S = 2,4 Q + 0,41 Q²
Abié II F5	67,37	14,71	57,45	3,3.10⁻⁶	1,1.10⁻⁶			3,9.10⁻⁶		Débit constant : 1,012 m³/h r/B = 0,1 (Famille A)
Abié F6	48,87	6,92	24,0 27,0 33,0 42,0				3,3.10⁻⁵		2,8.10⁻⁴	B = 1,2 m/(m³/h)² C = 0,10 m/(m³/h)² S = 1,2 Q + 0,10 Q²
Abié F7	67,09	4,19	55,36 59,41						3,1 10⁻⁴	B = 1,10 m/(m³/h)² C = 0,192 m/(m³/h)² S = 0,10 Q + 0,192 Q²
Ahoutoué 5° FED	51,05	13,93	47,0	1,5.10⁻⁴						
Ahokoi	54,07	9,77	42,0 45,0	3,2.10⁻⁶			3,6.10⁻⁵			B = 4,85 m/(m³/h)² C = 0,64 m/(m³/h)² S = 4,85 Q + 0,64 Q²
Anépé F2	40,35	5,40							7 .10⁻⁵	
Bléby F2	65,39	23,17		3,9.10⁻⁶	1,9.10⁻⁶					Q = 0,8 m³/h r/B = 0,4 F(U, r/B) = 1,8 U = 1,7.10⁻²;S = 17 m;t = 50 mn
Diasson F1	70,14	19,71	56,00 61,00	10⁻⁵						
Lobo-(Akoudzin F1	55,12	12,32							1,9.10⁻⁴	Durée de pompage : 11 H 15 4 paliers ont été réalisés
lobo-(Akoudzin F2	50,45	13,27		1,1.10⁻⁵						
Massandji (AP 12)	47,76	13,08	40,97				1,4.10⁻⁵		6,2.10⁻⁵	B = 5,5 m/(m³/h)² C = 3,57 m/(m³/h)²
PK 11 (Adzopé)	42,47	9,40	23,12 27,45							La remontée n'est pas interprétable, durée très courte
Yakassémé F3	54,63	12,37	42,02						2,6.10⁻⁴	B = 4,85 m/m³/(h)² C = 0,64 m/(m³/h)²

rabattement. Ce volume est égal à celui qui a été extrait depuis le début du forage. Soit :

q : le débit pompé à un instant t ;
Δ : le rabattement induit.

Le volume d'eau extrait du forage est alors :

$V = q \times t$

$\Delta \pi Re^2 = q \times t$

Le rayon efficace est : $Re = \sqrt{\frac{q \times t}{\pi \Delta}}$

Les termes Δ, t, q correspondent a la fin de la phase qui précède le début de la stabilisation (Palier). Au delà de cette phase, il se produit un phénomène de recyclage du débit pompé qu'il faut éviter. La connaissance de Re donne accès au calcul du coefficient d'emmagasinemment.

Il ressort, en définitive que l'utilisation de cette méthode nous donne des résultats aberrants. Les valeurs trouvées sont trop élevées pour de telles formations et par conséquent n'offrent aucun intérêt.

b. En conformité avec les schémas proposés antérieurement pour le calcul de T (BOULTON, WALTON, THEIS) nous avons, à partir des formules d'identification des courbes types des fonctions, supposé que r = 1 m.

$$S = \frac{4\,Tt}{r^2 U}$$

Seuls les résultats que nous avons retenus sont, peut être, significatifs. Ils varient entre $1{,}2.10^{-3}$ et $1{,}9.10^{-3}$. Ces valeurs sont obtenues sur les sites suivants :

Abié (F1) : $1{,}2.10^{-3}$

Ahoutoué : $1{,}9.10^{-3}$

c. Validité des résultats de S

Nous ferons remarquer que la formule utilisée pour déterminer S n'est pas satisfaisante, elle donne des résultats illusoires. L'existence de piézomètre aurait permis de les affiner.

Peut-être aurait-il été plus logique de nous passer d'un tel calcul ? mais pour une telle étude il parait suffisamment important de donner un ordre de grandeur de ce paramètre. Il est certain que chaque grandeur trouvée n'est que ponctuelle mais en aucun cas ne peut être représentative de l'ensemble du bassin versant, encore moins d'une zone proche du lieu considéré. Enfin et surtout ces résultats sont à prendre avec beaucoup de prudence en raison de leur fondement hypothétique.

Tableau 24 : Débits spécifiques et transmissivités

X : $q = \frac{Q}{s}$ (m^2/s)	Y : $T(m^2/s)$	Méthode	Forage
$2{,}56\ 10^{-2}$	$2{,}5\ 10^{-6}$	Jacob	Abié F1
	$1{,}2\ 10^{-6}$	Walton	
$3{,}14\ 10^{-2}$	$3{,}6\ 10^{-6}$	Jacob	Abié II F5
	$1{,}1\ 10^{-6}$	Boulton	
$2{,}33\ 10^{-1}$	$2{,}1\ 10^{-5}$	Boulton	Abié F2
$2{,}66\ 10^{-1}$	$1{,}1\ 10^{-4}$	Jacob	Ahoutoué (5e FED)
$4{,}12\ 10^{-2}$	$1{,}9\ 10^{-6}$	Boulton	Biéby
	$4{,}9\ 10^{-6}$	Jacob	
$9\ 10^{-2}$	$3{,}8\ 10^{-5}$	Jacob	Lobo-Akoudzin F2
$1{,}16\ 10^{-1}$	$1{,}4\ 10^{-5}$	Cooper-Jacob	Massandji
$1{,}11\ 10^{-1}$	$2{,}1\ 10^{-5}$	Jacob	pK 11
$1{,}46\ 10^{-1}$	$3{,}6\ 10^{-5}$	Cooper-Jacob	Annépé
$3{,}81\ 10^{-2}$	$3{,}9\ 10^{-6}$	Jacob	Ahokoi
$5{,}99\ 10^{-2}$	$1{,}9\ 10^{-6}$	Boulton	Fiassé
$4{,}65\ 10^{-2}$	$6{,}9\ 10^{-6}$	Boulton	Diapé
$8{,}38\ 10^{-2}$	$1{,}1\ 10^{-5}$	Cooper-Jacob	Lobo-Opé
$1{,}61\ 10^{-1}$	$7{,}6\ 10^{-6}$	Jacob	Diasson F1

2.3.3.8 Correlation entre débit spécifique et transmissivité

Cette démarche est menée dans le but de retenir un intervalle acceptable des valeurs de transmissivité (coefficient de corrélation suffisant) car les conditions d'application de ces méthodes sont souples et de fait ne dépeignent forcément pas la réalité.

Selon COOPER-JACOB le débit spécifique, en régime de non équilibre, peut s'exprimer par la relation suivante :

$$q = \frac{Q}{\Delta} = \frac{4\ \P\ T}{2,3\ \log\ 2,25\ Tt/r^2\ s}$$

De nombreux auteurs leur ont emboité le pas et ont abouti à divers résultats.

Ainsi ASTIE, BOURGEOIS et TRUPIN, 1969 sont arrivés à déterminer un coefficient de corrélation général : T = 3,5 q dans la région de la Gironde pour une nappe captive.

Pour l'application nous avons utilisé certaines valeurs de transmissivité obtenues avec les séries de débits spécifiques correspondants (voir tableau 24). La calculatrice de poche TI 66 donne à cette méthode simplicité d'application.

Le rapport r appelé coefficient de corrélation permet de savoir si les caractères étudiés sont liés l'un à l'autre ou s'ils sont indépendants. Nous indiquons ci-dessous les grandes lignes des différentes formules de ces paramètres.

$$r = \frac{1/n\ \sum xi\ yi}{\sqrt{1/n\ \sum x_i^2}\ \sqrt{1/n\ \sum y_i^2}}$$

Plus le rapport est proche de 1 en valeur absolue et plus les deux caractères sont liés. Nous admettrons, pour la suite de nos calculs, que si r est compris entre 0,80 et 0,90 en valeur absolue alors les deux caractères sont liés.

L'équation générale est définie par : y = ax + b (b étant négligeable).

$$a = \frac{\sum xi\ yi}{\sum x_i^2} \quad \text{avec } xi = Xi - \overline{X} \text{ et } yi = Yi - \overline{Y}$$

Nous avons retenu les résultats du tableau 25 susceptibles de présenter un intérêt pour notre étude.

Tableau 25 : Correlation entre débit spécifique et transmissivité

Méthode	r	a
Boulton	0,96	1,0
jacob	0,86	1,16
Cooper-Jacob	0,03	5,41

Fig. 47 : Corrélation entre débits spécifiques et transmissivité

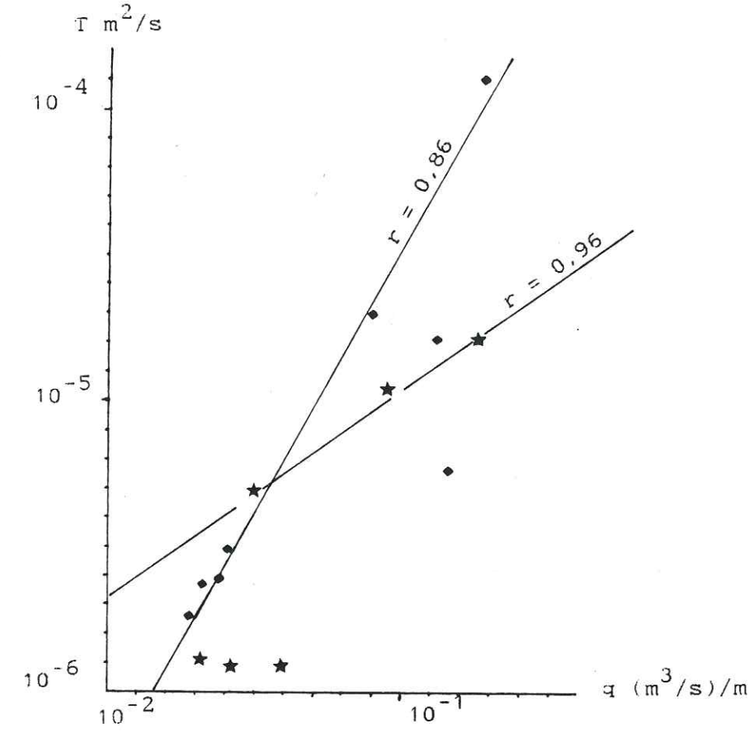
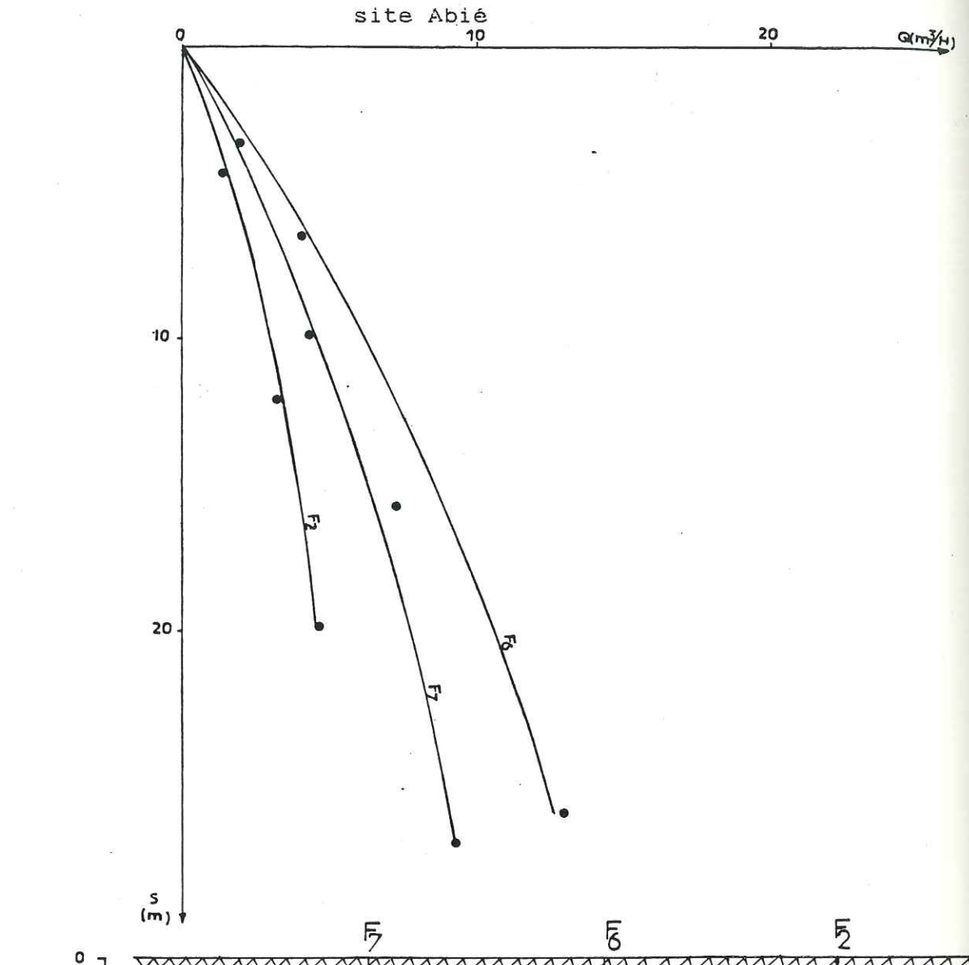


Fig. 48 : Courbes caractéristiques des pompages d'essai



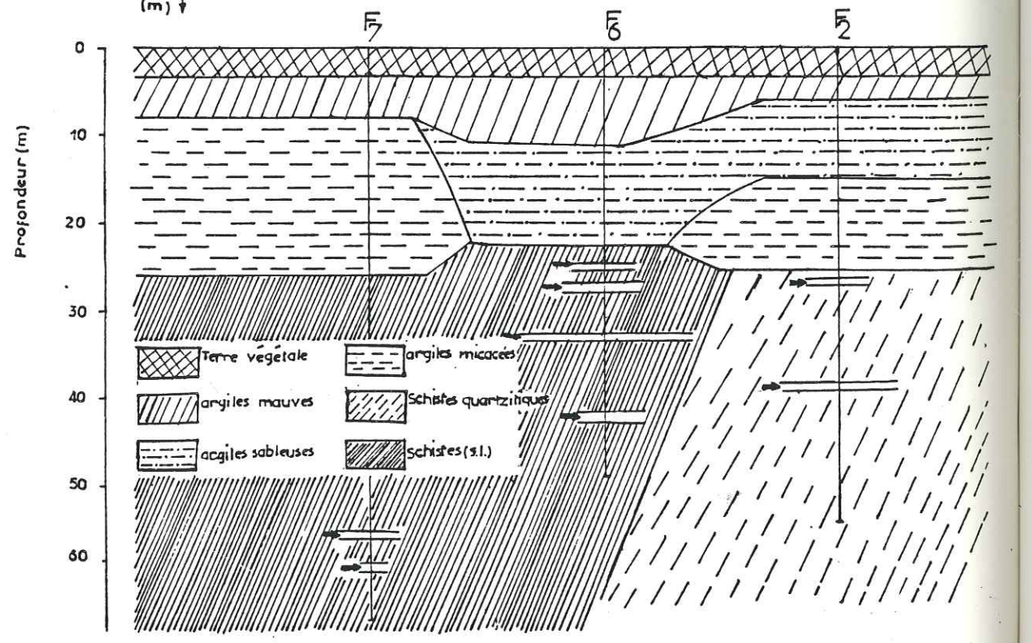


Fig. 49 : Abié - Coupe géologique des forages

La méthode de COOPER-JACOB donne en valeur absolue un coefficient de corrélation très faible. Nous attribuons cette faiblesse d'une part aux conditions d'application de cette méthode (correction sur le temps) et d'autre part à des perturbations autour du forage.

Par contre si la méthode de Jacob donne un résultat acceptable. Celle de BOULTON parait la plus représentative r = 0,96 (fig 47). En effet, le schéma qu'elle illustre : nappe captive présentant une stabilisation des niveaux correspondant à un phénomène d'alimentation différée est plus que plausible. La relation que nous pouvons retenir entre débit spécifique et transmissivité peut s'inserrer entre $T \simeq q$ et $T \simeq 1,16\ q$.

2.3.3.9 Influence de la situation géologique sur la productivité des ouvrages

La figure 48 donne une coupe géologique du site d'Abié, déduite à partir des forages. Les formations du substratum (schistes et quartzites) sont hétérogènes au regard des niveaux d'eau, au repos, dans les différents forages réalisés à Abié et aux nombreuses venues d'eau que l'on enregistre. Celles-ci augmentent considérablement les débits obtenus. Au niveau du forage F6 les débits passent progressivement de 4,05 à 7,2 m^3/h pour atteindre 12,96 m^3/h. Ces débits sont élevés pour de telles formations quand on sait que généralement les schistes présentent des débits faibles. Il en va de même pour les quartzites lorsqu'ils sont peu fracturés. Ceci renforce l'hypothèse selon laquelle les formations cristallines ou métamorphiques ne sont aquifères que lorsqu'elles sont fissurées. De même, s'il est reconnu que la nature pétrographique joue un rôle prépondérant dans la productivité hydraulique, il est important de souligner que celle-ci est souvent aléatoire en profondeur. Certaines fissures sont sèches ou colmatées entrainant des résultats négatifs. C'est d'ailleurs un des schémas les plus fréquents dans la région de la basse Côte d'Ivoire.

Les coefficients de transmissivité trouvés sont très variables. Les valeurs de T observées au niveau des forages F2, F6 et F7 suggèrent la présence d'une zone fissurée ou/et broyée. Par contre, toujours dans la même zone, le site Abié F5 permet de noter de faibles valeurs de T. Ce qui peut signifier un passage latéral à des terrains plus homogènes.

Les nappes contenues dans ces formations sont généralement captives ou semi-captives comme le démontre d'ailleurs la linéarité des courbes de rabattement en fonction du débit (fig 48.

2.3.4 Conclusion

Les conditions d'application des diverses méthodes d'interprétation ne peuvent, dans la majorité des cas,

s'appliquer en toute rigueur. C'est pourquoi leur utilisation s'est faite avec beaucoup de souplesse. Les valeurs des paramètres obtenus ne sont que des approches étant donné que les conditions pratiques (nappes hétérogènes et anisothropes, débits souvent variables, temps de pompage insuffisants...) introduisent déjà des imprécisions.

S'il ne fait pas de doute, pour nous, que les valeurs de transmissivité trouvées s'inscrivent dans une plage de validité, somme toute, correcte, il en va peut être autrement en ce qui concerne les coefficients d'emmagasinemments qui sont surestimés et prêtent donc à discussion.

La dispersion très marquée des transmissivités témoigne de l'extrême complexité de la géologie du bassin versant et des variations de puissance des couches aquifères interceptées qui se répercutent sur les conditions de gisement des nappes. Ces résultats tendent à prouver également qu'il est rare d'obtenir une homogénéité de résultats au sein d'une même localité a fortiori pour un bassin versant aussi grand que celui de la Mé. Aussi, retiendrons-nous, sur les principales zones, les résultats suivants :

- $1,9.10^{-6}$ à 7.10^{-5} m^2/s dans les niveaux arkosiques et schisteux.

- les schistes quartzitiques très fissurés présentent des valeurs comprises entre $1,4.10^{-4}$ et $3,7.10^{-4}$ m^2/s.

- les séries sédimentaires, situées sur la zone de transition entre le socle cristallin et les formations côtières, présentent généralement une alternance d'argiles et de sables. Cette séquence surmonte des aquifères profonds, exploités préférentiellement, dont les transmissivités sont faibles en raison de la présence d'argiles. Nous avons retenu les valeurs autour de $2,5.10^{-4}$ m^2/s.

Les changements souvent imprévisibles de la lithologie des terrains d'une région à une autre nous amènent à insister sur le caractère ponctuel de ces résultats. Ils concernent uniquement un volume de terrain limité aux abords immédiats du forage. De sorte qu'il n'est pas impossible d'envisager l'existence de plusieurs nappes certainement en relation hydraulique. Les changements mentionnés plus haut sont sources de phénomènes divers que l'on rencontre fréquemment et qui sont :

- des rabattements importants (Lobo-Opé) pour des débits très faibles et qui conduisent inévitablement à une sous estimation de la transmissivité. Il est possible que le caractère même des terrains, peu perméables, hétérogènes, anisotropes soit à l'origine de tels phénomènes ;

- des pentes trop fortes. Cela est certainement une réaction à des directions préférentielles d'écoulement liées à la tectonique. Le régime d'écoulement, complexe, est souligné

par l'allure de certaines courbes qui présentent :

. une première phase qui correspond à un écoulement laminaire ;

. une deuxième phase due à un écoulement turbulent qui suit une loi quadratique.

- le phénomène d'alimentation différée est très fréquent. Les corrélations effectuées entre débits spécifiques et transmissivités étayent cette situation.

Enfin, il se dégage de cette étude que le système hydraulique général est un système aquifère bicouche qui comprend :

un aquifère d'altérites en communication avec un aquifère profond discontinu à nappe captive ou semi-captive. Ce schéma est bien traduit par la flexure ou brisure des courbes caractéristiques. L'aquifère profond est très fissuré comme le prouve l'importance des rabattements au début de chaque pompage.

