

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE



THÈSE

pour obtenir le grade de docteur
de 3ème Cycle en géologie -
Mention HYDROGÉOLOGIE

HYDROGÉOLOGIE EN MILIEU DE SOCLE CRISTALLIN DU BURKINA FASO Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi (province du Yatenga)

par

Youssouf KOUSSOUBÉ

soutenue le 14 décembre 1996 devant le jury :

M. Babacar LY

Président

Université Cheikh Anta Diop

M. C. Faye GAYE

Rapporteur

Université Cheikh Anta Diop

M. A. Nindaoua SAVADOGO

Rapporteur

Université de Ouagadougou

M. Jean Marie LAMACHERE

Examineur

ORSTOM

M. Abdoulaye FAYE

Examineur

Université Cheikh Anta Diop

UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR
FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE



THÈSE

pour obtenir le grade de docteur
de 3ème Cycle en géologie
Mention HYDROGÉOLOGIE

HYDROGÉOLOGIE EN MILIEU DE SOCLE CRISTALLIN DU BURKINA FASO

**Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi
(province du Yatenga)**

par

Youssouf KOUSSOUBÉ

Le 14 décembre 1996 devant le jury :

| | | |
|----------------------|------------|-----------------------------|
| MM. LY Ababacar | Président | Université Cheikh Anta Diop |
| GAYE C. Bécaye | Rapporteur | Université Cheikh Anta Diop |
| SAVADOGO A. Nindaoua | Rapporteur | Université de Ouagadougou |
| LAMACHERE Jean-Marie | Examineur | ORSTOM |
| FAYE Abdoulaye | Examineur | Université Cheikh Anta Diop |

A mon père Zépo S. Koussoubé, in memorum

L'eau : récepteur céleste

*L'eau, vecteur d'énergie, apporte le mouvement
aux règnes minéral, végétal et animal.
La plus petite pierre est vivante, la vibration
du quartz n'est qu'un exemple.
Ce système minéral a été créé au fil des
millénaires par les mouvements de l'eau.
La moindre petite graine ne germera que grâce à
l'eau de pluie ou la rosée.
L'animal est également engendré dans l'eau,
qu'il soit insecte, poisson, oiseau,
qu'il soit ovipare ou vivipare, l'eau est son
élément d'origine.
L'homme ne fait exception à la règle : le fœtus
flotte dans l'eau
durant toute la grossesse ; le nouveau né est
fait de 90 % d'eau,
l'homme adulte de 70 % et le vieillard de 60 %.
L'homme, comme le globe terrestre, est constitué
de 2/3 d'eau.*

AVANT-PROPOS

Ce mémoire que je présente n'aurait vu le jour sans la participation de nombreuses personnalités et institutions qu'il me plaît ici de remercier. Je m'excuse d'avance d'oublier certains, car nombreux sont ceux qui ont contribué à l'aboutissement de ce mémoire.

D'abord, je remercie la direction générale de l'Orstom pour m'avoir accordé des moyens financiers et matériels importants, ce qui m'a permis de mener à bien ce travail. Que Mr J. Fages, Représentant de l'Orstom au Burkina Faso trouve ici toute l'expression ma profonde gratitude pour toutes les sollicitudes et les conseils que j'ai eu l'honneur de recevoir.

Je remercie Messieurs les membres du jury :

- Ababacar Ly, Maître de Conférences à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, Chef du Département de géologie, pour m'avoir fait l'honneur de présider ce jury.

- Jean-Marie Lamachère, Chargé de recherches au Laboratoire d'hydrologie de l'Orstom/Montpellier. Vous êtes l'initiateur de ce programme de recherche. Malgré votre éloignement, vous avez constamment contribué au suivi de mes travaux de terrain et à la rédaction de ce mémoire. Merci encore pour votre disponibilité permanente et pour toute l'attention que vous m'avez accordée durant mon séjour à Montpellier.

- Alain Nindaoua Savadogo, Maître de Conférences à l'Université de Ouagadougou, responsable du Laboratoire d'hydrogéologie. Sans votre concours, ce travail de partenariat entre l'Orstom et le laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Ouagadougou ne saurait aboutir. Vous m'avez formé depuis mon entrée à l'université de Ouagadougou. Vous m'avez également fait bénéficier d'une formation en télédétection et mis à ma disposition un matériel important pour la prospection géophysique et des logiciels de traitement de données.

- Cheikh Bécaye Gaye, Maître de Conférences, responsable du troisième cycle à l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar et responsable du Laboratoire d'hydrogéologie. Malgré vos lourdes tâches dans la recherche, vous n'avez ménagé aucun effort pour corriger et améliorer la qualité de ce mémoire ; que vous en soyez infiniment remercié.

- Abdoulaye Faye, Chargé d'enseignement à l'Université de Dakar. Malgré vos multiples occupations, vous avez accepté de juger ce travail.

Je remercie également tous ceux qui ont été associés à mon encadrement scientifique :

- Georges Grandin, Directeur de recherches, actuellement à l'Orstom/Bondy, pour son attachement à la rigueur scientifique et son opiniâtreté au travail qu'il n'a cessé de me forger. Vous avez accepté de m'encadrer malgré vos lourdes occupations alors que vous occupiez le poste de Représentant de l'Orstom et dirigiez le "Programme Or" au Burkina Faso. Je vous remercie en particulier pour l'aide

inestimable consentie dans l'acceptation de mon dossier de demande de contrat d'association.

- M. Martin Lompo, Maître assistant en Géologie structurale à l'Université de Ouagadougou. Les longs séjours sur le terrain et l'interprétation des données au laboratoire ont eu le mérite de donner à ce mémoire, une originalité par rapport à l'approche appliquée de la géologie structurale à l'hydrogéologie. Merci pour votre disponibilité permanente et les longues journées passées sur le terrain.

- MM. Gilles Lemieux et Raymond Bégin au Laboratoire de télédétection de l'Université du Québec à Chicoutimi, pour le séjour agréable passé à leur côté pendant mon stage d'initiation en traitement numérique d'images.

- M. Diallo Soumaïla, ingénieur géodésien à l'Institut Géographique du Burkina, pour la contribution à l'élaboration du programme de calcul de la perméabilité induite.

- M. Christian Leduc du Centre Orstom de Montpellier pour les corrections et critiques ainsi que pour sa disponibilité pendant mon séjour au Centre Orstom de Montpellier.

- M. Gathelier Robert du Centre Orstom de Ouagadougou pour sa contribution au dépouillement des mesures hydro-pluviométriques et des états de surface du sol.

Je remercie également :

- Les travailleurs du centre Orstom de Ouagadougou et de l'antenne Orstom de Bidi. En particulier, je remercie les hydrologues J. Boéné, O. Sangaré, J. Bassolet, G. Bilgho, M. Ouédraogo et l'équipe de cartographes-dessinateurs P. Oulla et A. Traoré pour les importants travaux de dessins réalisés dans le cadre de ce mémoire.

- La population de Bidi pour sa sympathie et son accueil sans lesquels la collecte des données de terrain n'aura pas été possible.

- Les enseignants du département de géologie et toute l'équipe du laboratoire d'hydrogéologie pour leurs conseils et leur bonne collaboration. Que MM U. Wenmenga, S. Nakolendoussé, P. Bazié et M. Ouangrawa trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

- M. Zabré Jérôme de l'AIMT pour son apport technique dans la mise en forme de ce mémoire.

Je remercie enfin :

- Ma mère pour sa compréhension et l'éducation qu'elle m'a donnée.

- Mes parents et tous mes amis et camarades pour la compréhension, la patience et le soutien constant dont ils ont fait preuve jusqu'à la finalisation de ce travail.

- Mes nombreux promotionnaires évoluant dans des secteurs différents pour leur soutien constant.

- Tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre m'ont permis d'avancer et de mettre en forme ce travail.

Résumé :

Dans le bassin versant de Bidi couvrant une superficie de 157 km², et bâti sur un socle constitué à 91% de granite syntectonique birimien (2,1 Ga), diverses approches conjointes sont mises en oeuvre en vue d'identifier les zones favorables à des débits élevés de forages d'eau et pour mieux appréhender les modalités de recharge des nappes souterraines. Il s'agit de la télédétection satellitaire à haute résolution spatiale et de la photographie aérienne, de la géologie structurale, de la géomorphologie, de la géophysique électromagnétique et électrique, de la piézométrie, de l'hydrochimie et des états de surface du sol. Ces travaux ont permis de :

- localiser les zones de discontinuité probables du socle (linéaments) en les hiérarchisant en trois catégories : les alignements de végétation, les contrastes de tonalité et de texture, les corniches de cuirasse latéritique. Les directions linéamentaires intéressantes pour l'implantation des forages d'eau souterraine sont retenues selon la diversité des types de linéaments composant la structure linéamentaire, en rapport avec les microstructures visibles sur les affleurements rocheux (failles, couloirs de cisaillements, fractures).

- caractériser chaque type d'aquifère du point de vue physique (lithologie, épaisseur, largeur de broyage) et du point de vue chimique (paramètres physico-chimiques des eaux souterraines). Ainsi, deux aquifères sont distingués : les aquifères superficiels (alluvions et colluvions de bas-fonds, cuirasse latéritique, altérites argileuses et gravillonnaires, arènes sableuses) et les aquifères profonds (socle fissuré).

- décrire la recharge des aquifères à partir des fluctuations piézométriques de 1993 à 1995.

Un modèle de bilan de la nappe superficielle qui prend en compte les états de surface du sol pour une parcelle d'un mètre carré a été défini dans le cas de bas-fond et de plateau. Ce modèle montre que pour un sol de plateau sans submersion, la percolation à la profondeur 1 m recharge vaut 0, 14 et 24 % de la pluie à 1 m en 1995 (Pstandard = 549 mm) respectivement pour un sol encroûté, sableux fin cultivé ou sableux fin en jachère ; en présence d'une submersion, la percolation à un mètre de profondeur varie entre 8, 100 et 190 % de la pluie à 1 m, respectivement pour les cas considérés.

L'estimation de la recharge annuelle à partir du battement de la nappe située à la base de altérites latéritiques (porosité efficace de 2 %) indique une recharge qui varie entre 14 et 18 % de la pluie à 1 m du sol en 1995, selon la situation topographique et l'état de surface du sol.

Mots clés : granite syntectonique, Birimien, bas-fond, plateau, télédétection, microstructurale, géophysique, états de surface, bilan hydrique, recharge, Bidi

SOMMAIRE GENERAL

| | |
|----------------------------|---|
| INTRODUCTION GÉNÉRALE..... | 1 |
|----------------------------|---|

PREMIÈRE PARTIE : LE MILIEU PHYSIQUE

| | |
|---------------------------------|---|
| CHAP. I - LE CLIMAT ACTUEL..... | 7 |
|---------------------------------|---|

| | |
|--|----|
| CHAP. II - LA GÉOLOGIE ET L'HYDROGÉOLOGIE DE LA RÉGION DE BIDI | 15 |
|--|----|

| | |
|-----------------------------------|----|
| CHAP III - LA GÉOMORPHOLOGIE..... | 27 |
|-----------------------------------|----|

| | |
|--|----|
| CHAP IV - L'HYDROGRAPHIE, LA VÉGÉTATION ET LES SOLS..... | 34 |
|--|----|

| | |
|---|----|
| CHAP. V - LE MILIEU HUMAIN ET LES ACTIVITÉS AGRO-PASTORALES | 46 |
|---|----|

DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROGÉOLOGIE

| | |
|---|----|
| CHAP. VI - LES MÉTHODES D'INVESTIGATION | 52 |
|---|----|

| | |
|---|----|
| CHAP. VII - L'HYDROGÉOLOGIE STRUCTURALE : RÉSEAU LINÉAMENTAIRE ET MICROSTRUCTURES DE TERRAIN | 69 |
|---|----|

| | |
|--|----|
| CHAP. VIII - LES DIFFÉRENTS AQUIFÈRES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES GÉOPHYSIQUES | 97 |
|--|----|

| | |
|---|-----|
| CHAP. IX : LA CARACTÉRISATION HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES | 131 |
|---|-----|

| | |
|---|-----|
| CHAP. X - LA PIÉZOMÉTRIE ET LA RECHARGE DES NAPPES D'EAUX SOUTERRAINES..... | 140 |
|---|-----|

| | |
|-----------------------------|-----|
| CONCLUSIONS GÉNÉRALES | 195 |
|-----------------------------|-----|

| | |
|-----------------------------------|-----|
| RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 204 |
|-----------------------------------|-----|

| | |
|---|---|
| LEXIQUE DES SIGLES, ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES..... | I |
|---|---|

| | |
|------------------------|---|
| LISTE DES FIGURES..... | I |
|------------------------|---|

| | |
|--------------------------|----|
| LISTE DES TABLEAUX | II |
|--------------------------|----|

| | |
|-------------------------|----|
| TABLE DES MATIÈRES..... | IV |
|-------------------------|----|

ANNEXES

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les conditions naturelles se sont dégradées dans les pays sahéliens depuis les années 70 à cause de la péjoration pluviométrique (baisse de la pluviosité et mauvaise répartition de celle-ci), Albergel (1988). A cela, s'ajoute le contexte géologique caractérisé au Burkina Faso par une large couverture du territoire sur près de 80 % par des roches cristallines, rendant difficile la disponibilité de l'eau en quantité et en qualité suffisantes. Les eaux souterraines de milieux fissurés représentaient et continuent de représenter une des préoccupations des populations et des décideurs en vue de répondre aux objectifs de la D.I.E.P.A. (Décennie Internationale de l'Eau Potable en Afrique, 1980-1990) qui ne sont pas toujours atteints. Plusieurs investigations ont été utilisées pour la recherche des nappes d'eau souterraine. L'utilisation de techniques géophysiques et de la télédétection au Burkina Faso (Engalenc, 1978 ; Engalenc, 1979 ; Savadogo, 1984 ; BGR 1987 ; BURGEAP-CIEH, 1984 ; Nakolendoussé, 1991 ; Savadogo *et al.*, 1991) a permis de porter de 15 à 70 % en moyenne, les chances de succès des forages en milieu cristallin fissuré, jadis considéré comme non productif. Mais certaines régions n'ont pas atteint ce taux moyen de succès ; le contexte géologique de granite syntectonique comme dans le cas de la région de Bidi et la méthodologie de prospection non appropriée pour ce contexte expliquent cette situation.