TROISIEME PARTIE

HYDROCHIMIE - ISOTOPIE

3.1 HYDROCHIMIE

3.1.1 PROPRIETES PHYSIQUES DES EAUX

3.1.2 CHIMIE DES EAUX

3.2 COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

3.2.1 GENERALITES

3.2.2 PRESENTATION ET ANALYSE DES RESULTATS ISOTOPIQUES

3.2.3 TENEURS DES ISOTOPES : ^{18}O et ^{3}H

3.2.4 CONCLUSION

3.1 HYDROCHIMIE

En vue du dosage des ions majeurs deux campagnes d'échantillonage d'eau ont été effectuées dans les forages et les puits forés en Avril et début Octobre 1986. Ces ouvrages étant profonds, on peut donc minimiser l'effet d'une pollution. De plus nous avons procédé à une vidange préliminaire de la pompe, avant chaque prélèvement, afin d'assurer un renouvellement de l'eau. Parallèlement à ces prelèvements sur le terrain, des mesures de température ont été faites sur les eaux à chaque point.

L'analyse chimique de certains élèments a été réaliséé à Abidjan (SODECI) ; des analyses supplémentaires ont été réalisées à Grenoble (Institut Dolomieu et Faculté de Pharmacie).

3.1.1 PROPRIETES PHYSIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

3.1.1.1 Température

Les températures sont en général comprises entre 25 et 29 °C quelle que soit l'heure de mesure. Il n'y a pas de grandes variations de températures dans l'espace. La moyenne au niveau du bassin est de 27 °C.

Elles sont presque voisines de la valeur moyenne annuelle de celles de l'atmosphère qui influencent beaucoup plus les eaux des nappes superficielles. Il y a lieu de signaler que les mesures ont été faites immédiatement à la sortie des forages. Il va de soi que l'erreur enregistrée au cours de la remontée, si elle existe, est insignifiante.

3.1.1.2 pH

Le pH moyen des eaux est de 7,04. Ce sont donc des eaux qui avoisinent la neutralité. L'écart-type est de 0,68. La valeur maximale du pH : 8,3 a été atteinte à Biasso Ecole et la valeur minimale de 5,6 provient des eaux de Danguira II marché. Ces mesures montrent que nous sommes en présence d'eaux contenant essentiellement des ions bicarbonatés, les carbonates étant totalement absents. Cette remarque est d'ailleurs confortée par la très bonne correlation positive qui existe entre le TAC et les ions HCO_3.

3.1.2 CHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES

3.1.2.1 Etudes des principales caractéristiques des eaux

Nous avons réalisé une étude statistique des eaux souterraines. Elle porte sur 8 variables et 56 échantillons.

La matrice de corrélation de l'analyse en composantes principales ne permet pas de dégager de grandes relations significatives entre les différents ions (exprimés en m. éq/l). La non prise en compte du potassium, des sulfates (absence presque totale) et le nombre, relativement, peu élevé d'échantillons nous amènent à être prudent dans les interprétations. Toutefois on peut observer au passage qu'il semble se dégager une corrélation, assez forte, entre HCO_3^- et Ca^{2+}. Ce qui transparait bien dans la classification des eaux où il apparait une forte proportion d'eaux bicarbonatées calciques (47 % des échantillons d'eaux).

La corrélation entre bicarbonate et sodium est très faible (r = 0,379). Celle de l'ion chlore et de l'ion bicarbonate est en deçà d'un seuil de signification. Cette observation montre que la mise en solution de l'ion chlore ne souffre pas de l'absence des autres éléments. Ce comportement du chlore est justifié vraisemblablement par son origine que nous évoquerons largement plus loin.

Tableau 26 : Caractéristiques moyennes des eaux du bassin versant de la Mé

ETUDE STATISTIQUE DU FICHIER la Mé

ETUDE PORTANT SUR 8 VARIABLES ET 56 ECHANTILLONS

	MOYENNE	VARIANCE	EC-TYPE	MAX	MIN
pH	7.04	0.46	0.68	8.30	5.60
TH	5.68	8.28	2.88	13.00	1.50
TAC	6.54	12.43	3.53	14.50	1.10
Ca	0.80	0.27	0.52	2.24	0.15
Mg	0.32	0.08	0.29	1.24	0.01
Na	0.63	0.09	0.29	1.21	0.13
Cl	0.51	0.03	0.18	1.00	0.08
HCO3	1.37	0.49	0.70	2.90	0.34

a. MATRICE DE CORRELATION DU FICHIER La Mé (8 VAR,56 ECH)

	pH	TH	TAC	Ca	Mg	Na	Cl	HCO3	
pH	1.000	0.170	0.197	0.205	0.027	0.019	-0.029	0.152	pH
TH		1.000	0.867	0.865	0.445	0.029	0.147	0.889	TH
TAC			1.000	0.783	0.348	0.322	0.108	0.904	TAC
Ca				1.000	-0.041	0.022	0.087	0.805	Ca
Mg					1.000	0.027	0.172	0.356	Mg
Na						1.000	0.174	0.379	Na
Cl							1.000	0.064	Cl
HCO3								1.000	HCO3

b. MATRICE DE COVARIANCE DU FICHIER La Mé (8 VAR,56ECH)

	pH	TH	TAC	Ca	Mg	Na	Cl	HCO3	
pH	0.462	0.333	0.471	0.073	0.005	0.004	-0.004	0.072	pH
TH		8.276	8.795	1.302	0.369	0.024	0.076	1.794	TH
TAC			12.426	1.443	0.353	0.332	0.068	2.235	TAC
Ca				0.274	-0.006	0.003	0.008	0.295	Ca
Mg					0.083	0.002	0.009	0.072	Mg
Na						0.086	0.009	0.078	Na
Cl							0.032	0.008	Cl
HCO3								0.492	HCO3

Tableau 27 : Eaux du bassin versant de la Mé

3.1.2.2 Classification et faciès chimiques des eaux

Les eaux souterraines du bassin versant de la Mé sont marquées par une prédominance des ions bicarbonatés (92 % des eaux analysées). Ceux-ci représentent, pour chaque échantillon d'eau appartenant à cette classe, en moyenne 68 % de l'ensemble des anions. D'ailleurs les 3/4 des échantillons se situent dans cette série.

Cependant au sein de cette famille se différencient des sous-classes dues à la marque distinctive que leur impriment les cations. C'est ainsi qu'on y distingue :

- des eaux bicarbonatées calciques ;
- des eaux bicarbonatées sodiques ;
- des eaux bicarbonatées magnésiennes.

En sus de cette catégorie d'eau s'adjoint une faible proportion d'eaux chlorurées.

La traduction de la minéralisation sur diagrammes logarithmique de Schoeller permet de donner une vue d'ensemble de la composition chimique de chaque eau et de bien individualiser les faciès chimiques existants. Ces grandes familles ressortent nettement sur diagrammes losangiques de Piper (fig 50).

Eaux bicarbonatées

On distingue ainsi :

- Eaux bicarbonatées calciques

avec
$r\ CO_3H^- > Cl^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Ca^{++} > r\ Na^+ > r\ Mg^{++}$

ou
$r\ CO_3H^- > r\ Cl^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Ca^{++} > r\ Mg^{++} > r\ Na^+$

Elles représentent la moitié des eaux bicarbonatées (fig. 51). Ce sont les eaux de Lobo-Akoudzin Ouest, Nkoupé AP 10, Abié II marché, Fiassé sud, Kong I Dioulakro, Biasso Ecole, Kodioussou Sud, Danguira I NW, Yakassemé Ecole.

Ces eaux sont très abondantes au niveau des formations schisteuses. Elles proviennent également des nappes d'altérites (Ahuikoa puits) et des granites. On note d'ailleurs une corrélation significative entre ions bicarbonates et calcium (r = 0,805). Il est possible que la mise en solution de ce cation soit commandée par l'ion HCO_3^-.

BRGM
Hydrogéologie

DIAGRAMME D'ANALYSE D'EAU

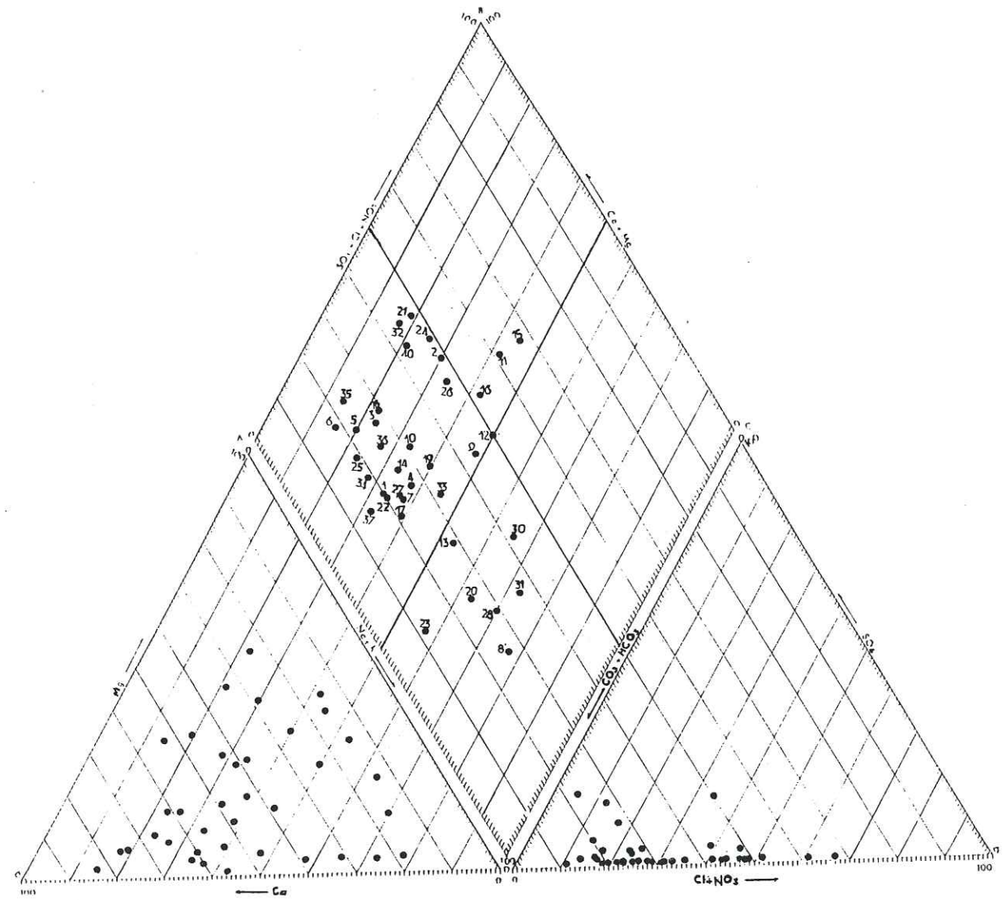


Fig. 50 : Les eaux du bassin versant de la Mé dans le diagramme de Piper

- Eaux bicarbonatées sodiques (fig. 52)

$r\ HCO_3^- > r\ Cl^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Na^+ > r\ Mg^{++} > r\ Ca^{++}$

ou
$r\ CO_3H^- > r\ Cl^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Na^+ > r\ Ca^{++} > r\ Mg^{++}$

On les rencontre à Biéby Marché, Zodji, Nkoupé AP 09, Assikoi AP 23, Lobo-Akoudzin Est, Diapé Ecole, Nyan Est, Diasson Ecole, Ananguié centre, Ayalo, Yakassémé Djemia. Les eaux de ces deux groupes présentent une dispersion géographique très marquée. Elles sont issues, en majorité, de formations birrimiennes : schistes (s.l), quartzites, arkoses mais aussi des intrusions granitiques.

- Eaux bicarbonatées magnésiennes (fig. 53)

avec
$r\ CO_3H^- > r\ Cl^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Mg^{++} > r\ Ca^{++} > r\ Na^+$

ou
$r\ CO_3H^- > r\ Cl^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Mg^{++} > r\ Na^+ > r\ Ca^{++}$

Ce sont les eaux de Biasso Harris, Danguira II Ouest, Kodioussou Est, Yakassémé Dioulakro, Lobo-Akoudzin 07. Elles ne représentent que 13 % des eaux bicarbonatées. On les trouve dans les formations schisteuses. Il semble que l'association HCO_3-Mg ne s'affirme pas nettement dans les eaux. A l'appui de cette remarque on trouve un coefficient de corrélation entre bicarbonate et magnésium, r = 0,356, assez faible.

Eaux chlorurées mixtes (fig. 54)

$r\ Cl^- > r\ CO_3H^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Ca^{++} > r\ Na^+ > r\ Mg^{++}$

ou
$r\ Cl^- > r\ CO_3H^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Mg^{++} > r\ Na^+ > r\ Ca^{++}$

ou encore
$r\ Cl^- > r\ CO_3H^- > r\ SO_4^{--}$
et
$r\ Na^+ > r\ Ca^{++} > r\ Mg^{++}$