La région de Bidi se situe dans la province du Yatenga entre les coordonnées 14°00 et 13°50 de latitude Nord et 2°25 et 2°35 de longitude Ouest. Elle couvre une superficie de 500 km² environ, à cheval entre les départements de Koumbri, Thiou et Banh. La localité de Bidi est à 42 km au Nord de Ouahigouya, chef lieu de la province du Yatenga (Fig. 1), sur le sillon Boromo-Goren (segment de Goren), formé principalement de roches volcano-sédimentaires birimiennes (Fig. 2). Elle marque le passage entre la zone soudanienne et la zone sahélienne avec une pluviosité inter-annuelle 1985-1995 de 521 mm. Le bassin versant du bas-fond de Bidi est situé en grande partie sur un substratum de granitoïdes éburnéens (2,1 Ga au Sm/Nd, Boher *et al.*, 1992), où le taux de succès ne dépasse guère 44 % et dont les débits obtenus sont à 90 % inférieurs à 1 m³/h (Ministère de l'eau, 1988, 1993, Fig. 3), malgré l'utilisation de la photo-interprétation et de méthodes géophysiques électriques. La zone d'étude se situe donc dans un contexte géologique difficile où de nouvelles méthodologies d'approche s'imposent en vue de résoudre la question de la disponibilité de l'eau souterraine en quantité et en qualité suffisantes.

Sur le site de Bidi, plusieurs programmes de recherches ont été menés par l'Orstom :

- de 1983 à 1988 ont été associés un programme de recherche sur la dynamique des systèmes agro-pastoraux (D.S.A.P.) et un programme d'évaluation des ressources en eau superficielle et des risques d'érosion à l'échelle des versants et des bassins versants ;

- de 1989 à 1992 a été réalisé, avec la collaboration de l'Université de Ouagadougou (I.D.R.) et de l'E.I.E.R., un programme sur la mise en valeur agricole des bas-fonds dans la province du Yatenga ;
- de 1992 à 1995, le programme VERITAS s'est attaché à décrire les mécanismes du ruissellement et de l'érosion à l'échelle d'un versant sableux cultivé.

La présente étude s'inscrit dans le cadre des volets relatifs à l'hydrologie et à la cartographie des états de surface du sol ; ces deux volets sont associés au programme sur la dynamique des systèmes agro-pastoraux. Les travaux menés ont participé à la meilleure connaissance des ressources en eau de surface et en eau souterraine, ainsi que sur les états de surface du sol de la région de Bidi.

En 1989-90, l'étude géophysique menée par l'EIER (Sama, 1989 ; Lachaud, inédit) dans la zone du barrage de Bidi/Gourga a mis en évidence dans le bas-fond, d'une part, des colluvions-alluvions qui ont été confirmées par des coupes pédologiques (Zombré, 1992b ; Fritsch, 1994) et d'autre part, des anomalies conductrices mineures ; cette étude a également précisé la topographie du substratum granitique. Le suivi du réseau piézométrique dans la retenue du barrage de Gourga/Tilli a été associé à la collecte de données climatologiques et limnimétriques entre 1989 et 1991. Ces travaux ont montré le rôle de la digue filtrante dans l'étalement du plan d'eau et l'extension du front d'infiltration. Le barrage augmente la durée de l'infiltration et la quantité d'eau devant participer à la recharge de la nappe superficielle. Ainsi, la lame infiltrée dans la partie centrale du bas-fond de Bidi en amont du petit barrage de Gourga vallait 1 580 mm en 1989, soit près de trois fois la pluie tombée cette même année (553 mm) à la station de Bidi/Nayiri. La vitesse de décroissance du plan d'eau pendant la charge de la nappe superficielle varie entre 4 mm/j (au dessous de la cote 650 cm) et 400 mm/j (au dessous de la cote 650 cm) pour une durée de submersion inférieure à trois semaines. La vitesse de remontée des niveaux piézométriques consécutive aux averses atteint 20 cm/j dans l'axe du bas-fond sous l'influence du barrage. La vidange de la nappe s'amorce juste à la fin de la saison des pluies (septembre-octobre) avec des vitesses de décharge plus élevées à l'amont de la retenue du barrage (9 cm/j) et plus faibles dans la zone sous influence du barrage (2,5 à 4,5 cm/j) : Bidjocka (1990), Lamachère *et al.* (1991), BRGM (1992), Etrillard (1994). Cette vidange s'effectue par drainage latéral et vertical vers la nappe plus profonde.

Dans le cadre du programme de mise en valeur agricole des bas-fonds du Yatenga, seule la recharge de la nappe superficielle du bas-fond de Bidi a été étudiée et que l'étude des nappes de versant, de plateau et de la nappe profonde de socle fissuré étudiée.

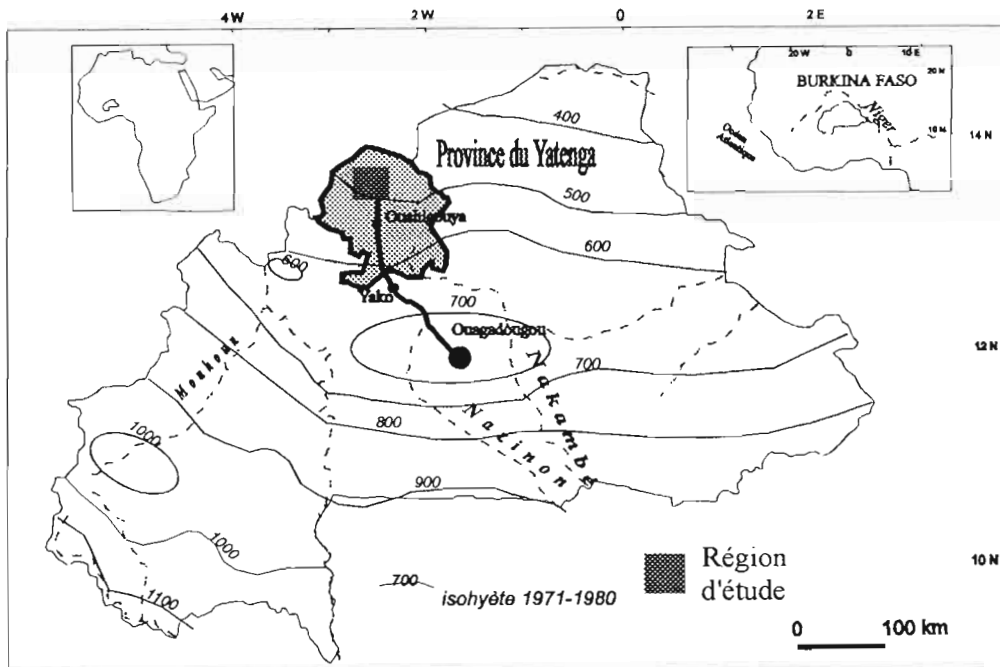


Figure 1 : Situation géographique de la région d'étude, province du Yatenga

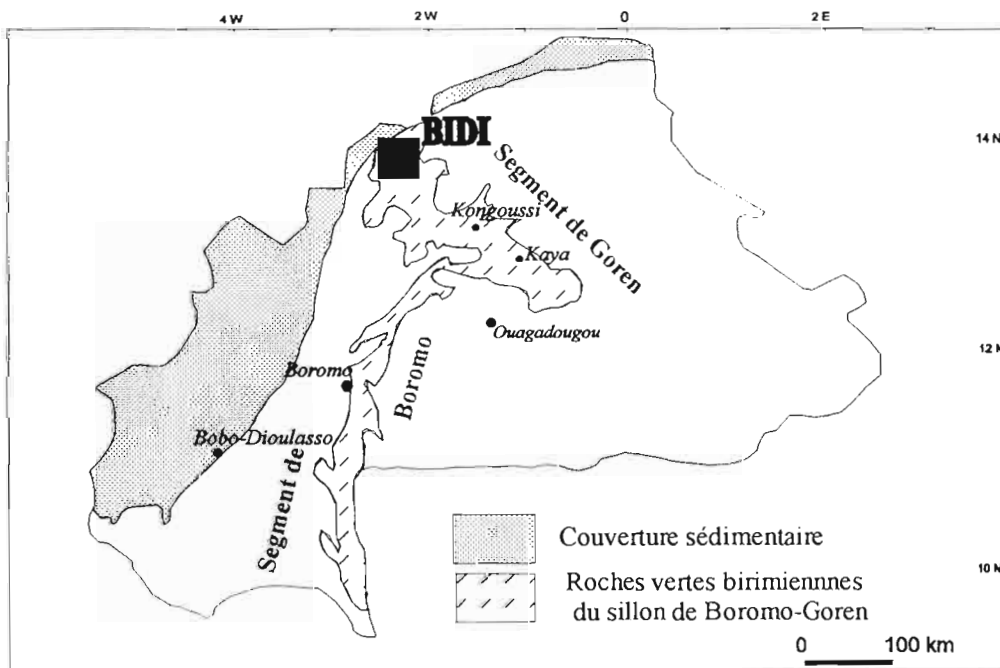


Figure 2 : Situation géologique de la région d'étude dans le segment de Goren appartenant au sillon Birimien de Boromo-Goren

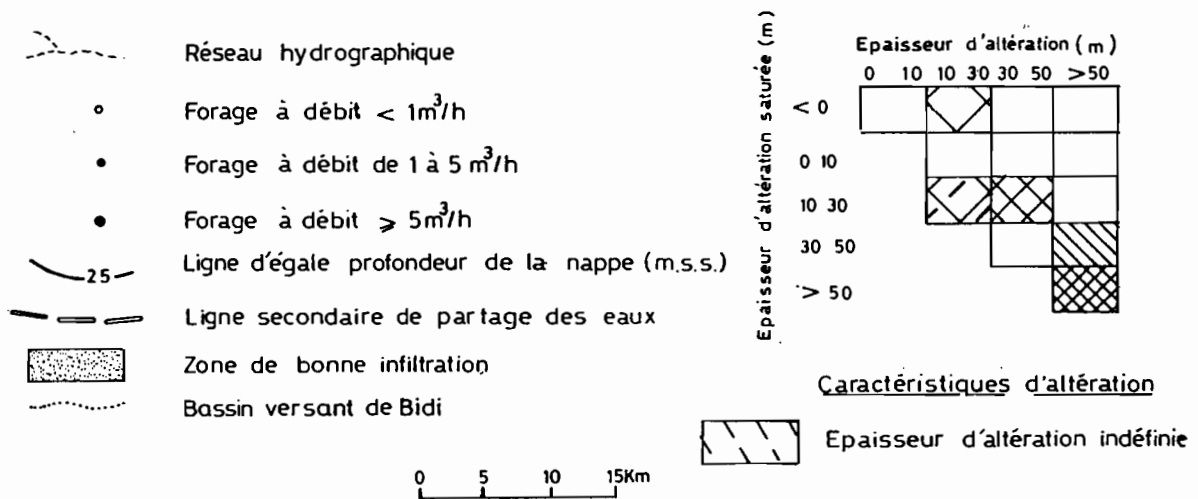
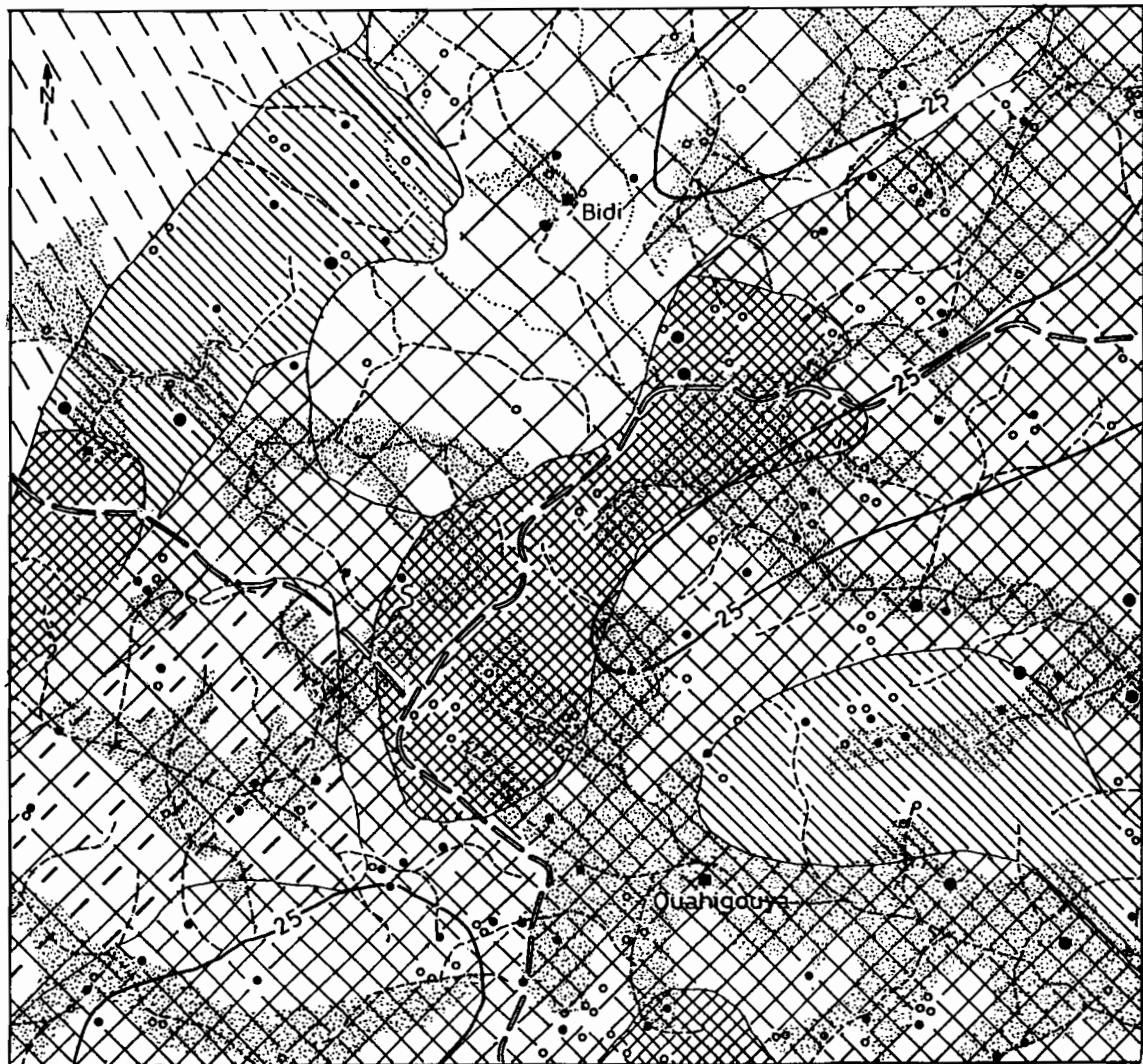