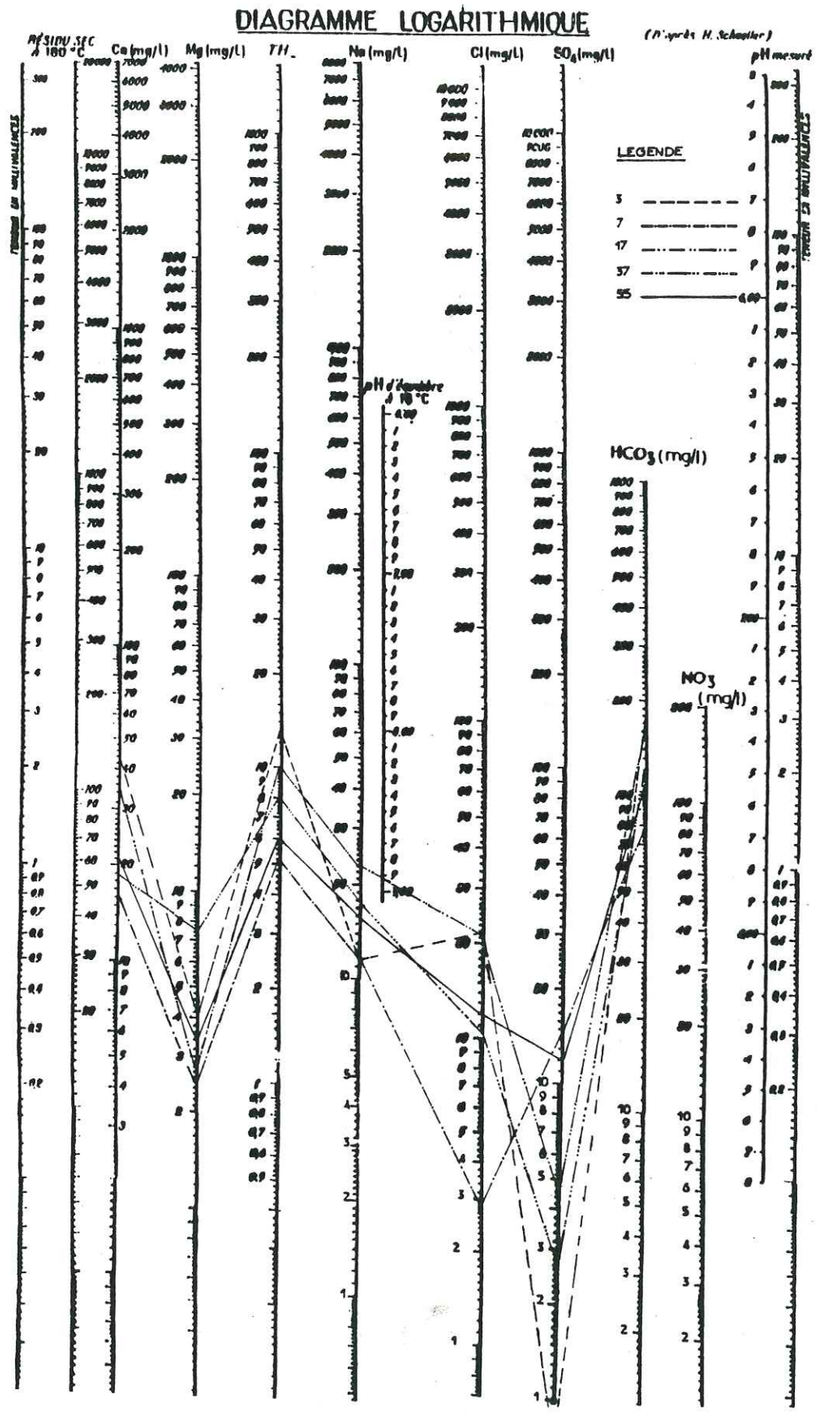


Fig. 51 : Eaux bicarbonnatées calciques

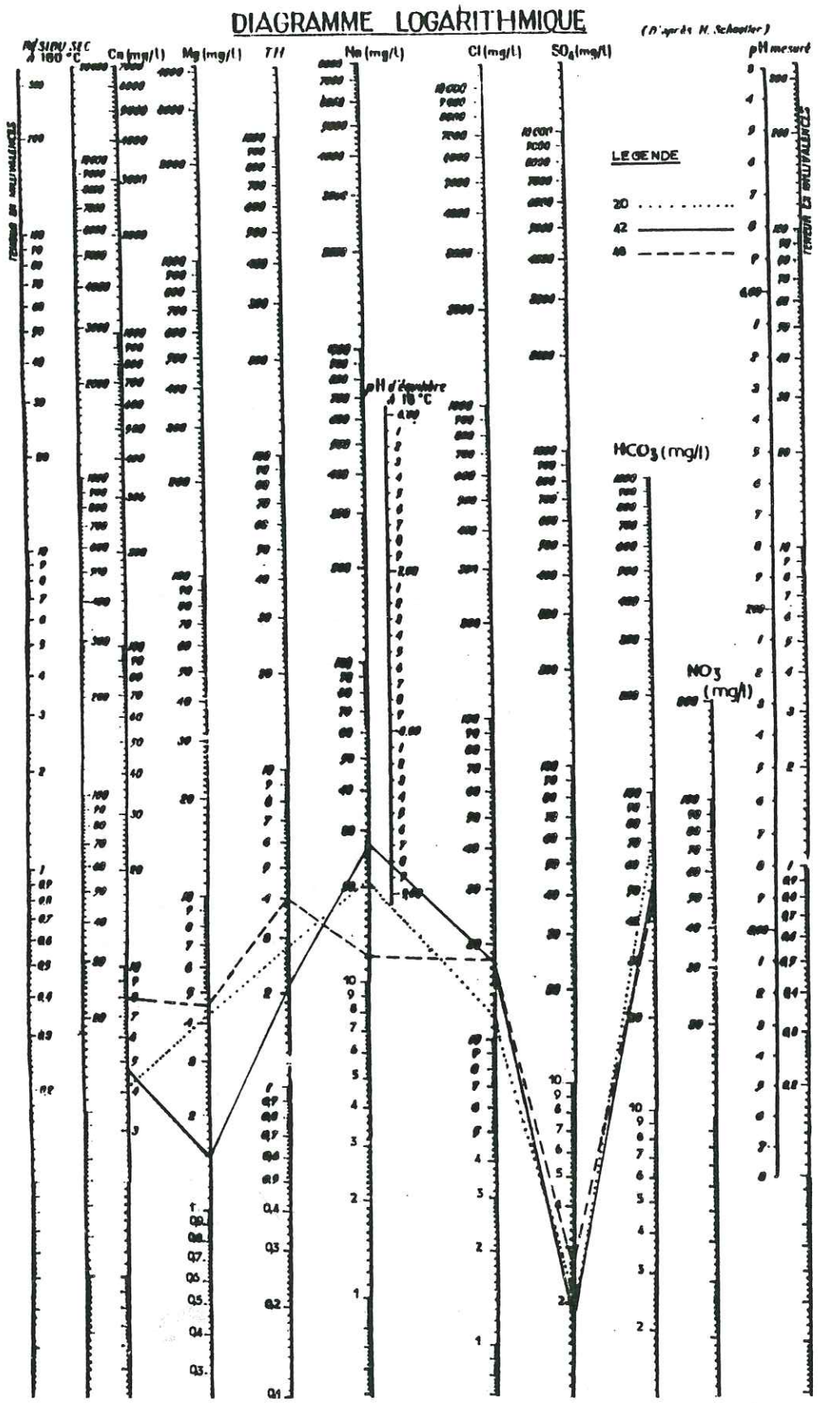


Fig. 52 : Eaux bicarbonatées sodiques

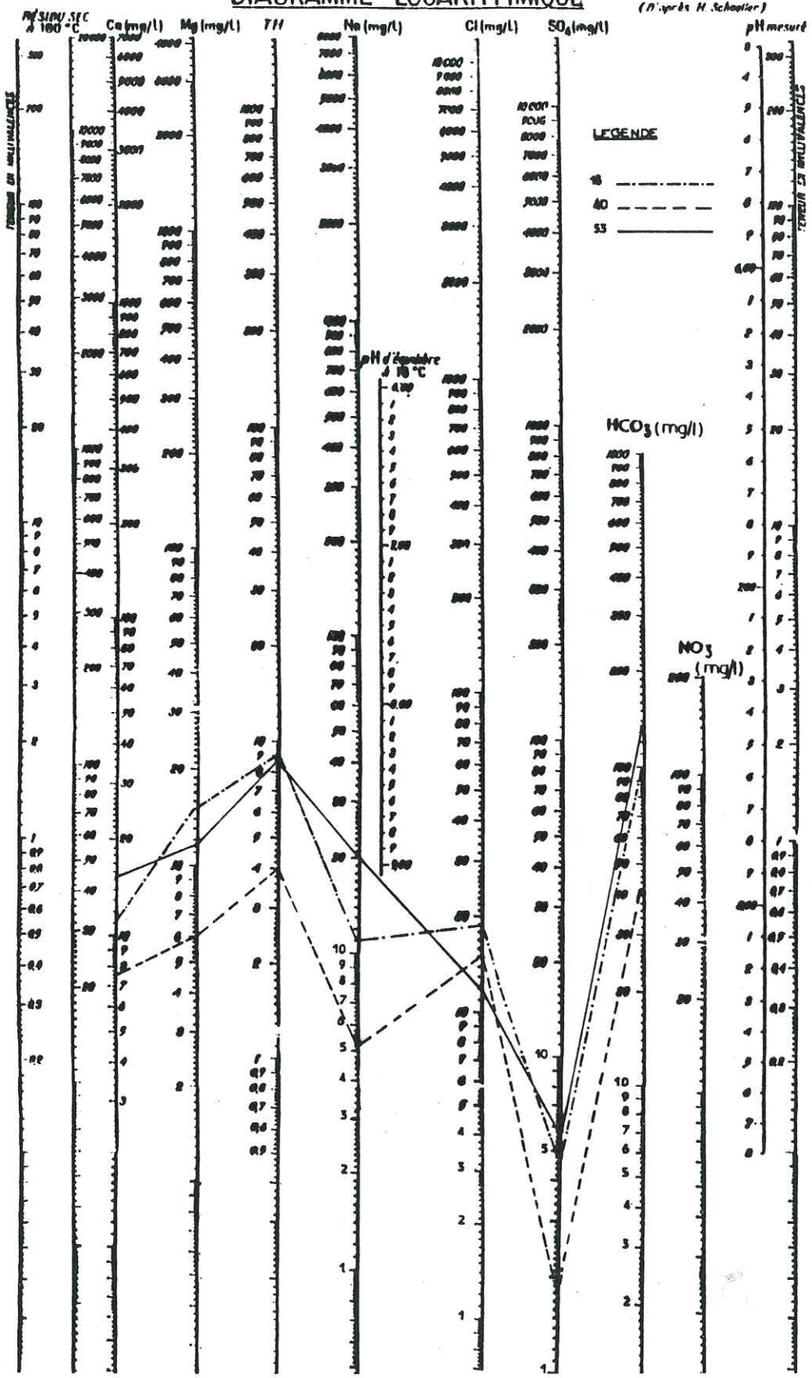


Fig. 53 : Eaux bicarbonatées magnésiennes

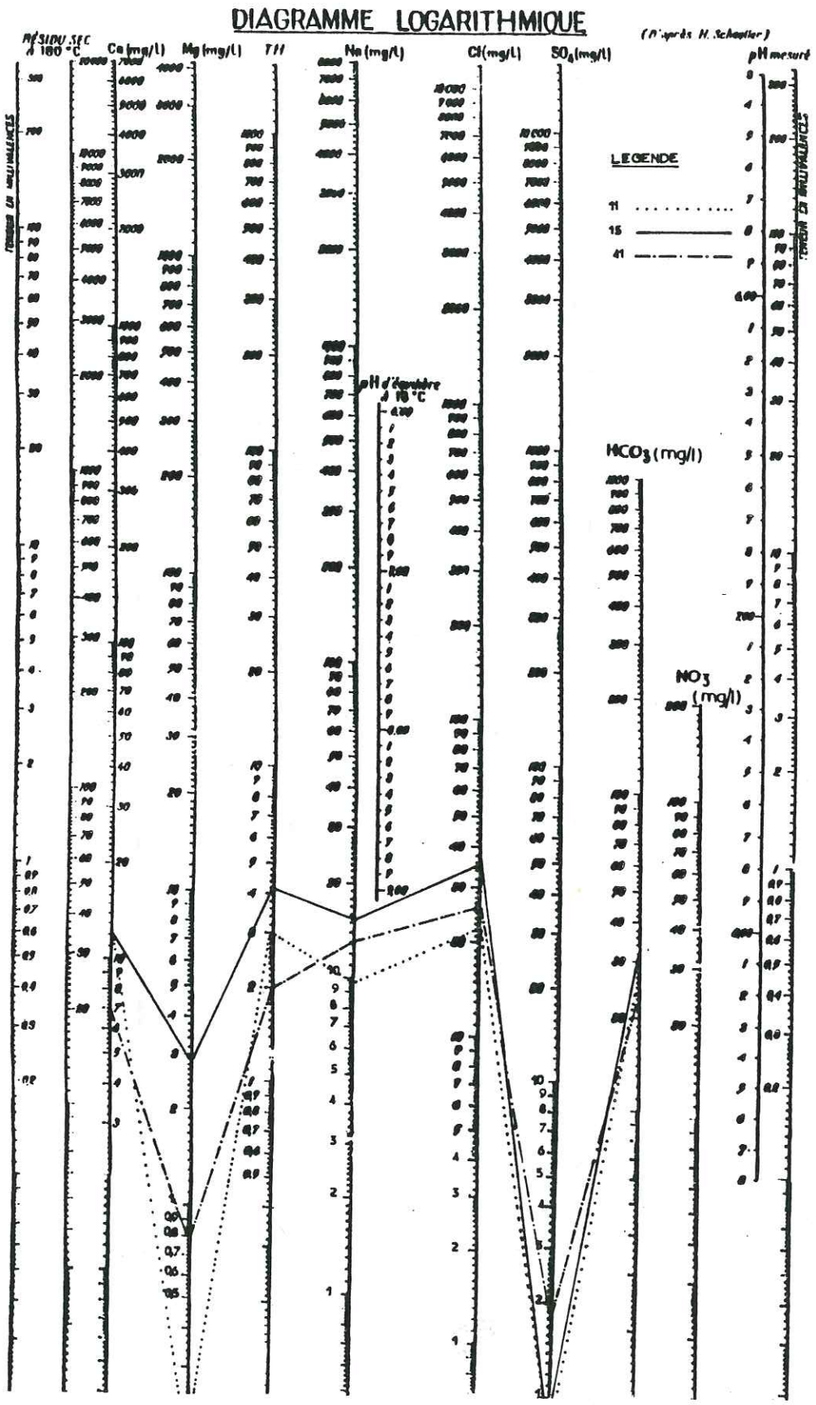


Fig. 54 : Eaux chlorurées mixtes

Comme celle de Bécédi Anon Sud, Lobo-Akoudzin 08, Annépé Sud, Bécédi Brignan Dioulakro. Le faciès chloruré n'est pas répandu dans le bassin versant de la Mé. Il représente seulement 7 % de l'ensemble des échantillons analysés. Les teneurs en chlorures atteignent rarement 1 m.éq/l (Bécédi Anon Sud, Diasson Ecole). Il est reconnu que la solubilité du sodium est plus grande que celle du calcium et du magnésium en présence d'ions chlore . On doit s'attendre à une prédominance d'ions sodium. Le calcium et le magnésium libérés en même temps que le sodium sont maintenus en solution dans des proportions variées.

3.1.2.3 Diversité chimique des eaux

Les eaux souterraines du bassin versant de la Mé présentent une hétérogénéité chimique dans leur ensemble. Cette variation de la minéralisation reflète bien la complexité hydrogéologique des formations dont elles sont issues. Il est difficile de rattacher une famille d'eau à un faciès géologique donné. Cet exemple nous est donné par l'analyse chimique des eaux de Biéby village.

Elle est caractérisée par une pluralité de faciès chimiques au sein de formations constituées de schistes grauwackeux et arkosiques dans lesquels coexistent des eaux bicarbonatées calciques et sodiques. Au sein d'une même unité géologique ce chimisme peut varier à l'image des eaux de Bécédi Anon. Il est possible que cette multiplicité de faciès chimiques soit liée à une différence de profondeur des points d'eau ou tout simplement à la nature géologique locale. Pour fixer les idées nous avons fait une analyse en composantes principales (ACP). Elle permet de noter que certains échantillons, fig 55 (partie hachurée), s'alignent suivant un axe d'orientation N 30° - N 40° qui correspond approximativement à la direction de l'intrusion granitique. D'ailleurs à l'exception de l'échantillon 35 (village de Kong I) tous les autres sont issus de cette formation sus mentionnée.

Les particularités de tous ces échantillons, le 35 inclus, sont, en plus de leurs fortes teneurs en calcium, leur appartenance au faciès bicarbonaté calcique. L'idée d'une relation entre éléments majeurs et le contexte géologique semble à priori vraisemblable. Mais la forte opposition marquée par la géochimie des roches qui montre que ces granites à deux micas ne sont pas riches en calcium ne permet pas d'associer ces fortes teneurs à cette série géologique. Nous pensons, cependant, que celles-ci ne peuvent être le fait d'un simple lessivage des formations granitiques. A moins d'admettre alors l'existence de filons basiques (Dolérite ou Amphibolite par exemple) en profondeur. Ce qui pourrait fournir une explication plus logique.

3.1.2.4 Origine des ions majeurs

Le mécanisme d'acquisition de la minéralisation se fait

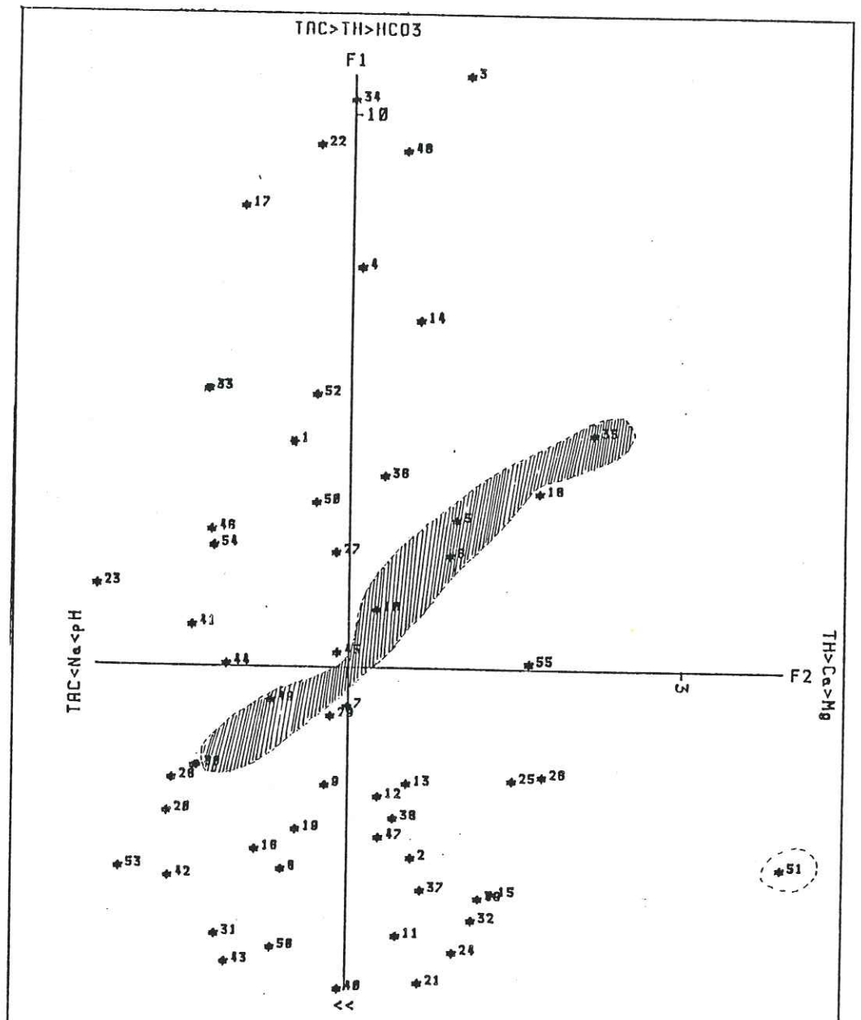


Fig. 55 : Analyse factorielle. Eléments majeurs. Projection dans le plan des axes F1 et F2
(8 variables, 56 échantillons)

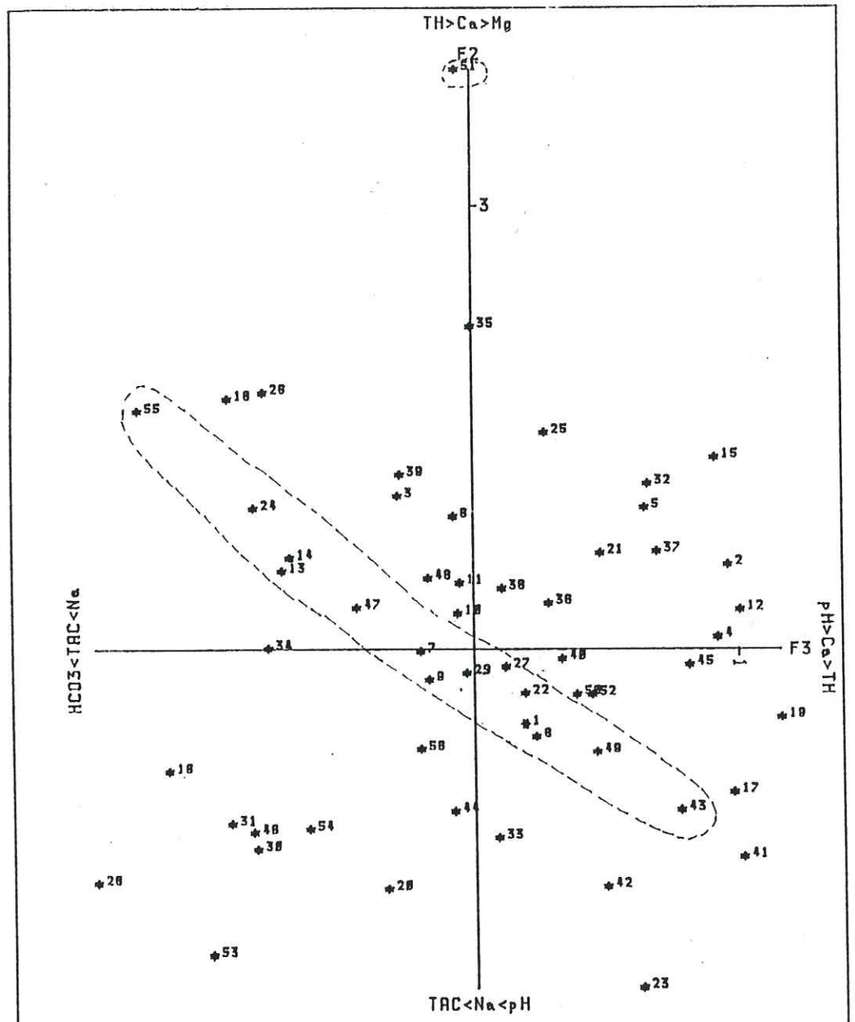


Fig. 56 :Analyse factorielle. Eléments majeurs
Projection dans le plan des axes F3 et F2
(8 variables, 56 échantillons)

selon plusieurs processus dont la mise en solution des éléments constitue certainement le premier stade (SCHOELLER, 1962). Les roches traversées par les eaux sont le siège d'une dissolution et attaque des éléments constitutifs. Il s'établit entre la roche et l'eau qui l'imprègne des échanges d'ions.

Par ailleurs l'importance de la minéralisation est fonction du temps de contact eau-roche. Ainsi plus que la nature chimique de l'eau c'est celle du réservoir qui prend une grande importance.

Certaines de nos eaux présentent un déséquilibre entre alcalins et chlore :

$$r\ (Cl - (Na + K))/Cl < 0$$

Il est permis de penser que ce déséquilibre est la conséquence de phénomènes modificateurs, entre autres, les échanges de bases. Cette opinion butte contre la réalité car un tel déséquilibre n'implique pas forcément un échange de bases et Schoeller (1962) montre un rapport $r\ (Cl - (Na + K))/Cl > 0$ pour l'eau de mer. Dans nos eaux les échanges de Ca et Mg contre Na et K des terrains sont très limités.

L'abondance relative des alcalins est en harmonie avec la nature géologique des terrains traversés : la décomposition des silicates libère surtout des ions alcalins qui constituent la fraction dissoute la plus importante.

Les eaux sont peu chargées en chlorures ; elles circuleraient dans la frange fissurée et altérée des roches cristallines. Lors de sa circulation en profondeur, l'eau s'enrichit en minéraux portant les empreintes des terrains. Pour comprendre le chimisme des eaux on est en droit de se demander quel est le dégré d'influence de la composition chimique des roches, de notre bassin d'étude, sur leur contenu liquide ?

3.1.2.5 Apport de la géochimie des roches à la compréhension de l'étude des eaux du bassin versant de la Mé

Tableau 28 : Composition chimique de quelques roches du bassin versant de la Mé

	MgO ((Milli Atome)	CaO (M.AT)	Na_2O (M.AT)	K_2O (M.AT)	Mg (m.eq)	Ca (m.eq)	Na (m.eq)	K (m.eq)	rMg/rCa	$\frac{rMg+rCa}{rNa+rK}$	rNa/rK
*MB	54,56	38,69	88,74	47,77	109,12	77,38	177,48	95,54	1,41	0,68	1,86
A1	38,44	48,5	85,5 1	14,65	76,88	97	171,02	29,3	0,79	0,87	5,84
M1	34,72	60,63	111,33	27,60	69,44	121,26	222,66	55,2	0,57	0,67	4,03
YK	27,03	49,93	131,01	77,71	54,06	99,86	262,02	155,42	0,54	0,37	1,69
ADC	0,49	10,52	131,06	93,84	0,98	21,04	262,12	187,68	0,05	0,05	1,4
AL	55,80	75,78	117,78	47,77	111,6	151,56	235,56	95,54	0,74	0,79	2,47

* MB : la signification des références est indiquée en annexe.

Selon Klän (1929) cité par SCHOELLER (1962) le rapport Mg/Ca de l'eau serait le même que celui de la dolomite lorsque ce minéral est dissous seul. Bien qu'ici nous travaillons dans un contexte géologique totalement différent nous pouvons avancer que lorsque l'hydrolyse est importante, en milieu cristallin et métamorphique, Mg et Ca sont ionisés et passent dans l'eau en "proportion égale à celles qu'ils ont dans le minéral". On peut donc envisager, au niveau du rapport r Mg/r Ca de la roche et celui de l'eau, un équilibre en l'absence de phénomènes modificateurs. Dans le tableau précédent les rapports des valeurs de r Mg/r Ca sont inférieurs à 1 à l'exception de l'échantillon MB (prélevé dans les grauwackes) où on trouve une valeur supérieure à l'unité.

Les rapports r Mg/r Ca de la majorité des échantillons d'eau (75 %) penchent dans ce sens, même si on note dans certaines eaux des rapports atteignant 3 (Bécédi Brignan Dioulakro). Dans la plupart des cas les teneurs en calcium sont supérieures aux teneurs en magnésium.

Les teneurs plus fortes en Mg viennent soit d'une roche plus basique soit surtout d'un temps de séjour et de circulation plus importants.

En revanche il est à remarquer que les teneurs en SiO_2 sont importantes dans toutes les roches. La silice présente plus de la moitié de la composition chimique totale de chaque échantillon. La silice n'ayant pu être dosée dans nos eaux, les éléments pour apprécier sa teneur nous font encore défaut. Toutefois on peut noter que cette silice étant pratiquement insoluble va s'éliminer difficilement du silicate.

L'analyse des pourcentages pondéraux d'oxydes donne une corrélation positive acceptable entre Na_2O et K_2O ($r = 0,794$) d'une part et entre CaO et MgO ($r = 0,745$) d'autre part (voir matrice de corrélation de la géochimie des roches en annexe). Il y a donc dans les minéraux constitutifs des roches une dépendance entre Na^+ et K^+ mais également entre Ca^{2+} et Mg^{2+} d'ailleurs ces éléments sont les premiers à passer en solution.

Cette corrélation positive entre MgO et CaO signifie que l'enrichissement de l'un devrait accompagner l'enrichissement de l'autre. Par contre elle n'apparait pas clairement dans les eaux où on trouve une corrélation négative $r = -0,041$ qui peut se traduire par des différences de comportements dans leur évolution. La relation de ces deux éléments avec les bicarbonates est indubitable. Ceci se traduit par deux corrélations très distinctes mais significatives qui sont respectivement, pour HCO_3-Ca et HCO_3-Mg, $r = 0,805$ et $r = 0,356$. La signification qui se dégage de ces observations est que la mise en solution de ces deux éléments est en relation avec la présence de bicarbonates :

$Mg\ (HCO_3)_2$ étant plus soluble que $Ca\ (HCO_3)_2$

En définitive nous dirons que la minéralisation des eaux est indissociable de l'altération des roches. La composition de l'eau reflètera donc celle du faciès géologique le plus représenté. Toutefois le nombre très limité d'échantillons de roches étudiées ne permet pas de pousser loin les interprétations.