Figure 3 : Carte hydrogéologique du Nord-Yatenga : extrait de la carte hydrogéologique du Burkina Faso, feuille de Ouagadougou (Ministère de l'eau, 1993)

Dans le cadre de la cartographie des états de surface, l'étude extensive des grandes unités (Zongo, 1993) a été associée aux résultats obtenus par simulations de pluies en vue de déterminer l'aptitude au ruissellement des différents sols et d'en apprécier la variation spatio-temporelle (Guillet, 1991 ; Lamachère, 1991 ; Mansour, 1995). Jusqu'à présent, la cartographie des états de surface du sol a été utilisée pour quantifier le ruissellement. Dans le cadre de notre étude, nous allons nous servir des états de surface du sol pour estimer l'infiltration.

Les objectifs spécifiques de notre travail portent sur la localisation des ressources en eau souterraine du bassin versant du bas-fond de Bidi, à partir d'une étude extensive de la fracturation du bâti cristallin et du contexte géologique et géomorphologique. La largeur et la profondeur des zones de broyage seront identifiées ainsi que la configuration du toit du substratum dans quelques cas. Puis nos observations seront focalisées dans le petit bassin de Samené afin d'appréhender la recharge des nappes superficielles en situation géomorphologique de plateau hors de l'influence des bas-fonds. Nous définirons la nature du substratum, les caractères géomorphologiques des différents aquifères ainsi que les modes de gisement des eaux souterraines. Cette étude aboutira à la détermination de la recharge des nappes superficielles pendant l'année 1995. En particulier, nous dégagerons le rôle des organisations superficielles naturelles et artificielles du sol (états de surface) sur le ruissellement et l'infiltration. En associant l'étude hydro-pluviométrique aux états de surface du sol et à l'analyse des fluctuations piézométriques, nous tenterons de quantifier la recharge des aquifères du petit bassin versant de Samené.

Pour atteindre ces objectifs, la méthode de travail consiste en une étude extensive par la mise en oeuvre conjointe de plusieurs techniques déjà utilisées dans la zone de Bidi (télédétection satellitaire et aérienne, géophysique électrique, géomorphologie et pédologie) ou de nouvelles techniques dans cette zone (géologie structurale, géophysique électromagnétique). Ensuite, nous concentrerons les mesures hydro-pluviométriques, piézométriques et des états de surface du sol dans le petit bassin versant de plateau de Samené où nous tenterons d'apprécier la recharge de la nappe superficielle captée par les puits villageois.

Le présent mémoire comprend deux parties divisées en dix chapitres. La première partie est consacrée au climat, à l'hydrologie et aux caractères généraux de la géologie et de l'hydrogéologie de la zone d'étude. La deuxième partie abordera les méthodes d'investigation ainsi que des résultats hydrogéologiques (étude linéaire et de géologie structurale, caractères hydrochimiques et recharge des différentes nappes). En conclusion, nous discuterons l'ensemble des résultats obtenus et nous dégagerons les lacunes et les perspectives relatives aux méthodes d'approche dans ce type de contexte.

PREMIÈRE PARTIE : LE MILIEU PHYSIQUE

Chap I - LE CLIMAT ACTUEL

Chap II - LA GÉOLOGIE ET L'HYDROGÉOLOGIE

Chap III - LA GÉOMORPHOLOGIE

**Chap IV - L'HYDROGRAPHIE, LA VÉGÉTATION
ET LES SOLS**

**Chap V - LE MILIEU HUMAIN ET LES ACTIVITÉS
AGRO-PASTORALES**

CHAP. I : LE CLIMAT ACTUEL

Après avoir présenté dans un premier temps les caractères climatiques régionaux et les paramètres propres à la région de Bidi, nous tenterons d'établir, dans un second temps, le bilan hydrique de cette région que nous comparerons à celui de quelques régions climatiques différentes du Burkina Faso, à travers l'évaluation du drainage profond à l'échelle de l'aquifère.

1- LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU CLIMAT ET DES SAISONS

Le climat de la région de Bidi se caractérise par une saison sèche et une saison humide bien tranchées. En saison sèche (de novembre à avril), il souffle les alizés continentaux ou harmattan, de secteur Est et Nord-Est. En saison humide ou pluvieuse (de mai à octobre), il s'agit des contre-alizés ou mousson qui sont des vents de secteur Sud-Ouest chargés d'humidité. La saison des pluies peut être précoce et quelques pluies peuvent tomber dès le mois d'avril. La plus grande vitesse de vents s'observe en juin (2,4 m/s) et en février (2 m/s). Il faut ajouter que des vents violents de secteur Est précèdent les orages et peuvent atteindre 20 m/s (Albergel *et al.*, 1993).