3.1.2.6 Les ions Sodium - Potassium et Chlore

L'ensemble des eaux analysées donnent des teneurs en Na^+ supérieures à celles de K^+. La relative abondance des alcalins permet la fixation du gaz carbonique. Il y a donc une tendance des eaux, à l'origine, acides à devenir basiques. C'est ainsi qu'on constate un pH moyen des eaux égal à 7,04.

Le potassium est présent dans les feldspaths (orthoclases) et les micas. La prédominance de Na^+ sur K^+, dans les eaux, trouve une explication par la grande stabilité des felspaths et des micas potassiques mais également par une absorption de K^+ dans les minéraux néoformés lors de l'altération. L'analyse géochimique des roches corrobore bien cette situation comme nous l'avons vu plus haut. Une autre explication qui parait également vraisemblable est l'absorption de cet élément K^+ par les plantes (SAVADOGO A.N., 1975). Cet ion est introduit dans le cycle de la matière au niveau du sol. En effet, compte tenu de l'abondance, somme toute, relative de la végétation et vu les besoins en eau grandissants des plantes (pluviométrie rare) une telle hypothèse peut être envisagée. A ce titre nous ferons remarquer que la végétation dominante est faite de forêt ombrophile. Le potassium est issu de la biotite qui libère K_2CO_3 et Fe_2O_3. Mais en tout état de cause il est hautement probable qu'il soit issu du lessivage des granites.

La teneur moyenne du sodium est de 0,63 m.éq/l. La plus forte valeur (1,21 m.éq/l) est obtenue à Biéby SW. Le rapport r Na/r K est largement supérieur à 1. On peut dire que le mauvais drainage de certains horizons du sol, surtout dans la zone de transition qui marque le passage progressif vers le substratum sain en est la principale cause. Par ailleurs nous constatons que les forts rapports sont obtenus aussi bien dans les forages situés sur les terrains schisteux tels Danguira II Ouest, Bieby Marché que sur le socle granitique : Ananguié, Diapé. La présence de mica blanc et la décomposition des plagioclases (Albites) vont fournir l'essentiel du sodium. Son abondance dans les eaux de certaines localités (Bécédi Anon) serait liée à la présence de pegmatites. Ceci peut s'expliquer aisément. En effet, il faut se rappeler ce que H. ADAM (1967) note à propos des pegmatites de la région "Au voisinage des pegmatites albitisées, les granites deviennent subalcalins. Il apparait que l'alcalinisation des pegmatites se répercute sur les formations encaissantes". Cette observation semble pouvoir éclairer la présence de sodium dans les eaux provenant des terrains schisteux par suite d'un effet de contamination.

L'ion sodium est lié aux bicarbonates et, à un faible degré, à l'ion chlore. Le rapport r Na/r K varie de 0,97 à 46.

Les teneurs en chlorures sont relativement peu élevées dans nos eaux en comparaison des terrains schisteux de Tera du Liptako-Gourma au Niger (B. OUSMANE et al, 1983) où on observe une charge saline élevée. Ceci semble raisonnable puisque nos terrains ne sont pas salifères. Le faciès chlorure apparait dans quatre forages seulement. Dans l'ensemble, les eaux sont moyennement chargées en chlorures avec des pointes de 1 m éq/l (Diasson Ecole, Bécédi Anon Sud). Il semble que l'importante "bouillie kaolinique" surmontant les terrains soit à l'origine de cette mobilisation de Cl^-. Cette façon de voir est partagée par SAVADOGO A.N. (1984) qui pense également que les concentrations exceptionnelles en chlorures seraient le fait d'une épaisse couverture argileuse recouvrant le substratum et entrainant des difficultés de circulation des eaux. Mais à l'instar de TRAORE A.Z. (1985) nous serons plus prudents sur l'idée d'une surconcentration en chlorures par suite d'une forte évapotranspiration. Une telle hypothèse parait peu vraisemblable sur notre bassin. Les forages étant profonds, ils sont à l'abri d'une reprise évaporante.

Nous pensons que les chlorures pourraient être d'origine profonde. Les observations faites dans les Boucliers canadiens et scandinaves viennent à l'appui de cette hypothèse.

3.1.2.7 . Calcuim et Magnésium

Les rapports r Mg/r Ca dans la majorité des eaux dépassent rarement l'unité. Ces résultats semblent s'accorder avec ceux des roches que nous avons mentionnés plus haut.

Dans les niveaux grauwackeux on note des proportions notables de chaux et de magnésie.

Le rapport r Mg/r Ca varie d'une zone à une autre confirmant ainsi, que nos terrains ne sont pas homogènes dans toute leur étendue. Il est donc certain que ce rapport va se démarquer de la théorie qui prévoit son augmentation de l'amont vers l'aval.

L'origine du magnésium est à rechercher dans les ferromagnésiens (mica noir, pyroxène). On peut donc associer les fortes teneurs de magnésium (Biasso Harris, Diasson Ecole) à des roches basiques (dolérite) comme nous l'avons signalé antérieurement.

Le calcium provient des feldspaths (plagioclases calcosodiques) et amphiboles ; granodiorites à amphiboles de Yakassé Attobrou par exemple.

Les teneurs en calcium peuvent avoisiner 2 m éq/l. Elles sont généralement supérieures à celles du magnésium.

3.1.2.8 Bicarbonates

Les bicarbonates représentent l'élément ionique principal dans les eaux souterraines. Leur teneur moyenne est de 1,37 m éq/l. La plus forte teneur est de 2,9 m éq/l (Fiassé Sud, Abié II marché). Le pH des eaux qui est compris entre 5,6 et 8,3 montre bien que HCO_3^- est dominant devant CO_3^- . Ce dernier étant donc absent des eaux.

La prépondérance des bicarbonates indique qu'ils ne peuvent provenir que du CO_2 dissous, originaire de l'atmosphère et des sols (SCHOELLER, 1962). Mais l'ancienneté des eaux, tel qu'il ressort des analyses isotopiques, nous amène à ne pas écarter l'existence d'eaux plus anciennes et bicarbonatées.

Les bicarbonates peuvent provenir également des Feldspaths.

A ce stade d'étude seuls les ^{14}C et ^{13}C pourraient apporter des éléments de réponses.

3.1.2.9 Les sulfates

Une des particularités des eaux souterraines du bassin versant de la Mé est l'absence, presque totale, dans la majorité des points d'eau, de sulfates. Certaines eaux présentent, par contre, de faibles teneurs. La plus forte est de 0,5 m éq/l (Abié II Sud).

Les teneurs anormalement faibles ou nulles reflètent le caractère non pyriteux des terrains que nous avons étudiés car les sulfates sont généralement issus de la pyrite présente dans les schistes.

Les traces de sulfates observées dans certaines eaux sont à attribuer à une possible réinfiltration d'eau usée dans les localités où les abords immédiats des ouvrages ne sont pas cimentés.

Il faut toutefois tenir compte du rôle joué par certaines bactéries dans la production de sulfate en milieu anéorobie même si leur activité parait dérisoire dans le contexte de notre étude. Ainsi Thiobacillus denitrificans produit de l'azote à partir de NO_3^- (BATCHELOR, 1978 ; MARTIN, 1979).

$$5\ S^\circ + 6\ NO_3^- \rightleftharpoons 3\ N_2 + 5\ SO_4^{--} + 4\ H_3O^+$$

3.1.2.10 CONCLUSION

Les eaux souterraines du bassin versant de la Mé sont

peu minéralisées. Cette minéralisation est variée dans l'espace.

L'hétérogénéité de la composition chimique des eaux d'un secteur à l'autre nous interpelle à plusieurs remarques :

- hypothèse d'aquifères fissurés discontinus se trouve confortée et montre ainsi la complexité d'un schéma hydraulique qui répond très peu à la dynamique souterraine (la théorie prévoit une augmentation du rapport r Mg/r Ca de l'amont vers l'aval ; ceci n'est pas respecté) ;

- la présence de filons basiques (dolérite par exemple) en profondeur, non relevée par la cartographie géologique locale, pourrait être à l'origine de certaines fortes teneurs en magnésium.

Dans leur ensemble les eaux sont bicarbonatées calciques ou bicarbonatées sodiques ou encore magnésiennes. Elles contiennent une faible part d'eaux chlorurées. L'abondance des bicarbonates dans les eaux milite en faveur d'un apport d'eau par les précipitations. Mais les analyses isotopiques ont tendance à contrarier l'idée d'eau récente.

Cette étude géochimique des eaux souterraines ne permet pas encore de répondre aux multiples questions qui se posent à savoir :

- les relations entre chimie des eaux d'altérites et nappes profondes. La compréhension de ces relations peut permettre de lever l'incertitude qui subsiste sur une probable stratification des eaux ;

- le degré d'influence des roches sur leur contenu liquide.

Il reste que seules plusieurs campagnes d'échantillonnage d'eau, échelonnées dans le temps, suivies d'analyses chimiques rigoureuses contribueraient grandement à donner une idée plus précise de la chimie des eaux souterraines.

Les études isotopiques, que nous abordons dans le chapitre suivant, n'apportent qu'une ébauche de réponse.

3.2 COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

3.2.1 GENERALITES

L'utilisation des isotopes du milieu connait un essor de plus en plus croissant dans les différents domaines de la géologie appliquée et notamment en hydrogéologie. Les plus couramment utilisés sont : ^{3}H, ^{14}C, ^{18}O, D, ^{34}S,...

Parmi ces isotopes il faut distinguer :

- les isotopes naturels de la molécule d'eau tels :
  - les isotopes stables : Deutérium (D), Oxygène 18 (^{18}O)
  - les isotopes radioactifs : le tritium (^{3}H)
- les isotopes contenus dans les sels dissous dans l'eau ^{14}C, ^{15}N, ^{34}S

Il n'est donc pas inutile de faire quelques rappels sur le tritium et l'oxygène-18, les deux isotopes, utilisés pour la présente étude, qui constituent de bons traceurs de la molécule d'eau.

Oxygène-18

L'atome d'oxygène-18 existe dans la nature sous forme d'isotope dont la concentration dans l'eau s'exprime par rapport à un standard international de référence établi par H. CRAIG (1961). Le SMOW (Standard Mean Ocean Water) est l'etalon utilisé pour représenter la composition isotopique moyenne des eaux océaniques, soit 98 % de l'hydrosphère.

$$\delta = \frac{R\ \text{échantillon} - R\ \text{standard}}{R\ \text{standard}} \times 1\,000 \quad \text{avec } R = \frac{^{18}O}{^{16}O}$$

Le delta du SMOW est égal à 0. L'enrichissement en isotope lourd conduit à δ positif.

Les teneurs en ^{18}O sont très variables dans les eaux naturelles. Elles dépendent du fractionnement isotopique lors d'un changement partiel de phase (au cours de l'évaporation ou de la condensation) ou de réactions d'échanges avec des composés oxygénés ou hydrogénés. Les teneurs en ^{18}O sont également liés à la latitude et à l'altitude d'une région.

Le Tritium

C'est le seul isotope radioactif constitutif de la molécule d'eau. L'origine du tritium présent dans les précipitations est double : naturelle et artificielle.

Sa présence naturelle dans les eaux de précipitation résulte de l'interaction entre les neutrons provenant du rayonnement cosmique et de l'azote atmosphérique. Dans l'atmosphère, le taux de production a été estimé à 0,25 atome/cm^2/sec (LAT et PETERS, 1962 - LAT et SUESS, 1969). Dans les précipitations, la concentration en tritium atteind 5 à 20 UT B.R. PAYNE (1972) selon les endroits et les saisons.

1 UT ou unité tritium = 1 atome de ^3H pour 10^{18} atomes de ^1H soit une activité de 3,28 10^{-3} picocuries/ml avec une curie = 3,7 10^{10} désintégration/seconde.

La production du tritium est devenue abondante depuis 1952 à la suite de nombreuses explosions thermonucléaires dans l'atmosphère.

Il a une période T = 12,43 ans et sa demi-période de vie convient à l'hydrogéologie des nappes de surfaces et semi-profondes.

Sa décroissance est : $^3_1H \longrightarrow {}^3_2He + {}^0_{-1}e$

L'étude du tritium occupe une grande place dans l'examen des phénomènes dynamiques associés au cycle de l'eau. On l'utilise :

- comme traceur : il permet dans ce cas d'étudier des mélanges mais aussi d'apprécier l'importance des réserves par rapport aux infiltrations (FONTES, 1976 ; S. et J. SARROT - REYNAULD, 1981).

- comme dateur : FONTES J.C. (1976) admet pour l'étude d'identification des eaux souterraines les critères suivants :

0 à 2 UT : la contribution du tritium thermonucléaire est insignifiante, la composante ancienne et antérieure à 1952 domine ;

5 à 20 UT : le prélèvement de l'eau représente un mélange entre eau ancienne (antérieure à 1952) et apports récents ;

20 à 50 UT : la composante contemporaine domine.

Cette règle concerne les teneurs moyennes annuelles et non les valeurs ponctuelles et doit être assouplie depuis l'arrêt des expériences thermonucléaires (Comm. orale de J. SARROT-REYNAULD).

3.2.2 PRESENTATION ET ANALYSES DES RESULTATS ISOTOPIQUES

Les données isotopiques sur les eaux de Côte d'Ivoire sont encore rares. Ceci doit être souligné, dans l'état actuel des recherches l'application des isotopes à la compréhension du mode de réalimentation des nappes fait encore défaut.

On conçoit aisément l'intérêt qui motive une telle étude. Signalons à ce propos que dans le cadre du présent travail nous disposons de 8 échantillons d'eau dont les analyses ont été réalisées au Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon. Ces mesures portent essentiellement sur l'Oxygène-18 et le tritium.

Le tableau ci-dessous regroupe les résultats obtenus.

Localité	$\delta^{18}O$ ‰/SMOW : ± 0,2 écart-type	Tritium (UT)	Longitude	Latitude	Date	Ouvrage
Danguira II marché	- 3,37	7 ± 1	3°46' W	5°31' N	03/87	Forage
Yakassémé Ecole	- 3,57	⩽ 3,7	3°57'25"W	5°48' N	03/87	Forage
Bécédi Anon marché	- 4,35	6 ± 1	3°59'30"W	5°55'45"N	03/87	Forage
Diasson Ecole	- 4,47	⩽ 3,6	3°43'33"W	5°58'27"N	03/87	Forage
Assikoi AP 23	- 3,59	⩽ 3,7	3°48'25"W	5°59'20"N	03/87	Forage
Diapé AG 13 Sud	- 3,89	⩽ 3,7	3°55' W	6°00' N	03/87	Forage
Kong I Dioulakro	- 4,47	6 ± 1	3°38' W	6°09' N	03/87	Forage
Ananguié Ecole	- 4,14	⩽ 3,8	3°46'30"W	6°13'20"N	03/87	Forage

Tableau 29 Teneurs en ^{18}O et Tritium des eaux souterraines du bassin versant de la Mé

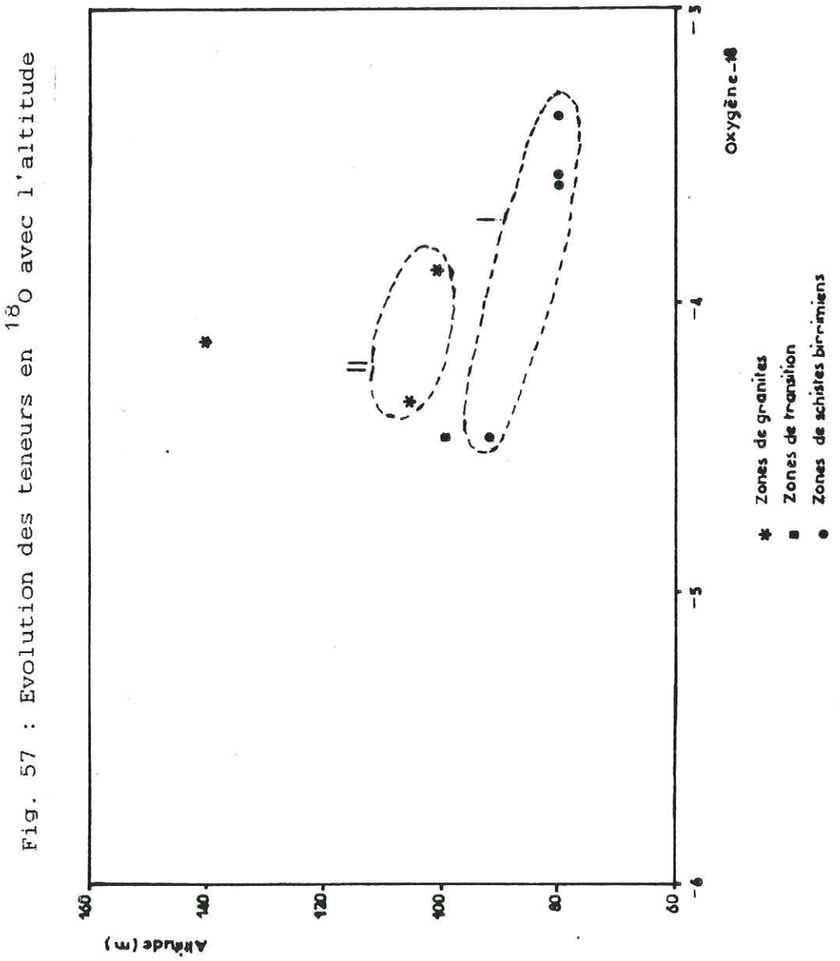


Fig. 57 : Evolution des teneurs en ^{18}O avec l'altitude

Isotope stable : ^{18}O

Une diminution des teneurs en oxygène-18 semble s'établir des bordures du Golfe de Guinée vers l'intérieur du continent. Cet appauvrissement progressif en isotopes lourds montre une dépendance de ces isotopes vis à vis du régime des précipitations (l'élévation des précipitations entraine une baisse de la teneur en ^{18}O) de la latitude et de l'altitude.

FONTES et al (1976) trouvent un gradient de - 0,16 ‰ par 100 mètres pour le mont Cameroun.

Les teneurs en oxygène-18 dans le bassin versant de la Mé varient de - 3,37 à la latitude 5° 31' N à - 4,14 à la latitude 6° 13' 20" N.

La figure 57 montre qu'il est possible, à quelques exceptions près, de lier cette évolution à un effet de continentalité. Mais le phénomène principal est l'apparition d'une discrimination au niveau des eaux dans la mesure où celles-ci sont issues de formations différentes :

- le groupe II est formé d'eaux récentes provenant des granitoïdes. Elles forment un groupe distinct d'eaux infiltrées avec des teneurs intermédiaires entre eaux fossiles et eaux actuelles (Kong I). Ces eaux présentent des indices d'eaux météoriques (HCO_3^- élevé) dont l'infiltration se fait à partir d'un système de fracturation plus développée et visible en surface.

- le groupe I comprend des eaux issues des schistes et métasédiments birrimiens. L'effet de continentalité est plus net à ce niveau par rapport au groupe II. Les teneurs varient de façon horizontale et où, parallèlement, on observe un enrichissement progressif de la teneur en oxygène-18 qui tend vers un pôle de moins en moins négatif. Ce qui peut être la manifestation d'une évaporation des eaux pendant leur infiltration entrainant leur appauvrissement en ^{16}O et par conséquent une augmentation de la teneur en ^{18}O. Comme cela a été observé, dans les pays limitrophes, au Nord de la Côte d'Ivoire. L'épaisseur des altérites peut atteindre 40 m d'où l'effet non moins important de l'évaporation.

La différenciation des eaux issues de ces formations pose problème. Elle peut signifier, a priori, que ces eaux ont des comportements différents. Mais un examen approfondi montre qu'il n'y a pas de dualité entre ces types d'eaux, bien au contraire, les zones de transition constituent une courroie de transmission entre les eaux des différentes unités géologiques. La figure 58 : O_{18} en fonction de la profondeur semble bien le prouver.

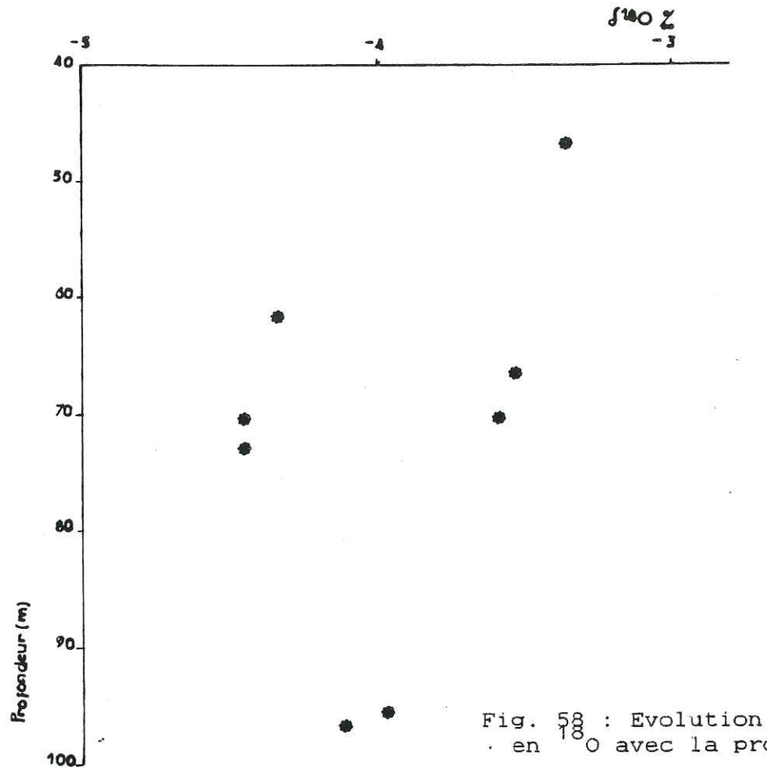


Fig. 58 : Evolution des teneurs en ^{18}O avec la profondeur

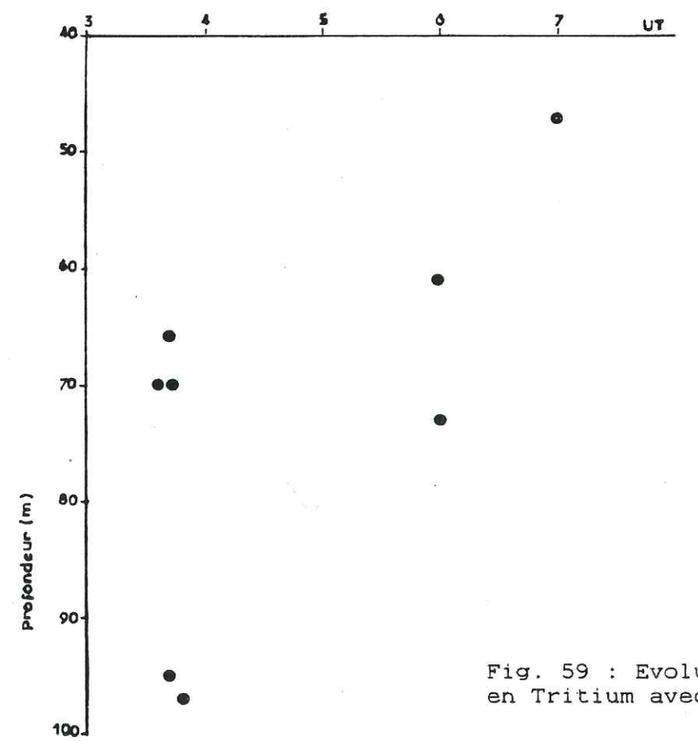


Fig. 59 : Evolution des teneurs en Tritium avec la profondeur

Isotope radioactif : ^{3}H

Les activités en tritium dans les forages sont très variables (fig. 59). Elles sont souvent voisines du seuil de détection. Ainsi, il apparait que :

- les eaux très pauvres en tritium (<3,6 UT) sont rencontrées dans les forages profonds ;

- les eaux moyennement pauvres en tritium 6 à 7 ± 1 UT sont obtenues dans les forages relativement moins profonds. Dans ces derniers forages, les teneurs en tritium suggèrent un soupçon de mélange entre eaux actuelles et eaux anciennes.

3.2.3 TENEURS DES ISOTOPES ^{18}O ET ^{3}H : INTERPRETATION

Les variations souvent négatives des niveaux piézométriques dans les forages concordent avec les teneurs isotopiques qui reflètent la présence d'eau peu tritriée dans certains forages. Ceci porte à croire qu'ils connaissent rarement des remontées des niveaux d'eau et que nous sommes en présence d'eau ancienne ou même fossile. Les eaux dont les teneurs en tritium oscillent autour de 3 UT se sont infiltrées avant les explosions thermonucléaires. Leur âge peut être estimé à 30 ans. On peut s'attendre à un épuisement des eaux souterraines. Toutefois certaines remarques viennent à l'encontre de cette hypothèse :

- du point de vue isotopique.

L'activité en tritium des eaux souterraines est très variable d'un point à un autre du bassin versant. En effet, la présence dans certains forages, de teneurs voisines de 6 ± 1 UT à Bécédi Anon Marché et Kong I Dioulakro, de 7 ± 1 UT à Danguira II Marché montre bien qu'il y a un faible mélange entre eaux anciennes et eaux récentes. A l'appui de cette remarque, on constate que la localité de Kong I est située dans une zone de transition granodiorites-schistes birrimiens où il se produit une infiltration notable d'eau. L'étude piézométrique confirme une remontée sensible des niveaux d'eau dans cette localité.

- du point de vue chimique

Il apparait une prédominance des bicarbonates, certainement d'origine atmosphérique puisque l'année 1986 a été positive du point de vue précipitation, et une absence de sulfate dans la majorité des échantillons d'eau.

La participation des précipitations à la recharge des nappes est une donnée hypothétique qui n'est pas à écarter.

De ces observations il vient, alors, que l'alimentation des aquifères peut être envisagée sous différents aspects :

Au cours de leur percolation, en profondeur, les eaux sont piégées dans les différents réservoirs. En relation avec le caractère anisotrope et hétérogène des formations, les circulations des eaux sont rendues incertaines et leur mode de gisement reflète, en partie, ce schéma. Aussi une stratification des eaux, en fonction des variations de perméabilités verticales, reste-t-elle possible d'autant que les remontées des nappes sont déphasées dans le temps (4 à 5 mois) par rapport aux précipitations. Cette situation semble mieux expliquer les âges variés obtenus dans les eaux.

Les eaux prélevées dans les trois villages mentionnés plus haut, par leur origine, montrent qu'elles se seraient infiltrees au niveau des zones d'affleurement des différentes formations visibles généralement à proximité ou même dans les lits des rivières. Les affleurements de bancs quartzitiques ou d'arkoses qu'on observe peuvent créer des couloirs privilégiés pour les circulations des eaux. La fissuration qui leur est associée constitue en cela un élément déterminant dans l'infiltration.

Celle-ci peut aussi avoir lieu à la faveur de l'altération en boules des intrusions granitiques (Bécédi Anon, Diapé) générée par les multiples diaclasages. L'accumulation de l'eau se ferait lentement accumulant un retard compte tenu de l'altération profonde, dont nous avons longuement parlé, qui peut entrainer une fermeture momentanée des voies de communication, en profondeur, dans les zones de broyage ou de fracture.

Enfin si on admet que la recharge des nappes enregistre un retard qui augmente avec l'amortissement des variations saisonnières des précipitations, on est en droit de minimiser une réalimentation per descensum. D'ailleurs l'étude chimique des eaux montre que la drainance verticale est très faible (r Na/r k élevé). Il reste, alors, à envisager que l'alimentation soit le fait d'une onde de pression qui se transmet latéralement à partir des nappes en charge dans les multiples réseaux de fissures ouvertes.

Le problème qui se pose est l'évolution des nappes dans le temps malgré la pauvreté en tritium

Les dosages de tritium ont relevé des teneurs très faibles qui supposent que la présence d'eau ancienne est incontestable. Mais les faibles valeurs de r Mg/r Ca donnent des assurances quant à une possible reconstitution des nappes avec un redressement de la pluviométrie depuis 1985. Les rabattements des niveaux d'eau dans les forages sont justifiés par les periodes de sècherasse que presque tous les pays situés au sud du Sahara ont connues. Le rapport r Mg/r Ca est un indicateur du temps de séjour de l'eau dans les terrains (BLAVOUX B., 1978) ; les fortes valeurs indiquent un écoulement lent profond (Biassé Ecole, Assikoi AP 23 par exemple) et inversement les faibles valeurs un écoulement rapide et moins profond comme on le voit à Danguira II. Dans l'ensemble des eaux, les rapports r Mg/r Ca sont presque toujours inférieurs à 1. Ces résultats

suggèrent un écoulement de l'eau dans les terrains. Or dans notre contexte les valeurs sont dispersées dans l'espace. Ces résultats sont en contradiction d'une part avec la théorie qui prévoit une augmentation de ce rapport de l'amont vers l'aval et d'autre part avec le sens d'écoulement approximatif donné par la piézométrie.

Il est plus vraisemblable d'associer un possible écoulement à une surexploitation illustrée par des rabattements très élevés au début des pompages. Ce qui expliquerait peut être la faible teneur en tritium obtenue à Diasson Ecole ($\leqslant$3,6 UT) et les variations négatives des niveaux piézométriques observées à Diasson dispensaire (- 0,46 m). Ces deux ouvrages sont distants de 50 m environ.

L'évolution de ces nappes dans le temps est loin d'être résolue mais, quoi qu'il en soit, il est certain que cette évo lution dépend, en partie, des précipitations.

Relation socle - bassin sédimentaire

L'observation de la figure 60 permet d'individualiser plusieurs ensembles en fonction de leur composition isotopique.

- l'ensemble II correspond probablement à des eaux évaporées ou infiltrées à une époque différente ou même à un climat différent des conditions actuelles ;

- l'ensemble I correspond à une évolution de l'oxygène-18 en fonction de la latitude. On voit bien que les teneurs en ^{18}O diminuent du sud vers le Nord.

Les teneurs en tritium montre de façon plus nette :

- en B : des eaux récentes ;

- en A : des eaux plus anciennes.

La nette proportion de l'activité en tritium au Sud du bassin versant montre qu'une part d'eaux, aussi bien anciennes que récentes, participe à l'alimentation du bassin sédimentaire côtier même si le pôle le plus enrichi en ^{18}O ne se définit pas dans cette zone.

Cette alimentation se ferait par drainage des eaux contenues dans le système de fractures régionales et qui permettraient leur remontée en surface. Cette constatation est validée par les nombreuses sources : Atiékoi, Memni (Cf. Géologie) que l'on retrouve dans la zone de contact du socle avec le bassin sédimentaire et par les débits suffisants obtenus dans le cadre des forages, réalisés en hydraulique urbaine (Ahoutoué, Montézo) et, destinés aux adductions d'eau.

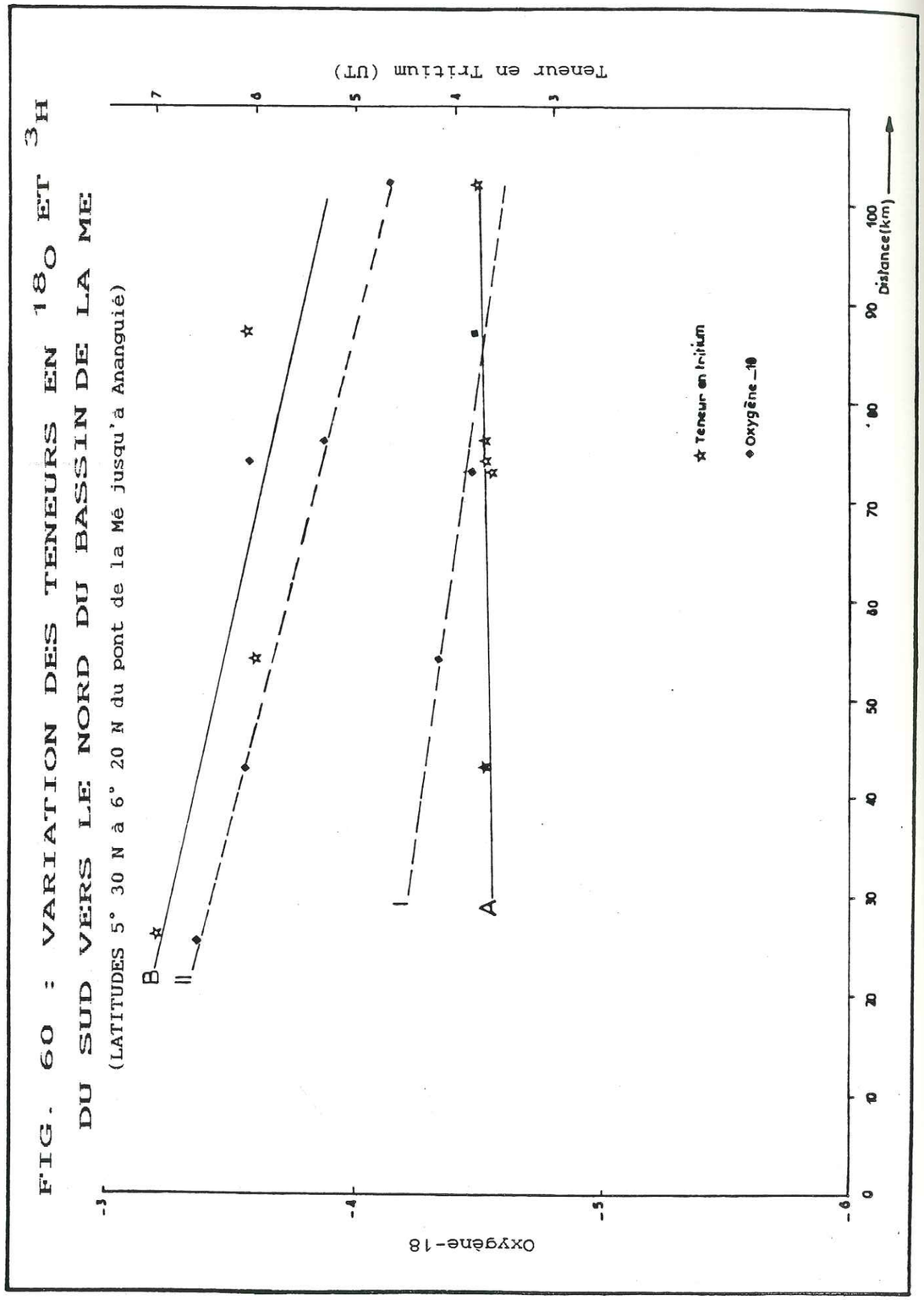


FIG. 60 : VARIATION DES TENEURS EN ^{18}O ET ^{3}H
DU SUD VERS LE NORD DU BASSIN DE LA ME
(LATITUDES 5° 30 N à 6° 20 N du pont de la Mé jusqu'à Ananguié)

Dans la zone de transition socle cristallin - bassin sédimentaire, les plateaux sont entaillés par de profondes vallées et laissent apparaitre le socle. Il est permis de formuler l'hypothèse d'une recharge par paléothalweg. A l'image de certains bassins côtiers du Golfe de Guinée, l'aquifère profond ici, est constitué par la nappe des sables Maestrichtiens dont l'alimentation se fait par infiltration à travers un système de nappes du Continental Terminal. A l'origine de cette alimentation on a la paléomorphologie qui modèle les structures des nappes.

3.2.4 CONCLUSION

L'hétérogénéité des temps de séjour est la manifestation d'une circulation d'eau dans un système hydraulique discontinu dont l'alimentation per descenscum est retardée par l'épaisse couche argileuse qui constitue une zone de transition avec les réservoirs profonds.

L'alimentation se fait de façon plus nette par drainage latéral à la faveur des fractures créées par certaines structures qui émergent en surface. Ce drainage permet d'établir une liaison entre socle cristallin et bassin sédimentaire côtier dont l'alimentation se fait vraisemblablement par les paléothalwegs.

Les faibles teneurs isotopiques indiquent la présence d'eaux anciennes ou même fossiles.

Ces eaux anciennes pourraient avoir eu des compositions originelles ou des conditions d'infiltration différentes de celles des eaux actuelles d'où des valeurs en ^{18}O particulières.

Cette présence d'eau fossiles augure donc un épuisement possible des eaux souterraines. Toutefois, la composition en ^{18}O intermédiaire entre un pôle fossile et une recharge actuelle rassure quant à une faible participation des précipitations à l'alimentation des nappes souterraines sous réserve de conditions climatiques favorables.

L'étude du mode de réalimentation des nappes, à partir de la composition isotopique n'est qu'à ses débuts, aussi, la validité d'un modèle quelconque ne peut être retenue qu'à la suite d'une longue série de mesures incluant tous les isotopes possibles. La conjonction de tous ces paramètres permettra d'aboutir à de meilleurs résultats.

CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

La présente étude nous a permis, à partir d'un fond géologique sommaire, de préciser certains points essentiels et surtout d'apporter des résultats, somme toute, importants pour la compréhension hydrogéologique des systèmes aquifères en présence.

Les observations de terrain et les études pétrographiques, permettent de noter, dans un contexte plissé et métamorphisé, une lithologie assez variable d'une zone à une autre.
Les schistes alternent avec des grès, des conglomérats et des bancs de quartzites, d'arkoses et de grauwackes.

Cette hétérogénéïté lithologique des schistes birrimiens montre bien que ces formations sont, non seulement issues de terrains divers érodés et déposés, mais elle pose également le problème de l'histoire géologique du bassin versant qui peut se rapprocher dans les grandes lignes à celle de l'ensemble Birrimien.

Ces formations sont intrudées par des granitoïdes : granites à deux micas du type Ferké, granodiorites indifférenciées à Amphibole et biotite.

A sa partie aval, c'est à dire au sud, le bassin versant de la Mé est implanté dans les formations sédimentaires datées essentiellement du "Continental Terminal" qui correspond à la bordure septentrionale du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire.

L'étude géochimique des différentes roches constituant le substratum fait ressortir :

- une pauvreté en éléments ferromagnésiens des granites d'où leur aspect leucocrate. Ces férromagnésiens sont plus abondants dans les granodiorites ;

- le chimisme et l'étude minéralogique des granites montrent leur tendance subalcaline voire alcaline. Cette alcalinité augmente du centre vers les bordures dans le massif d'Adzopé ;

- les métasédiments sont plus riches en ferromagnésiens confirmant ainsi qu'ils dérivent de roches différentes et probablement plus anciennes.

L'âge de la mise en place des granitoïdes soulève encore bien des controverses et nécessite donc des études géochronologiques poussées. Cependant la présence de lambeaux de

micaschistes et gneiss mésozonaux, au contact de ces granites, est peut être le témoin de formations antérieures au cycle Eburnéen.

L'ensemble de ces roches a été fracturé à des degrés divers. Ainsi, malgré les difficultés d'observation, l'étude de la fracturation nous a permis de mettre en évidence plusieurs directions de fracturation, à pendages subverticaux, dont certaines jouent un rôle hydraulique majeur N 120° - N 130° et surtout la direction birrimienne (N 20° - N 30 °) qui correspond à celle des fractures kilométriques. Cette direction, qui est oblitérée à l'échelle du terrain, se retrouve au niveau des images de satellite.

L'hétérogénéité des directions de fracturation, à l'échelle du bassin, traduit bien le caractère discontinu des aquifères dont l'extension est liée à l'importance des fractures et les potentialités hydrauliques sont souvent assujetties aux conditions climatiques.

Celles-ci sont marquées, dans le bassin versant, par une irrégularité spatiale qui est ressentie au niveau de la lame d'eau précipitée. Elle s'élève à 1 250 mn dont 3 % seulement s'infiltrent et participent vraisemblablement à la recharge des nappes. Cette recharge est déphasée dans le temps (4 à 5 mois) par rapport aux précipitations et cela en raison de l'épaisse couche argileuse qui est souvent le siège d'un important déficit d'humidité.

L'infiltration est plus nette dans les zones de contact entre les intrusions granitiques et leurs encaissants à la faveur des réseaux de diaclases. Par contre celle qui se fait à partir des lits des rivières participe à l'alimentation des nappes superficielles et profondes.

une paléomorphologie, cachée sous les dépôts d'altérites et latérites, souvent liée à des accidents tectoniques permet le transfert inapparent des eaux souterraines du socle précambien vers les assises du bassin sédimentaire.

L'hétérogénéité lithologique des formations va se répercuter sur les systèmes aquifères en présence permettant ainsi de différencier des aquifères superficiels localisés dans les altérites et des aquifères profonds localisés dans les fissures et fractures du substratum en relation hydraulique. Les aquifères profonds sont d'ailleurs les plus exploités. Les débits obtenus sont généralement faibles et illustrent bien les difficultés de localisation et d'implantation des points d'eau qui s'appuient uniquement sur la géomorphologie et les photographies aériennes.

L'interprétation des pompages d'essai souffre du caractère hétérogène et anisotrope des formations. Ce qui nous amène à utiliser diverses méthodes pour l'évaluation des paramètres hydrodynamiques.

Les valeurs de transmissivité sont variables dans le bassin versant. Elles sont comprises entre $1,4.10^{-4}$ et $1,9.10^{-6}$ m^2/s. Les coefficients d'emmagasinement sont estimés et voisins de $1,9.10^{-3}$.

Malgré la faiblesse des débits unitaires, généralement inférieurs à 10 m^3/h, il existe une corrélation très significative entre débits spécifiques et transmissivité.

La dispersion très marquée des valeurs de transmissivité souligne bien la complexité de la géologie et les conditions de gisement des nappes. Les changements souvent imprévisibles de la lithologie des terrains d'une région à une autre sont source de phénomènes divers tels : des rabattements élevés au début des pompages, des phénomènes d'alimentation différée, des pentes trop fortes dues à des directions préférentielles d'écoulement liées à la tectonique.