Les travaux d'Albergel (1988) et de Lamachère (Albergel *et al.*, 1993) ont montré une baisse de la pluviométrie depuis les grandes sécheresses des années 1970. Ainsi, à la station climatologique de Ouahigouya, la moyenne inter-annuelle entre 1922 et 1969 (716 mm) est supérieure à la moyenne inter-annuelle 1922-1992 (634 mm), la moyenne inter-annuelle 1970-1992 étant de 552 mm (Fig. 4).

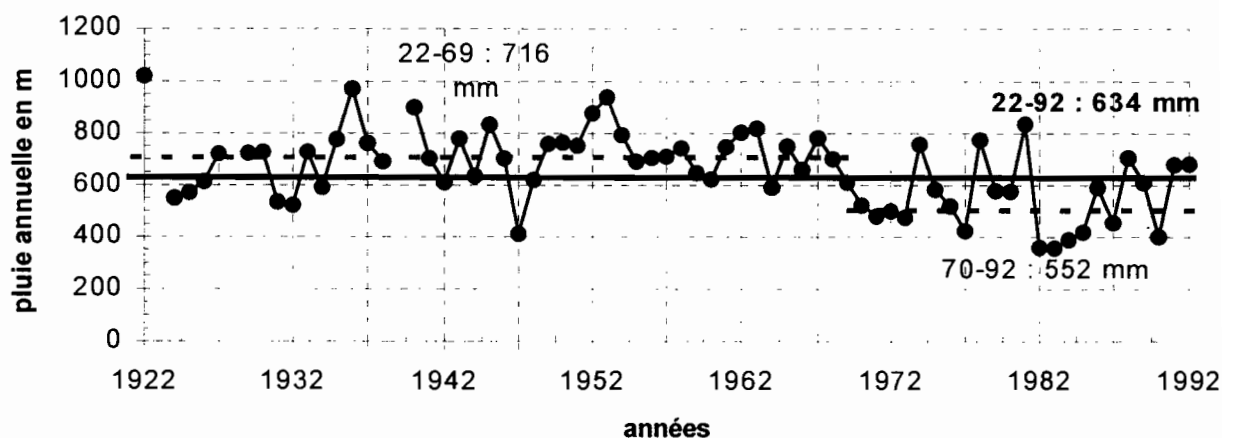


Figure 4 : Variations pluviométriques à la station de Ouahigouya entre 1922 et 1992 (Albergel *et al.*, 1993, modifié)

Les relevés des stations climatologiques de Bidi/Nayiri et de Bidi/Samniwéogo entre 1985 à 1995, montrent que le bassin de Bidi n'échappe pas à cette situation de péjoration climatique. Ces deux stations se situent au centre de la zone d'étude à 3,5 kilomètres l'une de l'autre.

2- LES PARAMÈTRES CLIMATIQUES

Dans ce paragraphe, nous traiterons des paramètres essentiels du climat : température, humidité relative, insolation, évapotranspiration, évaporation.

2-1 LA TEMPÉRATURE

A la station climatologique de Bidi/Nayiri, entre 1987 et 1990, la moyenne mensuelle des températures maximales journalières la plus élevée est de 41,3°C au mois de mai. L'écart diurne moyen le plus faible est enregistré en août (10°C). La moyenne mensuelle des températures minimales journalières la plus basse est de 14°C et se situe au mois de janvier (Tab. 1, Fig. 5), avec une température maximale journalière faible (31°C), pour un écart diurne moyen de 17°C .

Tableau 1 : Variations au cours de l'année des moyennes de températures journalières pendant la période 1987-1990

| mois températures | Jan | Fév. | Mars | Avr. | Mai | Juin | Juil. | Août | Sep. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|
| Tmoy | 22,5 | 25,2 | 28,1 | 33,2 | 34,4 | 32,5 | 29,1 | 28,1 | 29,1 | 27,1 | 27,1 | 23,9 |
| Tmax | 31,1 | 33,7 | 37,8 | 40,8 | 41,3 | 38,1 | 34,9 | 33,1 | 34,8 | 37,7 | 36,4 | 32,3 |
| Tmin | 13,9 | 16,8 | 21,4 | 25,5 | 27,4 | 26,8 | 23,9 | 23,0 | 23,4 | 22,1 | 17,8 | 15,5 |
| Tmax-Tmin | 17,2 | 16,9 | 16,5 | 15,2 | 13,9 | 11,4 | 10,9 | 10,1 | 11,5 | 15,6 | 18,5 | 16,8 |

TMoy : température moyenne mensuelle ; Tmin : moyenne mensuelle des températures minimales journalières ; Tmax : moyenne mensuelle des températures maximales journalières ; Tmax-Tmin : moyenne mensuelle de l'amplitude thermique journalière

2-2 L'INSOLATION

Entre 1987 et 1990, la durée d'insolation moyenne journalière atteint 9 heures (Tab. 2).

La variation mensuelle de la durée journalière de l'ensoleillement a une allure bimodale. Les plus fortes durées d'insolation sont en mai et novembre (10 h/j) ; les plus faibles sont en avril et août (8 h/j).

Tableau 2 : Insolation moyenne journalière inter-annuelle 1987/1990, en heures/j

| | Jan. | Fév. | Mars | Avr. | Mai | Juin | Juil. | Août | Sep. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------------------|------|------|------|------|-----|------|-------|------|------|------|------|------|
| Insolation en h/j | 9 | 9,2 | 9,1 | 8,4 | 9,7 | 8,3 | 8,2 | 8,05 | 8,23 | 8,8 | 9,7 | 8,8 |

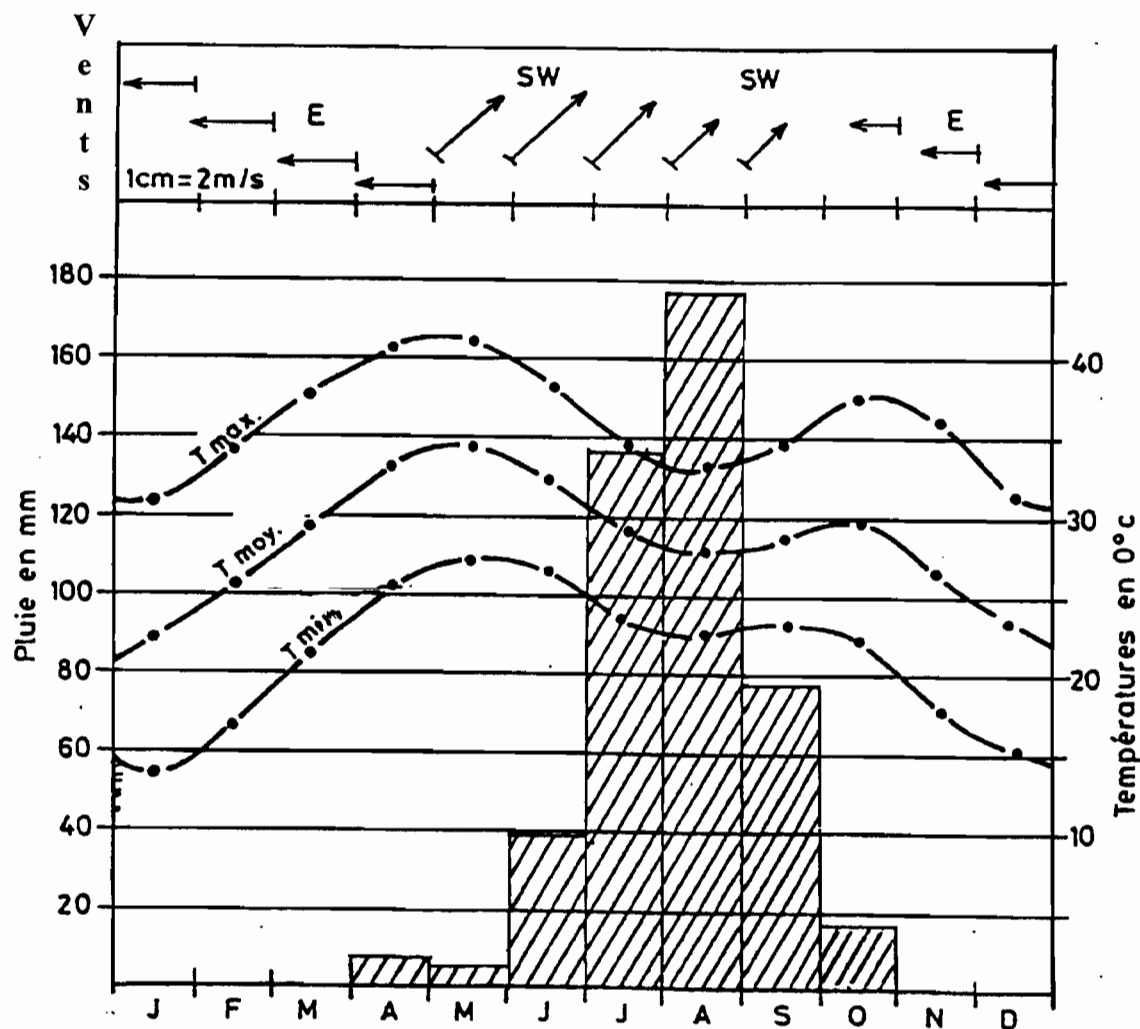


Figure 5 : Diagramme ombrothermique et vents à la station de Bidi/Nayiri entre 1985 et 1990 (Lamachère, 1993)

2-3 L'HUMIDITÉ RELATIVE

Elle est marquée par une variation unimodale avec un maximum moyen inter-annuel de 70 % en août et un minimum inter-annuel de 17 % en février (Fig. 6).

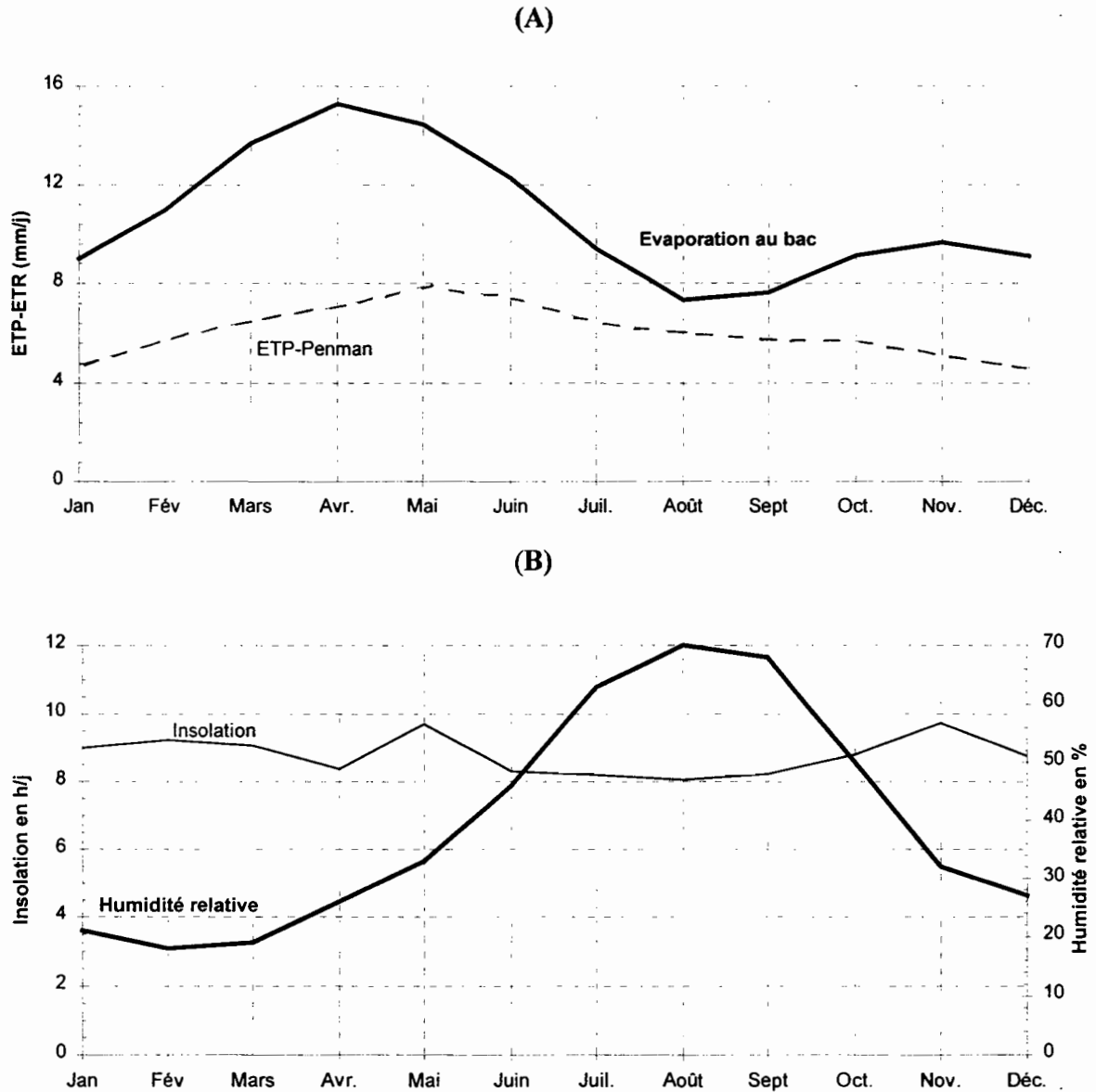


Figure 6 : Paramètres climatiques de 1987 à 1990 à la station climatique de Bidi/Nayiri (Lamachère, 1993)