La minéralisation des eaux souterraines du bassin versant de la Mé est variée dans l'espace. Elle corrobore ainsi le contexte diaclasé et morcellé des aquifères.

Les eaux dans leur ensemble sont peu minéralisées. Elles sont caractérisées par une pluralité de faciès chimiques dont les principaux types sont :

- des eaux bicarbonatées : calciques, sodiques, magnésiennes ;
- des eaux chlorurées mixtes.

Cette diversité de faciès pose le problème de la relation eaux-roches.

Eu égard aux résultats des analyses géochimiques des roches, il apparait une étroite relation entre la composition des eaux et celle des roches dans lesquelles elles circulent. Cette composition des eaux a permis de soupçonner la présence de filons basiques, (dolérite, par exemple) en profondeur, non relevée par la cartographie géologique locale et qui pourraient être à l'origine des fortes teneurs en magnésium.

Les analyses en tritium permettent de distinguer des eaux récentes qui participent à la recharge des nappes qui est trop lente et des eaux anciennes ou même fossiles dont le renouvellement est difficile. Ce qui entraine une baisse constante des niveaux d'eau et conduit inévitablement à un épuisement de ces eaux. Il se pose, par conséquent, un problème grave pour l'alimentation future des populations.

Les teneurs en Oxygène-18 viennent à l'appui des résultats précédents et montrent que ces eaux anciennes pourraient avoir des compositions originelles partiellement. Elles se seraient évaporées partiellement ou infiltrées sous des conditions climatiques très différentes de celles actuelles.

Au terme de ce travail nous pensons avoir, dans un contexte assez délicat, soulevé un certain nombre de problèmes, non sans avoir apporté quand cela était possible, des réponses. Toutefois, il nous parait important, pour une meilleure connaissance des ressources en eaux souterraines, d'insister sur la nécessité de créer et de densifier les points d'observation des nappes et de quantifier ces ressources pour une meilleure gestion.

Nous osons croire que cette espérance deviendra une certitude afin que le puits ou le forage, qui est devenu un pôle de convergence, de rencontre et de regroupement, puisse assurer l'union de l'**Eau** - la **Terre** - la **Vie**.

BIBLIOGRAPHIE

ADAM H. (1967). - Les pegmatites de la région d'AGBOVILLE. Rapport n°189 SODEMI. Abidjan

ADAM H. (1970). - Rapport de fin de campagne 1969-1970 de la mission du Sud-Est suivi d'une note explicative de la carte géologique au 1/200 000 du Sud-Est de la Côte d'Ivoire. Rapport n° 260 SODEMI.

AL-ANBAR N. (1979). - Infiltration et écoulement en milieu karstique. Etude statistique des données climatiques et hydrogéologiques. Hydrogéologie du bassin versant du Furon-Vercors (France).

ARMAND C., DELAQUAISE B. (1977). - Analyse physico-chimique des eaux. Memento pratique.

AVENARD J.M. et al. (1971). - Le milieu naturel de C.I., Mem. ORSTOM n° 50, Paris.

BESSOLES B. (1978). - Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest-Africain. Mémoires du BRGM. N° 88.

BLAVOUX B. (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 hydrogéologie de la zone tempérée. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sc. Nat. Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.

BONNET M., LANDREAU A. (1979). - Mécanisme d'acquisition de la qualité chimique d'une eau souterraine. BRGM 79 SGN 661.

CASTANY G. (1963). - Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Paris.

CHOUTEAU F.A. (1982). - Contribution de l'hydrochimie aux études hydrogéologiques d'une nappe alluviale en exploitation. La nappe de Jouchy dans la vallée de la Romanche, Isère (France).

CONRAD G., OLIVE Ph. (1972). - Premières données sur les teneurs en tritium des nappes aquifères du sahara nord-occidental et central (Algérie). Conséquence de l'hydrologie. C.R. Acad. Sc. Paris 274 n° 14 p. 2019 - 2092.

CRUCHET M. (1983). - Relations entre l'hydrogéologie, le thermalisme et les circulations d'eaux uranifères dans les roches fissurées. Les massifs cristallins de Basse Maurienne (Savoie). Thèse de 3° cycle USMG.

DEFOSSEZ M. (1962). - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la boucle du Niger. Mém. du BRGM. N° 13.

DERRUAU M. (1974). - Précis de géomorphologie 6° édition.

DILUCA C., MULLER W. (1985). - Evaluation hydrogéologique des projets d'hydraulique en terrains cristallins du Bouclier Ouest Africain. CIEH Ouagadougou, BGR, Hannover.

DUBREUIL P. (1974). - Initiation à l'analyse hydrologique Masson et Cie ORSTOM.

DUCELLIER J. (1963). - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta. Mémoires du BRG. N° 10.

FAHY J.C. (1980). - Hydraulique Villageoise en Côte d'Ivoire. Situation au 30 septembre 1979. Bulletin BRGM 2° série, section III n° 4, 1980-81 pp 327 - 333.

FAILLAT J.P. (1987). - Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest) BRGM Hydrogéologie n° 2, pp 109 - 112.

FORKASIEWICZ J. (1972). - Interprétation des données de pompages d'essai pour l'évaluation des paramètres des aquifères. BRGM. Rapport 72 SGN 273 AME.

FORKASIEWICZ J. (1978). - Essais de puits par paliers de debit. Analyse et interprétation des données. BRGM. Rapport 78 SGN 040 HYD.

GAMSONRE P.E. (1975). - Contribution à l'étude géologique des formations précambiennes de la région de Ouahigouya (Haute-Volta). Thèse de Doctorat d'Etat. Univ. de BESANCON.

GEOMINES LTEE (1982). - Inventaire hydrogéologique appliquée à l'hydraulique villageoise. République de C.I. Ministère des Travaux Publics. DCH. Abidjan.

GROUPE JEUNE AFRIQUE (1978). - Atlas de Côte d'Ivoire 1978. Editions Jeune Afr. Paris.

GROUPEMENT SCET IVOIRE - SODECI - HOLFELDER C.I. (1982). - Etude hydrogéologique de la nappe d'Abidjan. Extension à la zone située à l'Est de la Bété et à l'Est de Bingerville.
Rapports Annexe 1 forage
Annexe 2 Essais de pompage
Annexe 3 prospection géophysique

GUERIN - VILLEAUBREIL (1957). - Hydrogéologie en Côte d'Ivoire. Mémoire du BRGM. N° 20.

IAEA - SM - 299 (1987). - Colloque International sur l'utilisation des techniques isotopiques pour la mise en valeur des ressources en eau. Vienne.

IAEA - TA - 2330 (1985). - Hydrologie isotopique. Etude géochimique et isotopique des aquifères de l'AIR (Niger).

INQUA - ASEQUA SYMPOSIUM INTERNATIONAL (1986). - Changements globaux en Afrique durant le quaternaire Passé - Présent - Futur. Dakar.

JAMIER D., VIDAL R. (1978). - Applications hydrogéologiques des isotopes naturels de l'eau. Géologues Revue Officielle de l'union française des géologues. p. 54 - 61.

JOSEPH A., ARIANIOSSY J.F. (1986). - Etude géochimique et isotopique des aquifères de la plaine de l'IRHAZER AIEA - NER /8/ 003. Vienne.

JOSEPH A., BOUREIMA O. (1987). - Pollution de la nappe alluviale du fleuve Niger à Niamey. Annales de l'univ. de Niamey. Faculté des Sc., Département de Géol.

KABORE F. (1975). - Contribution à l'étude hydrogéologique des ressources hydrauliques de la région du Centre Est de Haute Volta. Thèse 3° cycle, USTL, Montpellier.

KRUSEMAN G.P., DE RIDDER N.A. (1974). - Interprétation et discussion des pompages d'essai. International Institue Forland Reclamation and Improvement. Netherlands Traduction. MEILHAR A.

LAFFORGUE A. (1974). - Note hydrologique sur la Mé à Nyan, ORSTOM, Service hydrologique.

LE MARECHAL A. (1976). - Géologie et Géochimie des sources thermominérales du Cameroun. Travaux et documents de l'ORSTOM. N° 59. Paris

MACHENS E. (1979). - Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. Mém. du BRGM N° 82.

MASSONNAT G. (1981). - Hydrogéologie en milieu fissuré et thermalisme. Etude du massif de Bramefarine et du Nord du massif d'Allevard. La source thermominérale d'Allevard (Isère - France). Thèse 3° cycle. Grenoble.

MOINE B. (1974). - Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries précambriennes épizonales à catazonales du Centre de Madagascar (Région d'Ambatofinandrahana). Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. Mémoires n° 31 SC. de la Terre (Nancy).

NGUESSAN A. (1985). - Contribution à l'hydrogéologie de la région centrale de la Côte d'Ivoire et analyse statistique des résultats de forage. Thèse de Doctorat de 3° cycle. Univ. de FRANCHE CONTE - BESANCON.

OUSMANE B. (1978). - Contribution à l'étude hydrogéologique des régions de socle du Sahel. L'hydrogéologie du Damagaran Occidental (Environs de Zinder, Niger). Thèse de 3° cycle. Montpellier.

OUSMANE B., FONTES J. Ch., ARANYOSSY J.F., JOSEPH A. (1983). - Hydrologie isotopique et hydrochimie des aquifères discontinus de la bande sahelienne et de l'AIR (Niger). IAEA - SM - 270/59 Vienne, p. 367 - 395.

REMENIERAS G. (1976). - L'hydrogéologie de l'ingénieur 2° Edition revue et augmentee.

ROCHE M. (1963). - Hydrogéologie de surface. Paris, Editions GAUTHIER VILLARD.

SAVADOGO A.N. (1975). - Hydrogéologie du bassin versant de Haute-Sissili (Haute Volta). Thèse de 3° cycle. Univ. Grenoble I.

SAVADOGO A.N., SARROT - REYNAULD J. (1981). - Apports des analyses chimiques et isotopiques à la connaissance du mode de recharge des nappes en Haute Volta. C.R. 106° Congrès National des Stés Savantes Perpignan, Sc. fasc. III, p. 123 - 124.

SAVADOGO A.N., SARROT - REYNAULD J. (1984). - Utilisation des nouvelles données isotopiques et chimiques pour la connaissance des modes d'alimentation des nappes du socle cristallin en Haute Volta. 109° congrès national des Stés Sav. Dijon, Sciences, fasc., I, p. 113 - 124.

SAVADOGO A.N. (1984). - Géologie et Hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sc. Nat. Univ. Grenoble.

SCHOELLER H. (1962). - Les eaux souterraines 1ere partie Masson et Cie, Paris.

TAGINI B. (1971). - Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de Géotechnique régionale. SODEMI. Abidjan.

TAHO A. (1976). - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin de la Volta Blanche. Etude du bassin versant de la Nouaho (Haute Volta). Thèse de 3° cycle USTL Montpellier.

TILLEMENT B. (1972). - Hydrogéologie du Nord-Cameroun. Thèse Docteur Ingénieur Univ. Claude Bernard LYON. N° 42.

TRAORE A.Z. (1985). - Géologie et Hydrogéologie des plateaux Madingues (Mali) région de Koula - Nossombougou. Thèse de 3° cycle Univ. Grenoble.

VIDAL M., GUIBERT J.L. (1984). - Un nouveau décrochement ductile Nord-Sud dans le Birrimien d'Afrique de l'Ouest : le couloir cisaillant senestre de Wango-Fitini (Côte d'Ivoire) C.R. Acad. Sc. Paris, t. 299, Série II, p. 1085 - 1090.

YACE I (1976). - Etude géologique du volcanisme Eburnéen dans les parties Centrales et Méridionales de la chaine Précambienne de Fettekro. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sc. Nat. Univ. d'Abidjan.

A N N E X E S

ANNEXE I-1

Localisation des échantillons de roches

MB	Grauwackes - Secteur de Mabifon
A1	Schistes arkosiques - Secteur Assikoi (rivière Elobo)
M1	Arkoses - Axe routier Mafia - Allokoi
AL	Grauwacke amphipolitique - Plus à l'Est que le bassin versant (Entre Alepé et Kossandji)
YK	Granodiorite à amphibole - Yakassé Attobrou
ADC	Granite à deux micas - Massif d'Adzopé (Route de Nkoupé)
AD66/500a	Aplite à deux micas
AD66/500b	Pegmatite à muscovite (biotite), beryl
AD66/500c	Granite à muscovite, biotite d'Adzopé
AD66/502b	Pegmatite à biotite, muscovite
AD66/504a	Granite encaissant à spodumène
AD66/504b	Pegmatite à spodumène
AD66/507b	Pegmatite à muscovite
DM66/147	Pegmatite à spodumène

ANNEXE I-2

Composition géochimique des roches issues
des grandes unités géologiques
du Bassin versant de la Mé

NB D'ANALYSE(S) LUES 6 NB D'ANALYSES STOCKEES 6

NOM DU FICHIER : PETRO La Mé

N.ORDRE	1	2	3	4	5	6
REF	M-B	A1	M1	Y-K	A-D-C	A-L	
SIO2	60.25	72.45	69.36	68.15	73.37	63.25
AL2O3	17.69	12.08	13.62	14.02	14.68	16.25
FE2O3	8.01	4.15	5.19	4.05	1.44	5.50
MGO	2.20	1.55	1.40	1.09	0.02	2.25
CAO	2.17	2.72	3.40	2.80	0.59	4.25
NA2O	2.75	2.65	3.45	4.06	4.06	3.65
K2O	2.25	0.69	1.30	3.66	4.42	2.25
TIO2	0.75	0.46	0.57	0.65	0.08	0.59
MNO	0.12	0.08	0.12	0.04	0.03	0.08
P2O5	0.17	0.02	0.19	0.24	0.15	0.16
PF	2.98	2.32	0.79	0.81	0.78	1.47

MATRICE DE CORRELATION DU FICHIER PETRO (11 VAR,6 ECH)

	SIO2	AL2O3	FE2O3	MGO	CAO	NA2O	K2O	TIO2	MNO	P2O5	PF
SIO2	1.000	-0.854	-0.879	-0.802	-0.427	0.268	0.106	-0.772	-0.541	-0.374	-0.523
AL2O3		1.000	0.585	0.434	-0.001	-0.018	0.292	0.352	0.276	0.425	0.374
FE2O3			1.000	0.897	0.499	-0.616	-0.505	0.882	0.830	0.134	0.683
MGO				1.000	0.745	-0.685	-0.639	0.832	0.724	-0.078	0.647
CAO					1.000	-0.148	-0.587	0.664	0.458	0.090	0.025
NA2O						1.000	0.794	-0.398	-0.703	0.649	-0.885
K2O							1.000	-0.439	-0.751	0.556	-0.483
TIO2								1.000	0.626	0.313	0.440
MNO									1.000	-0.082	0.531
P2O5										1.000	-0.492
PF											1.000

ANNEXE II-1

POMPAGE D'ESSAI

Localité : ABIE (F4)
S/P : AGOU

Date : 19/02/84
Coordonnées : X : 3°57'
Y : 5°52'
Z : 80

Descente

(Heure/minute	Temps de pompage t (mn)	Débit Q(m^3/H)	Niveau dynamique (m)
7 h 10	0		5,38
	5	5,280	6,60
	10		7,11
	15		7,42
	20		7,65
	25		7,86
7 h 30	30		8,01
	35		8,14
	40		8,26
	45		8,36
8 h 00	50		8,45
	55		8,55
	60		8,63
8 h 30	80		8,93
9 h 00	110		9,04
9 h 15	125		9,04
	135	10,560	11,50
9 h 30	140		11,89
10 h 00	170		13,25
10 h 30	200		13,97
11 h 00	230		14,52
11 h 30	260		14,81
12 h 00	290		14,87
	300	15,840	15,98
12 h 30	320		18,57
13 h 00	350		19,60
14 h 00	420		20,83
14 h 45	465		21,03

ANNEXE II-2

POMPAGE D'ESSAI

Localité : ABIE (F4)
S/P : AGOU

Remontée

Heure/minute	Temps écoulé depuis le début du pompage t(mn)	/	Temps écoulé depuis l'arrêt du pompage t'(mn)	Profondeur du niveau (m)
14 h 45	465	/	0	21,03
	470		5	17,30
	475		10	15,42
15 h 00	480		15	14,12
	485		20	13,21
	490		25	12,51
	495		30	11,93
	500		35	11,45
	505		40	11,03
15 h 30	510		45	10,68
	515		50	10,38
	520		55	10,10
	525		60	9,88
	535		70	9,43
16 h 05	545		80	9,09
	555		90	8,84
	565		100	8,58
	575		110	8,35
	585		120	8,16
17 h 00	600		135	7,90
	615		150	7,69
	630		165	7,47
	645		180	7,35
18 h 00	660		195	7,22
	675		210	7,10
	690		225	7,00
18 h 45	705		240	6,92

ANNEXE II-3

POMPAGE D'ESSAI
(Adduction d'eau)

Localité : AHOUTOUE
S/P : ALEPE

Date : 1° au 5/07/86
Coordonnées : X : 3°48'
Y : 5°28'
Z :

Descente

Heure/minute	Temps de pompage t (mn)	Débit Q(m^3/H)	Niveau dynamique (m)
	0		2,40
5 h 50	1	3,00	3,83
	2		4,76
	3		5,83
	4		7,14
6 h 00	10		8,36
	14		8,58
6 h 30	40		9,60
7 h 05	75		10,08
	105		10,33
8 h 05	135		10,50
9 h 05	195		10,77
	225		10,90
10 h 05	255		10,96
	285		10,99
12 h 50	420		11,05
12 h 52	422	6,00	12,17
13 h 00	430		15,99
13 h 30	460		24,14
14 h 05	495		26,09
15 h 05	555		27,11
16 h 05	615		27,71
	645		27,87
17 h 05	675		27,88
18 h 52	782	9,00	30,70
19 h 00	790		38,86
20 h 05	855		47,86
21 h 05	915		47,89
22 h 05	975		47,90
23 h 05	1035		47,91
24 h 05	1095		47,94
	1125		47,94
	1140		47,94
1 h 50	1200		47,94
2 h 50	1260		47,94
3 h 50	1320		47,94
4 h 50	1380		47,94
5 h 50	1440		47,94
6 h 50	1500		47,94
7 h 50	1560		

ANNEXE II-4

POMPAGE D'ESSAI

Localité : BROFOUDOUME
S/P : ANYAMA

Date : 4 au 5/10/82
Coordonnées : X : 3°56'20"
Y : 5°30'55"
Z : 40

Descente

Heure/minute	Temps de pompage t (mn)	Débit Q(m^3/s)	Niveau dynamique (m)
6 h 40	0		29,13
	5	1,056	31,50
	10		32,62
	15		33,71
7 h 00	20		34,34
	25		35,22
	30		36,00
	35		36,67
	40		37,23
	45		37,92
7 h 30	50		38,38
	60		39,65
8 h 00	80		41,95
8 h 30	110		44,39
9 h 00	140	1,056	46,44
	170		48,35
10 h 00	200		50,30
	210		50,85
10 h 30	230		52,06
11 h 00	260		53,28
	275		53,93
11 h 30	290		54,51
12 h 00	320		55,88

ANNEXE II-5

POMPAGE D'ESSAI

Localité : BROFOUDOUME
S/P : ANYAMA

Remontée

Heure/minute	Temps écoulé depuis le début du pompage t	Temps écoulé depuis l'arrêt du pompage t'	profondeur du niveau (m)
12 h 00	320	0	55,88
	325	5	53,78
	330	10	52,84
	335	15	51,72
	340	20	50,69
	345	25	49,85
12 h 30	350	30	49,00
	355	35	48,65
	360	40	48,08
	365	45	47,59
	370	50	47,16
	375	55	46,82
13 h 00	380	60	46,42
	390	70	45,82
	400	80	45,19
13 h 30	410	90	44,50
	420	100	43,98
	430	110	43,54
14 h 30	440	120	43,23
	455	135	42,50
	470	150	41,80
	485	165	41,44
15 h 00	500	180	40,91
	515	195	40,38
	530	210	39,89
	545	225	39,44
16 h 00	560	240	39,01

ANNEXE II-6

POMPAGE D'ESSAI

Localité : DIAPE (AG.13)
S/P : AGOU

Date : 12/04/84
Coordonnées : X : 3°55'40"
Y : 6°00'40"
Z : 100

Descente

(Heure/minute)	Temps de pompage t (mn)	Débit Q(m^3/H)	Niveau dynamique (m)
7 h 35	0		13,35
	5	1,042	17,24
	10		18,35
	15		19,15
	20		19,90
	25		20,52
	30		20,95
	35		21,19
	40		21,40
	45		21,55
	50	1,042	21,68
	55		21,89
	60		21 90
9 h 00	85		22,14
	100		22,18
9 h 30	115		22,21
10 h 00	145		22,27
	160		22,30
10 h 30	175		22,33
11 h 00	205	1,042	22,39
	220		22,41
11 h 30	235		22,41
12 h 00	265		22,41
12 h 30	295		22,41
13 h 00	325		22,41
	340		22,41
13 h 30	355		22,41
13 h 40	365		22,41

ANNEXE II-7

POMPAGE D'ESSAI

Localité : FIASSE (YA.11)
S/P : YAKASSE-ATTOBROU

Date : 17/04/84
Coordonnées : X : 3°38'03"
Y : 6°09'54"
Z : 100

Descente

(Heure/minute)	Temps de pompage t (mn)	Débit Q(m^3/H)	Niveau dynamique (m)
	0		26,34
19 h 50	5	1,200	33,40
	10		35,43
20 h 00	15	1,028	37,06
	20		37,58
	25		38,23
	30		38,90
	35		39,52
	40		40,08
20 h 30	45		40,38
	50	1,028	40,66
	55		40,86
	60		41,20
	70		41,47
21 h 00	85		41,68
	100		41,86
21 h 30	130		42,11
22 h 00	145		42,25
	160		42,37
22 h 30	190		42,63
23 h 00	220		42,83
23 h 30	250		43,00
24 h 00	265	1,028	43,08
	275		43,14
	280		43,17
24 h 30	310		43,30
01 h 00	320		43,33
	330		43,37
	340		43,41
01 h 30	370		43,49
02 h 00	380		43,51
	390		43,52
	400		43,52
02 h 30	405	1,028	43,52
02 h 35			

ANNEXE II-8

POMPAGE D'ESSAI

Localité : FIASSE (YA.11)
S/P : YAKASSE-ATTOBROU

Remontée

Heure/minute	Temps écoulé depuis le début du pompage t(mn)	Temps écoulé depuis l'arrêt de pompage (mn)	Profondeur du niveau (m)
2 h 35	405	0	43,52
	410	5	34,47
	415	10	32,03
	420	15	30,30
	425	20	29,51
3 h 00	430	25	28,95
	435	30	28,53
	440	35	28,27
	445	40	28,09
	450	45	27,95
	455	50	27,81
3 h 30	460	55	27,75
	465	60	27,68
	475	70	27,60
	485	80	27,56
4 h 05	495	90	27,52
	505	100	27,47
	515	110	27,44
4 h 35	525	120	27,42
	540	135	27,40
5 h 05	555	150	27,37
	570	165	27,35
5 h 35	585	180	27,34
	600	195	27,33
6 h 05	615	210	27,32
	630	225	27,32
6 h 35	645	240	27,31

ANNEXE II-9

POMPAGE D'ESSAI

Localité : LOBO-OPE
S/P : ADZOPE

Date : 18/07 au 20/07/84
Coordonnées : X : 3°52'10"
Y : 5°53'40"
Z :

Descente

Heure/minute	Temps de pompage t (mn)	Débit Q(m^3/s)	Niveau dynamique (m)
11 h 55	0		16,09
12 h 00	5	0,833	19,42
	10		19,97
	15		20,35
	20		20,62
	25		20,86
	30		21,00
12 h 30	35		21,14
	40		21,27
	45		21,37
	50		21,45
	55		21,55
	60		21,59
13 h 00	65		21,64
	80		21,79
13 h 30	95		21,95
14 h 00	125		22,06
	140		22,12
15 h 00	185		22,20
	195	1,685	27,74
16 h 00	245		31,31
	275		31,81
17 h 00	305		32,08
	335		32,20
18 h 00	365	2,500	37,57
	395		42,30
19 h 00	425		44,95
	455		45,61
20 h 00	485		45,94
20 h 35	520		45,99

ANNEXE II-10

POMPAGE D'ESSAI

Localité : LOBO-OPE
S/P : ADZOPE

Remontée

(Heure/minute	Temps écoulé depuis le début du pompage t(mn)	Temps écoulé depuis l'arrêt du pompage t'(mn)	Profondeur du niveau (m)
	520	0	45,99
	525	5	30,97
	530	10	26,67
	535	15	24,59
	540	20	23,24
21 h 00	545	25	22,38
	550	30	21,70
	555	35	21,15
	560	40	20,73
	565	45	20,36
	570	50	20,05
	575	55	19,77
	580	60	19,52
	590	70	19,15
	600	80	18,83
22 h 05	610	90	18,60
	620	100	18,39
	630	110	18,22
	640	120	18,07
	655	135	17,88
23 h 05	670	150	17,82
	685	165	17,60
	700	180	17,51
	715	195	17,44
24 h 05	730	210	17,39
	745	225	17,35
24 h 35	760	240	17,32

ANNEXE III

ANALYSES CHIMIQUES DES EAUX

Expression des résultats

. TH et TAC sont exprimés en degré français

. Les éléments majeurs sont exprimés en m.éq/l

	Localité	pH	TH	TAC	Ca	Mg	Na	K	SO_4	Cl	CO_3H	r $\frac{Na}{K}$	r $\frac{Mg}{Ca}$	$\frac{rMg+rCa}{rCa+rK}$	Σ^+	Σ^-
1	Abié I Nord	7,4	7,8	10	0,9	0,67	0,77			0,5	2		0,74		2,34	2,5
2	Abié II AG 10	7,9	4	3,5	0,34	0,47	0,34			0,67	0,7		1,38		1,15	1,37
3	Abié II marché	7,01	13	14,2	2,24	0,35	0,52	0,25		0,6	2,9	2,08	0,16	3,36	3,36	3,5
4	Abié II Sud	8,2	10,2	12	1,42	0,62	0,95	0,29	0,5	0,38	2,4	3,28	0,44	1,64	3,28	3,28
5	Ahouabo Ecole	7	7,6	7,6	0,8	0,6	0,18			0,42	1,52		0,75		1,70	1,94
6	Ahouabo Marché	7,7	8	8	1,48	0,04	0,26			0,34	1,6		0,03		1,78	1,94
7	Ahuikoi Puits	6,8	5,2	6	0,82	0,21	0,52	0,12	0,3	0,08	1,3	4,33	0,26	1,61	1,67	1,68
8	Ananguié Centre	7,2	3	4	0,22	0,05	0,93	0,02		0,28	0,9	46,5	0,23	0,28	1,22	1,22
9	Ananguié Dispensaire	6,8	4,2	5	0,8	0,04	0,8	0,02		0,8	1	40	0,05	1,02	1,7	1,8
10	Ananguié Ecole	7	6,5	7,2	0,95	0,34	0,63			0,63	1,4		0,36		1,92	2,03
11	Annépé Sud	6,8	3	2,5	0,6	0,01	0,43			0,63	0,4		0,02		1,04	1,03
12	Assikoi AP 23	8	4,5	4,5	0,43	0,46	0,84	0,04	0,3	0,63	0,9	21	1,07	1,01	1,74	1,83
13	Ayalo	6,3	4,8	4,5	0,3	0,66	1,08			0,67	1,7		2,2		2,04	2,37
14	Bécédi Anon Marché	6,5	10	11	1,68	0,32	0,95	0,04		0,77	2,2	23,7	0,19	2,02	2,99	2,97
15	Bécédi Anon Sud	7,8	4,2	2,5	0,6	0,24	0,69			1	0,5		0,4		1,53	1,5
16	Bécédi Brignan Dioulakro	5,8	3	4,6	0,15	0,45	0,44		0,05	0,56	0,52		3		1,04	1,08
17	Biasso Ecole	8,3	10	13,5	1,8	0,23	1	0,33	0,1	0,60	2,7	3,03	0,13	1,53	3,36	3,40
18	Biasso Harris	6,2	9	8	0,55	1,24	0,49		0,1	0,56	1,6		2,25		2,28	2,26
19	Biéby Centre	8,15	3,5	4,5	0,33	0,44	0,52			0,45	0,9		1,33		1,29	1,35
20	Biéby Marché	6,7	2,8	5,5	0,21	0,35	0,93	0,03	0,05	0,35	1,1	31	1,67	0,58	1,52	1,50

	Localité	pH	TH	TAC	Ca	Mg	Na	K	SO_4	Cl	CO_3H	r $\frac{Na}{k}$	r $\frac{Mg}{Ca}$	$\frac{rMg+rCa}{rNa+rK}$	Σ^+	Σ^-
21	Biéby Ouest	7,3	2,6	1,7	0,5	0,05	0,13			0,31	0,34		0,10		0,68	0,65
22	Biéby Sud	7,5	1,22	14	2,1	0,14	0,83	0,3		0,49	2,8	2,77	0,07	1,98	3,37	3,5
23	Biéby S.W	7,8	4,8	9	0,83	0,07	1,21			0,22	1,8		0,08		2,11	2,02
24	Brofodoumé Dispensaire	6	3,2	2	0,36	0,10	0,15		0,04	0,45	0,5		0,28		0,61	0,95
25	Danguira I Dispensaire	7,2	5,5	7	1	0,26	0,37		0,04	0,28	1,4		0,26		1,63	1,72
26	Danguira I Nord	6,1	5,8	4	1,06	0,10	0,3	0,3		0,8	0,9	1	0,09	1,93	1,76	1,7
27	Danguira I NW	7,2	6,8	8,2	1,30	0,06	0,54	0,25		0,5	1,64	2,16	0,05	1,72	2,15	2,14
28	Danguira II Marché	5,6	3,2	6	0,27	0,24	0,9	0,32		0,5	1,2	2,8	0,89	0,42	1,73	1,7
29	Danguira II Ouest	7	5	6	0,48	0,58	0,36	0,01	0,04	0,45	1,1	36	1,21	2,86	1,43	1,59
30	Diapé AG 13	6,2	3,5	6	0,62	0,08	0,95	0,35		0,83	1,2	2,71	0,13	0,54	2	2,03
31	Diapé Ecole	6	1,75	3,5	0,31	0,04	0,93	0,02		0,38	0,7	46,5	0,13	0,37	1,3	1,08
32	Diasson Dispensaire	7,5	3,7	2,3	0,66	0,05	0,15			0,36	0,46		0,08		0,86	0,82
33	Diasson Ecole	7,4	7,8	11,2	0,48	1,14	1	0,3		1	2,24	3,3	2,37	1,25	2,92	3,24
34	Fiassé sud	6,6	12	14,5	1,45	0,95	0,9	0,03		0,67	2,9	30	0,65	2,58	3,33	3,57
35	Kong I Dioulakro	7,1	10	8,5	1,16	0,73	0,3			0,5	1,7		0,63		2,19	2,2
36	Kong II	7,4	8	9	1,42	0,18	0,58			0,6	1,8		0,13		2,18	2,4
37	Kodioussou Sud	6	8	10	0,96	0,64	0,76		0,06	0,3	2		0,67		2,36	2,36
38	Kodioussou Est	7,6	3,7	3	0,34	0,4	0,28			0,42	0,6		1,18		1,02	1,02
39	Kodioussou Ouest	7,05	4,3	4,2	0,45	0,40	0,27			0,28	0,84		0,89		1,12	1,12
40	Lobo-Akoudzin 07	6,6	4	2,6	0,38	0,5	0,23		0,04	0,45	0,66		1,32		1,11	1,15

	Localité	(pH	TH	TAC	Ca	Mg	Na	K	SO_4	Cl	CO_3H	$r\frac{Na}{K}$	$r\frac{Mg}{Ca}$	$\frac{rMg+rCa}{rNa+rK}$	$\sum^+$	$\sum^-$
(41	Lobo-Akoudzin 08	:7,2	2	2	:0,35	0,07	:0,6	:0,03	:0,04	:0,75	:0,4	:20	:0,2	0,67	:1,05	:1,19)
(42	Lobo-Akoudzin Est	:7,5	2,1	4,5	:0,29	0,13	:1,21	:	:0,04	:0,56	:0,9	:	:0,45		:1,63	:1,5
(43	Lobo-Akoudzin Ouest	:8,1	5	8	:1	0,08	:0,52	:0,2	:	:0,6	:1,2	2,6	:0,08	1,5	:1,8	:1,8
(44	Lobo-Hopé	:7,7	1,5	3	:0,21	0,09	:0,65	:0,05	:	:0,4	:0,6	:13	:0,43	0,43	:1	:1
(45	Massandji Ecole	:7	4,8	7,2	:0,95	0,1	:0,95	:0,3	:	:0,5	:1,7	3,17	:0,1	0,84	:2,03	:2,2
(46	Massandji Ouest	:7,9	5,8	6,5	:0,42	0,64	:0,56	:	:	:0,45	:1,22	:	:1,52		:1,62	:1,68)
(47	Nguessankoa	:6,3	6,2	9,2	:1,15	0,07	:1,08	:0,3	:0,3	:0,45	:1,84	3,6	:0,06	0,88	:2,6	:2,59)
(48	Nkoupé AP 09	:6,5	4	4	:0,4	0,4	:0,54	:0,03	:0,06	:0,52	:0,8	:18	:1	1,4	:1,37	:1,38)
(49	Nkoupé AP 10	:7,1	11,7	13,5	:2	0,34	:0,33	:0,3	:	:0,6	:2,7	1,1	:0,17	3,71	:2,97	:3,3
(50	Nyan Est	:7,5	4,7	6,5	:0,83	0,26	:0,43	:0,44	:	:0,45	:1,3	0,97	:0,31	1,25	:1,66	:1,75)
(51	Yakassémé AG 8	:7,5	7,2	9	:1,4	0,04	:0,52	:0,25	:	:0,4	:1,8	2,08	:0,03	1,87	:2,21	:2,2
(52	Yakassémé Allabalé	:6,8	6,4	11	:1	0,27	:0,76	:	:	:0,42	:2,22	:	:0,27		:2,21	:2,64)
(53	Yakassémé Dioulakro	:7,7	8,5	10,5	:0,78	0,96	:0,89	:	:0,12	:0,35	:2,2	:	:1,23		:2,63	:2,67)
(54	Yakassémé Djémian	:6	1,8	5	:0,2	0,17	:0,9	:0,03	:	:0,3	:1	:30	:0,85	0,4	:1,3	:1,3
(55	Yakassémé Ecole	:6,5	6	9	:1,08	0,28	:0,7	:0,11	:0,25	:0,35	:1,8	6,36	:0,26	1,68	:2,17	:2,4
(56	Yakassémé Kpé	:5,7	7	5,7	:0,88	0,36	:0,3	:	:0,06	:0,42	:1,14	:	:0,41		:1,54	:1,62)
(57	Zodji	:6,7	2	3	:0,18	0,01	:0,6	:0,35	:	:0,53	:0,6	1,71	:0,06	0,2	:1,14	:1,13)

ACP VALEURS PROPRES/VT ET VECTEURS PROPRES ETUDE DU FICHIER la Mé

VARIANCE TOTALE DU SYSTEME = 22.1296

I 90.5657 I	6.1434 I	2.0125 I	0.5888 I	0.4474 I	0.1721 I	0.0585 I	0.0115 I	VP/VT I
I 20.042 I	1.360 I	0.445 I	0.130 I	0.099 I	0.038 I	0.013 I	0.003 I	VAL.PR. I
I 0.0298 I	-0.0329 I	0.9961 I	0.0577 I	0.0460 I	0.0052 I	-0.0077 I	-0.0188 I*	pH *
I 0.6109 I	0.7643 I	0.0021 I	0.0712 I	-0.0068 I	0.0574 I	0.1532 I	-0.1033 I*	TH *
I 0.7707 I	-0.6178 I	-0.0379 I	0.0211 I	-0.1498 I	-0.0013 I	-0.0094 I	-0.0041 I*	TAC *
I 0.0988 I	0.0952 I	0.0524 I	-0.6945 I	-0.0080 I	0.0911 I	-0.1171 I	0.6885 I*	Ca *
I 0.0254 I	0.0499 I	-0.0292 I	0.7025 I	0.0255 I	-0.0757 I	-0.1894 I	0.6784 I*	Mg *
I 0.0142 I	-0.1458 I	-0.0329 I	0.0580 I	0.6444 I	0.3854 I	0.6246 I	0.1419 I*	Na *
I 0.0051 I	0.0121 I	-0.0156 I	0.0725 I	0.0183 I	0.8438 I	-0.5156 I	-0.1273 I*	Cl *
I 0.1459 I	0.0100 I	-0.0386 I	-0.0818 I	0.7477 I	-0.3494 I	-0.5285 I	-0.1355 I*	HCO3 *

CONTRIBUTIONS DES VARIABLES

VARIANCE TOTALE DU SYSTEME = 22.1296

I 90.5657 I	6.1434 I	2.0125 I	0.5888 I	0.4474 I	0.1721 I	0.0585 I	0.0115 I	VP/VT I
I F1 I	F2 I	F3 I	F4 I	F5 I	F6 I	F7 I	F8 I	FACTEURS I
I 0.1336 I	-0.0384 I	0.6647 I	0.0208 I	0.0145 I	0.0010 I	-0.0009 I	-0.0010 I*	pH *
I 2.7350 I	0.8912 I	0.0014 I	0.0257 I	-0.0021 I	0.0112 I	0.0174 I	-0.0052 I*	TH *
I 3.4502 I	-0.7203 I	-0.0253 I	0.0076 I	-0.0471 I	-0.0003 I	-0.0011 I	-0.0002 I*	TAC *
I 0.4422 I	0.1110 I	0.0350 I	-0.2507 I	-0.0025 I	0.0178 I	-0.0133 I	0.0348 I*	Ca *
I 0.1139 I	0.0582 I	-0.0195 I	0.2536 I	0.0080 I	-0.0148 I	-0.0216 I	0.0343 I*	Mg *
I 0.0635 I	-0.1700 I	-0.0220 I	0.0209 I	0.2028 I	0.0752 I	0.0711 I	0.0072 I*	Na *
I 0.0226 I	0.0142 I	-0.0104 I	0.0262 I	0.0058 I	0.1647 I	-0.0587 I	-0.0064 I*	Cl *
I 0.6534 I	0.0116 I	-0.0258 I	-0.0295 I	0.2353 I	-0.0682 I	-0.0592 I	-0.0069 I*	HCO3 *

COORDONNEES DES ECHANTILLONS DANS F1,F2,F3,F4,F5

	F1	F2	F3	F4	F5	NO
ABIE1N	4.08719	-0.51280	0.19470	0.37564	0.05789	1
AB2AG10	-3.48421	0.57017	0.96965	0.33891	-0.16640	2
AB2M	10.74175	1.03831	-0.29078	-0.42433	-0.12972	3
ABSUD	7.22905	0.08307	0.92988	0.20765	0.18628	4
AHOUM	2.65180	0.95794	0.65337	-0.48887	-0.28152	5
AHOUE	2.01295	0.89738	-0.07707	0.30717	-0.34132	6
AHUIP	-0.72928	-0.01550	-0.20551	-0.18378	-0.05626	7
ANANGC	-3.71763	-0.60116	0.23628	0.01577	0.24619	8
ANANG-D	-2.15336	-0.20754	-0.17458	-0.28865	0.06547	9
ANANG-E	1.03079	0.24076	-0.06217	-0.01526	-0.07762	10

	F1	F2	F3	F4	F5	NO
ANNE-S	-4.92737	0.44501	-0.05383	-0.29372	-0.24130	11
ASS-AP	-2.36037	0.26797	1.01381	0.34161	0.15509	12
AYALO	-2.11521	0.52431	-0.73094	0.44702	0.83448	13
BECEA-M	6.27630	0.61647	-0.70184	-0.27250	0.10702	14
BECEA-S	-4.13842	1.30836	0.91983	0.04471	0.05150	15
BECEB-D	-3.35472	-0.84137	-1.16991	0.30022	-0.49213	16
BIAS-E	8.33909	-0.98463	0.98681	-0.31275	0.21522	17
BIAS-H	3.16101	1.71213	-0.93346	1.01394	-0.16715	18
BIEB-C	-2.98265	-0.46737	1.16981	0.30286	-0.04040	19
BIEB-M	-2.66253	-1.64735	-0.33720	0.21075	0.15846	20
BIEB-O	-5.79685	0.64875	0.48449	-0.24837	-0.33799	21

	F1	F2	F3	F4	F5	NO
BIEB-S	9.47265	-0.30144	0.19530	-0.56052	0.05383	22
BIEB-SW	1.44912	-2.30740	0.63629	-0.18724	0.36068	23
BROF-D	-5.22609	0.95437	-0.83834	-0.14378	-0.30938	24
DANG-D	-2.04291	1.48109	0.27537	-0.27383	0.24122	25
DANG1-N	-1.96193	1.75588	-0.79834	-0.39549	-0.22546	26
DAN1-NW	2.05126	-0.12099	0.12198	-0.43531	-0.11107	27
DANG2-M	-2.04758	-1.60686	-1.44986	0.06830	0.08511	28
DANG2-O	-0.89926	-0.16303	-0.02814	0.34348	-0.27941	29
DIAP-AG	-1.81352	-1.37524	-0.83536	-0.20437	0.14209	30
DIAP-E	-4.92248	-1.20091	-0.93145	-0.19894	0.12567	31
DIASS-D	-4.62260	1.12641	0.66554	-0.26201	-0.32389	32

	F1	F2	F3	F4	F5	NO
DIASS-E	5.02329	-1.29573	0.08877	1.05278	0.23035	33
FIASS-S	10.29277	0.00229	-0.78519	0.48443	0.08107	34
KONG1-D	4.24300	2.19857	-0.00368	0.34214	-0.27406	35
KONG2	3.44621	0.30982	0.28707	-0.32401	-0.08051	36
KOD-E	-4.08027	0.66085	0.70096	0.22709	-0.22309	37
KOD-O	-2.76026	0.40887	0.10785	0.15664	-0.26264	38
LOBA-07	-4.22041	1.18723	-0.28126	0.21914	-0.19585	39
LOBA-08	-5.93185	-0.06776	0.33916	-0.11805	-0.02591	40
LOBAO	0.73120	-1.43072	1.02204	-0.25125	-0.36454	41
LOBA-E	-3.85884	-1.63460	0.50200	0.02369	0.37832	42
LOBO-H	-5.43690	-1.10604	0.78636	-0.03123	0.02775	43

	F1	F2	F3	F4	F5	NO
MASS-E	0.03378	-1.11585	-0.07878	-0.32028	0.35602	44
MASS-O	0.24888	-0.10596	0.82335	0.55558	-0.14244	45
NGUESS	2.45057	-1.25886	-0.84654	-0.38630	0.19991	46
NKOU-09	-3.11982	0.27962	-0.44672	0.17038	-0.10708	47
NKOU-10	9.35492	0.47649	-0.17560	-0.36147	-0.28219	48
NIAN-E	-0.62566	-0.70853	0.46797	-0.11865	-0.14552	49
YAK-08	2.95306	-0.30752	0.39314	-0.47763	-0.11619	50
YAK-ALL	-3.61383	3.92718	-0.05810	-0.32135	1.51822	51
YAK-DI	4.93478	-0.31080	0.45190	0.72014	0.22452	52
YAK-DJE	-3.70051	-2.08693	-1.00719	-0.02808	0.10841	53
YAK-E	2.16691	-1.23716	-0.63436	-0.22310	-0.03028	54

	F1	F2	F3	F4	F5	NO
YAK-KPE	0.09135	1.62968	-1.27916	-0.03677	-0.32610	55
ZODJI	-5.16632	-0.68893	-0.20827	-0.08219	-0.05334	56

LISTE DES FIGURES

Fig. 1. Localisation et esquisse géologique de la Côte d'Ivoire 17
Fig. 2. Bassin versant de la Mé. Réseau hydrographique 27
Fig. 3. Détermination des indices morphométriques du bassin versant de la Mé 30
Fig. 4. Esquisse géologique du bassin versant de la Mé 34
Fig. 5. Coupes I et II du continental terminal sur l'axe Aboutoué - Alepé 42
Fig. 6. Diagramme S = f(Si) - Granitoïdes d'Adzopé .. 46
Fig. 7. Diagramme Q = f(F) : projection des roches communes. H..DE.LA.ROCHE.(1960.-.1966)..... 47
Fig. 8.1 Diagramme Q = f(F) de H. DE LA ROCHE. Granitoïdes du bassin versant de la Mé 49
Fig. 8.2 Diagramme B = f(F) de H. DE LA ROCHE. Granitoïdes du bassin versant de la Mé 49
Fig. 9. Teneurs en alcalins et alcalino-terreux du socle granito-schisteux du bassin versant de la Mé 56
Fig. 10. Directions des fractures, des fissures et des filons de quartz à l'affleurement dans le bassin versant de la Mé 60
Fig. 11. Distribution des directions de fractures à l'affleurement 61
Fig. 12. Linéaments selon image de satellité au 1/500 000 du bassin versant de la Mé 64
Fig. 13. Alignement du réseau hydrographique du bassin versant de la Mé 66
Fig. 14. Extrait de la carte "principales orientations préférentielles du réseau hydrographique de Côte d'Ivoire" d'après TAGINI, 1965 b 66
Fig. 15. Carte pluviométrique du bassin versant de la Mé 73
Fig. 16. Pluviométrie interannuelle période 1944 - 1984 74
Fig. 17. Ajustement à la loi de Gauss des pluies annuelles. Station IRHO la Mé (1945 - 1984) 76
Fig. 18. Ajustement à la loi de Gauss des pluies annuelles. Station d'Adzopé (1954 - 1984) ... 77
Fig. 19. Evolution des précipitations moyennes mensuelles 79
Fig. 20. Corrélation entre évaporation lysimètre et évapotranspiration Turc mensuelle 82
Fig. 21. Corrélation entre évaporation lysimètre et évapotranspiration Thornthwaite mensuelle .. 84

Fig. 22. Bilan moyen annuel de l'eau dans le bassin versant de la Mé (année 1983 - 1984) 87
Fig. 23. Courbe de tarage de la Mé à Lobo-Akoudzin ... 90
Fig. 24. Débits moyens journaliers de la Mé à Lobo-Akoudzin 92
Fig. 25. Carte piézométrique en basses eaux (Janvier 1986) 99
Fig. 26. Carte piézométrique en hautes eaux (Juin 1986) 100
Fig. 27. Pluies mensuelles 1985 à Yakassé-Attobrou ... 104
Fig. 28. Fluctuations des niveaux piézométriques observées en 1985 104
Fig. 29. Bloc diagramme schématique : secteur Abié. Géologie et circulation des eaux 112
Fig. 30. Relation entre débit et épaisseur de la zone d'altération saturée 120
Fig. 31. Exemples de types de réseaux hydrographiques en Côte d'Ivoire (BOURGUET L., 1980) 125
Fig. 32. Abié F4. Essai par paliers de débit 130
Fig. 33. Abié F4. Pompage d'essai. Méthode de Jacob (Remontée) 132
Fig. 34. Ahoutoué (FAH). Essai par paliers de débit .. 135
Fig. 35. Pompage d'essai. Ahoutoué. Méthode de Jacob (Descente) 136
Fig. 36. Pompage d'essai. Ahoutoué. Méthode de Walton (Descente) 137
Fig. 37. Pompage d'essai. Fiassé (YA 11). Méthode de Jacob (Descente) 140
Fig. 38. Pompage d'essai. Fiassé (YA 11). Méthode de Boulton (Descente) 142
Fig. 39. Pompage d'essai. Fiassé (YA 11). Méthode de Jacob (Remontée) 143
Fig. 40. Pompage d'essai. Diapé (AG 13). Méthode de Jacob (Descente) 146
Fig. 41. Pompage d'essai. Diapé (AG 13). Méthode de Boulton (Descente) 147
Fig. 42. Lobo-Opé. Essai par paliers de débit 150
Fig. 43. Pompage d'essai. Lobo-Opé. Méthode de Jacob (Remontée) 152
Fig. 44. Pompage d'essai. Brofoudoumé. Méthode de Theis (Descente) 154
Fig. 45. Pompage d'essai. Brofoudoumé. Méthode de jacob (Descente) 155
Fig. 46. Pompage d'essai. Brofoudoumé. Méthode de Jacob (Remontée) 156
Fig. 47. Corrélation entre débits spécifiques et transmissivités 163
Fig. 48. Courbes caractéristiques des pompages d'essai. Site Abié 164
Fig. 49. Abié. Coupé géologique des forages 164
Fig. 50. Les eaux du bassin versant versant de la Mé dans le diagramme de Piper 175
Fig. 51. Eaux bicarbonatées calciques 177

Fig. 52. Eaux bicarbonatées sodiques 178
Fig. 53. Eaux bicarbonatées magnésiennes 179
Fig. 54. Eaux chlorurées mixtes 180
Fig. 55. Analyse factorielle. Eléments majeurs. Projection dans le plan des axes F1 et F2 (8 variables, 56 échantillons) 182
Fig. 56. Analyse factorielle. Eléments majeurs. Projection dans le plan des axes F3 et F2 (8 variables, 56 échantillons) 183
Fig. 57. Evolution des teneurs en ^{18}O avec l'altitude 194
Fig. 58. Evolution des teneurs en ^{18}O avec la profondeur 196
Fig. 59. Evolution des teneurs en Tritium avec la profondeur 196
Fig. 60. Variation des teneurs en ^{18}O et ^{3}H du Sud vers le Nord du bassin de la Mé (latitudes 5° 30 N et et 6° 20 N) du pont de la Mé jusqu'à Anaguié 200

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Paramètres morphométriques du bassin 29

Tableau 2a. Granitoïdes. % d'oxydes et nombre de milliatomes 48
Tableau 2b. Granitoïdes. Paramètre de H. DE LA ROCHE 50
Tableau 2c. Granitoïdes. Paramètres de H. DE LA ROCHE 51
Tableau 2d. Granitoïdes. Paramètres de H. DE LA ROCHE 52
Tableau 2e. Granitoïdes. Normes CIPW et SI AFM 53
Tableau 3a. Schistes et métasédiments. % d'oxydes et nombre de milliatomes 55
Tableau 3b. Schistes et métasédiments. Paramètres de H. DE LA ROCHE 57
Tableau 3c. Schistes et métasédiments. Normes CIPW ... 57
Tableau 3d. Schistes et métasédiments. Paramètres SI AFM 57
Tableau 3e. Schistes et métasédiments. Paramètres de H. DE LA ROCHE 58
Tableau 4. Moyennes mensuelles des températures mesurées à la station IRHO la Mé. Période 1957 - 1985 71
Tableau 5. Moyennes mensuelles de l'humidité relative (%) sous abri à la station IRHO la Mé. Période 1957 - 1985 72
Tableau 6. Caractéristiques des précipitations (mm) aux stations : Adzopé, Alepé, IRHO la Mé 75
Tableau 7. Pluviométrie moyenne mensuelle (mm) (1983 - 1984) 80
Tableau 8. Pluviométrie moyenne mensuelle (mm) 1985 80
Tableau 9. Valeur de l'ETP selon la méthode de Turc (mm). 1983 - 1984 82
Tableau 10. Evapotranspiration potentielle (mm) méthode de Thornthwaite 83
Tableau 11. Bilan hydrologique du bassin versant de la Mé (1983 - 1984) à partir de la méthode de Thornthwaite 86
Tableau 12. Jaugeages réalisés à la station de Lobo-Akoudzin 89
Tableau 13. Débits moyens journaliers de la Mé à Lobo-Akoudzin 1984 et 1985 91
Tableau 14. Débits moyens annuels de la Mé à Lobo-Akoudzin 91
Tableau 15. Débits caractéristiques de la Mé à Lobo-Akoudzin. 1985 93
Tableau 16. Débits moyens journaliers (m^3/s). Station Lobo-Akoudzin (1983 et 1985) ... 94

Tableau 17. Hauteurs mensuelles des précipitations à Adzopé en 1985 103
Tableau 18. Fréquence des venues d'eau en fonction de la profondeur dans quelques forages . 117
Tableau 19. Profondeur du socle et venues d'eau sur les différentes unités géologiques 118
Tableau 20. Essai par paliers de débits. Abié (F4) .. 129
Tableau 21. Essai par paliers de débit. Ahoutoué (FAH) 134
Tableau 22. Essai par paliers de débit. Lobo-Opé 49
Tableau 23. Interprétation des pompages d'essai de quelques forages supplémentaires 159
Tableau 24. Débits spécifiques et transmissivités ... 161
Tableau 25. Corrélation entre débit spécifique et transmissivité 162
Tableau 26. Caractéristiques moyennes des eaux du bassin versant de la Mé 172
Tableau 27. Eaux du bassin versant de la Mé 173
Tableau 28. Composition chimique de quelques roches du bassin versant de la Mé 184
Tableau 29. Teneurs en ^{18}O et Tritium des eaux souterraines du bassin versant de la Mé 193

TABLE DES MATIERES

	Page
INTRODUCTION	11
GENERALITES SUR LA COTE D'IVOIRE	13
1. GEOGRAPHIE PHYSIQUE	15
1.1 Situation géographique	15
1.2 Géographie physique	15
1.2.1 Le relief	15
1.2.2 Le réseau hydrographique	16
1.2.3 La végétation	16
1.2.4 Le climat	16
2. APERÇU GEOLOGIQUE	16
2.1 Introduction	16
2.2 Précambien inférieur ou Archéen	18
2.3 Précambien moyen	18
2.3.1 Birrimien	18
2.3.2 Granitoïdes éburnéens	19
2.4 Permien et Plus ancien	19
2.5 Secondaire et Tertiaire	20
2.6 Le Quaternaire	20
2.7 La Tectonique	20
3. HYDRAULIQUE VILLAGEOISE : HISTORIQUE DES RECHERCHES HYDROGEOLOGIQUES	20
PREMIERE PARTIE - ETUDE REGIONALE DU BASSIN VERSANT DE LA ME	23
1.1 Cadre géographique	25
1.1.1 Zone d'étude	25
1.1.2 Géomorphologie	25
1.1.3 Végétation	26
1.1.4 Réseau hydrographique	26
1.1.5 Paramètres géométriques et morphométriques	26
1.1.5.1 Paramètres géométriques	26
1.1.5.2 Paramètres morphométriques	28
1.2 Géologie du bassin versant de la Mé	33
1.2.1 Carte géologique	33
1.2.2 Les formations du socle	33
1.2.2.1 Les schistes et quartzites feldspathiques	35
1.2.2.2 Les arkoses et grauwackes	35
1.2.2.3 Les granites	37
1.2.2.4 Les granodiorites	38
1.2.2.5 Les pegmatites	39
1.2.2.6 Les filons de quartz	39

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F- 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. : 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : palour@ujf-grenoble.fr
27 AOUT 2003

1.2.3 Les formations sédimentaires	40
1.2.4 Les formations de recouvrement	43
1.2.4.1 Argiles latéritiques - Altérites	43
1.2.4.2 Cuirasses et carapaces	43
1.2.5 Etude géochimique	44
1.2.6 Etude de la fracturation	59
1.2.6.1 Les mesures à l'affleurement	62
1.2.6.2 Les données des images de satellites	65
1.2.7 Relation entre fracturation et réseau hydrographique	65
1.2.8 Conclusions	67
1.3 Climatologie - Régime hydrologique - Piézométrie	71
1.3.1 Climatologie	71
1.3.1.1 La température	71
1.3.1.2 L'humidité relative	72
1.3.1.3 Les précipitations	72
1.3.1.4 Evapotranspiration	81
1.3.1.4.1 Evaluation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	81
1.3.1.4.2 Evaluation de l'évapotranspiration réelle (ETR)	84
1.3.2 Régime hydrologique de la Mé	89
1.3.2.1 Variation des débits moyens mensuels	91
1.3.2.2 Débits moyens journaliers	93
1.3.2.3 Déficit d'écoulement	93
1.3.3 Infiltration - Piézométrie - Recharge des nappes	96
1.3.3.1 Infiltration	96
1.3.3.2 Piézométrie	96
1.3.3.3 Etude de la recharge	102
1.3.4 Conclusion	106
DEUXIEME PARTIE : HYDROGEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE LA ME	109
2.1 Ressources en eaux souterraines - Importances des principaux aquifères	111
2.1.1 Phénomène d'altération	111
2.1.2 Les aquifères supérieurs d'altérites	113
2.1.3 Aquifères discontinus	114
2.1.4 Importance hydrogéologique des différentes formations géologiques du bassin versant de la Mé	115
2.1.4.1 Le manteau altéré	115
2.1.4.2 Les schistes, quartzites, arkoses et grauwackes	116
2.1.4.3 Relation entre épaisseur de la zone d'altération et débits	117
2.1.5 Conclusion	119
2.2 Recherches et implantation des points d'eau	123
2.3 Caractéristiques hydrodynamiques : les pompages d'essai	127

2.3.1 Introduction 127
2.3.2 Les ouvrages de captage 127
2.3.3 Les pompages d'essai : interprétations 127
2.3.3.1 Site Abié (F4) 128
2.3.3.1.1 Géologie et hydrogéologie 128
2.3.3.1.2 Données techniques 128
2.3.3.1.3 Interprétation 129
2.3.3.1.4 Remontée 131
2.3.3.1.5 Conclusion 132
2.3.3.2 Site Ahoutoué (FAH 1) 133
2.3.3.2.1 Géologie et Hydrogéologie 133
2.3.3.2.2 Données techniques 133
2.3.3.2.3 Interprétation 134
2.3.3.2.4 Remontée 138
2.3.3.2.5 Conclusion 138
2.3.3.3 Site Fiassé (YA 11) 139
2.3.3.3.1 Conditions géologiques et Hydrogéologiques 139
2.3.3.3.2 Données techniques 139
2.3.3.3.3 Interprétation des données du pompage d'essai 139
2.3.3.3.4 Remontée 144
2.3.3.3.5 Conclusion 144
2.3.3.4 Site Diapé (AG 13) 144
2.3.3.4.1 Cadre géologique et Hydrogéologique 144
2.3.3.4.2 Données techniques ;;;..... 145
2.3.3.4.3 Interprétation des données du pompage d'essai 145
2.3.3.4.4 Remontée 148
2.3.3.4.5 Conclusion 148
2.3.3.5 Site Lobo-Opé 148
2.3.3.5.1 Cadre géologiques et Hydrogéologique 148
2.3.3.5.2 Données techniques 148
2.3.3.5.3 Interprétation 149
2.3.3.5.4 La remontée 151
2.3.3.5.5 Conclusion 151
2.3.3.6 Site Brofoudoumé 153
2.3.3.6.1 Géologie et Hydrogéologie 153
2.3.3.6.2 Données techniques 153
2.3.3.6.3 Interprétation 157
2.3.3.6.4 La remontée 157
2.3.3.6.5 Conclusion 158
2.3.3.7 Evaluation du coefficient d'emmagasinement 158
2.3.3.8 Corrélation entre débit spécifique transmissivité 162
2.3.3.9 Influence de la situation géologique sur la productivité des ouvrages ... 165
2.3.4 Conclusion 165

TROISIEME PARTIE : HYDROCHIMIE - ISOTOPIE 169

3.1 Hydrochimie 171
3.1.1 Propriétés physiques des eaux souterraines .. 171
3.1.1.1 Température 171
3.1.1.2 pH 171
3.1.2 Chimie des eaux souterraines 171
3.1.2.1 Etudes des principales caractéristiques des eaux 171
3.1.2.2 Classification et faciès chimiques des eaux 174
3.1.2.3 Diversité chimique des eaux 181
3.1.2.4 Origine des ions majeurs 181
3.1.2.5 Apport de la géochimie des roches à la compréhension de l'étude des eaux du bassin versant de la Mé 184
3.1.2.6 Lesions Sodium - Potassium et Chlore 186
3.1.2.7 Calcium et Magnésium 187
3.1.2.8 Bicarbonates 188
3.1.2.9 Les sulfates 188
3.1.2.10 Conclusion 188
3.2 Composition isotopique des eaux souterraines 191
3.2.1 Généralités 191
3.2.2 Présentation et analyses des résultats isotopiques 193
3.2.3 Teneurs des isotopes ^{18}O et ^{3}H : Interprétation 197
3.2.4 Conclusion 201

CONCLUSIONS GENERALES 205

BIBLIOGRAPHIE 209

ANNEXES 215
ANNEXE I-1 : Localisation des échantillons de roches .. 217
ANNEXE I-2 : Composition géochimique des roches issues des grandes unités géologiques du bassin versant de la Mé 218
ANNEXE II : Données des pompages d'essai 219
ANNEXE III : Analyses chimiques des eaux 229

LISTE DES FIGURES 237

LISTE DES TABLEAUX 240

THESE de 3e CYCLE
GÉOLOGIE APPLIQUÉE (Hydrogéologie)

Titre de l'ouvrage :

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU SUD-EST DE LA COTE D'IVOIRE

Bassin Versant de la Mé

Nom de l'auteur : Nagnin SORO
Établissement : Université Scientifique Technologique et Médicale de Grenoble

29 OCT. 1987

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.43

RÉSUMÉ

Le bassin versant de la Mé, situé au Nord-Est d'Abidjan, comporte une couverture végétale abondante du fait de l'importance des précipitations, en baisse régulière du reste et de l'existence d'une très épaisse frange d'altération du substratum.

Ce substratum est constitué, pour l'essentiel, des formations schisteuses, quartzitiques ou arkosiques du Birrimien et intrudé de granitoïdes. La partie aval du bassin est occupée par les formations sédimentaires côtières.

Métasédiments et Granitoïdes ont un chimisme bien distinct.

Les données de terrains et images de satellites mettent en évidence plusieurs directions de fracturation qui jouent un rôle hydraulique majeur en créant des conditions d'infiltration et d'emmagasinement des eaux.

Ces eaux souterraines correspondent soit à des nappes superficielles d'altérites soit à des nappes profondes localisées dans les fractures et fissures du substratum. Elles peuvent communiquer entre elles du fait des différences de charge hydraulique.

La localisation des points d'eau se fait par géomorphologie et photographies aériennes.

L'étude des propriétés physico-chimiques des eaux permet de mettre en évidence d'une part l'influence des conditions d'alimentation des nappes sur la composition de leurs eaux et d'autre part l'étroite relation entre cette composition et celle des roches dans lesquelles elles circulent.

Les teneurs isotopiques traduisent des difficultés de recharge des nappes et posent ainsi le problème de l'alimentation des populations locales.

MOTS-CLÉS

La Mé ; Substratum ; Birrimien ; Métasédiments ; Granitoïdes ; Fracturation ; Nappes ; Charge hydraulique ; Physico-chimique ; Teneurs isotopiques.