(A) évaporation et évapotranspiration ;
 (B) insolation et humidité relative

2-4 L'ÉVAPORATION ET L'ÉVAPOTRANSPIRATION

La connaissance de l'évaporation est importante dans l'étude du bilan hydrique, car elle constitue, avec la pluviométrie, un des facteurs principaux des fluctuations piézométriques significatives. A partir des mesures d'insolation et d'humidité relative associées à l'évaporation au bac Colorado (plan d'eau avec une surface évaporante de 1 m² située au niveau du sol), l'ETP est calculée pour la période 1987-1990 par la méthode Penman (Tab. 3), à partir des données climatiques journalières de température, d'humidité, d'insolation, de vitesse du vent et d'une estimation du rayonnement global. Les valeurs sont fortes de mars à juin (6,5 à 8 mm/j) et sont faibles de novembre à janvier (environ 5 mm/j). La courbe est unimodale. L'ETP Penman varie dans le même sens que la température. Il est à noter que, pour la même période, la moyenne mensuelle de l'évaporation journalière varie entre 15,30 mm en avril et 7,33 en août, la courbe annuelle étant bimodale (Fig. 6).

Tableau 3 : L'évaporation au bac Colorado standard et l'évapotranspiration potentielle Penman moyennes mensuelles inter-annuelles (1987-1990) exprimées en mm/j

| E ou ETP | Jan. | Fév. | Mars | Avr. | Mai | Juin | Juil. | Août | Sep. | Oct. | Nov. | Déc. |
|-------------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|------|------|------|
| E bac Colorado | 9,00 | 10,97 | 13,70 | 15,30 | 14,47 | 12,28 | 9,40 | 7,33 | 7,63 | 9,13 | 9,65 | 9,1 |
| ETP Penman (albédo=0,2) | 4,73 | 5,7 | 6,50 | 7,07 | 7,87 | 7,43 | 6,43 | 6,00 | 5,78 | 5,68 | 5,13 | 4,60 |

3889
2218

E : Evaporation ; ETP : Evapotranspiration potentielle

3- LA PLUVIOMÉTRIE

3-1 LA PLUVIOSITÉ INTER-ANNUELLE

Au poste climatologique de Bidi/Nayiri, les enregistrements au pluviomètre standard entre 1985 et 1995 (Fig. 7), donnent une moyenne inter-annuelle de 521 mm. L'année 1985 a été la plus déficitaire avec seulement 352 mm (en 40 jours de pluie répartis sur 5 mois). L'année 1994 a été la plus pluvieuse avec 679 mm tombées en 49 jours de pluie. Depuis 1991, la pluviosité tend à la hausse : seule l'année 1993 a été déficitaire contrairement à l'année 1994 qui a la plus forte pluviosité depuis 10 ans (679 mm).

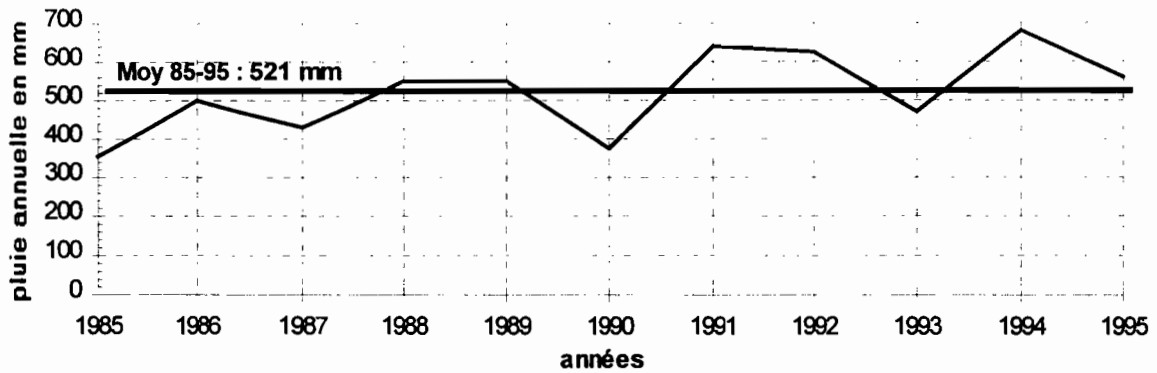


Figure 7 : Variation pluviométrique inter-annuelle 1985-1995 à la station de Bidi/Nayiri (province du Yatenga, Nord du Burkina)

3-2 LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE

En plus de la variation inter-annuelle des précipitations, il y a une forte disparité spatiale des précipitations annuelles (Fig. 7). Les couples de valeurs annuelles de pluie 1985-1990 entre les stations de Bidi/Nayiri et de Ouahigouya sont reliés par l'équation de régression suivante (Lamachère, 1993) :

$$P \text{ ann. à Bidi/Nayiri} = 0,828 P \text{ ann. à Ouahigouya} + 17,7 \quad (1)$$

De la station climatologique de Bidi/Nayiri à celle de Samniwéogo, distante de 3,5 kilomètres vers l'Ouest, la pluviométrie annuelle varie selon l'équation suivante :

$$P \text{ ann. à Samniwéogo} = 0,9 P \text{ ann. Nayiri} + 8,0 \quad (2)$$

3-3 LA PLUVIOSITÉ MENSUELLE À LA STATION DE BIDI/NAYIRI

La saison des pluies commence généralement entre les mois d'Avril et de Mai et finit en Octobre ou en Novembre, soit 4 à 7 mois de pluie dans l'année (Tab. 4). Les mois de juillet, août et septembre totalisent à eux seuls plus de 85 % de la pluviosité annuelle. Les variations des pluies mensuelles observées pour les mois d'août et de septembre sont très fortes ces dix dernières années à Bidi/Nayiri. Pour le mois d'août le maximum est de 328 mm en 1988 et le minimum de 43 mm en 1989 ; pour le mois de septembre le maximum est de 172 mm en 1987 et le minimum de 36 mm en 1985.

Tableau 4 : Pluies mensuelles et annuelles 1985/1995 au poste de Bidi/Nayiri

| Mois/ Années | Avr. | Mai. | Juin | Juil. | Août | Sep. | Oct. | Nov. | total annuel en mm | Nb de jrs. d'événements pluvieux | date de pluie max. jour. |
|-----------------------------------|------------|-------------|-------------|--------------|--------------|-------------|-------------|------------|--------------------------|--|-----------------------------|
| 1985 | 0 | 0,5 | 27,5 | 114,6 | 169,3 | 36,6 | 4,1 | 0 | 352,6 | 40 | 11 Juil. : 43,0 |
| 1986 | 0 | 5,8 | 55,0 | 165,7 | 140,1 | 112,2 | 22,2 | 0 | 501,0 | 43 | 22 Août : 49,3 |
| 1987 | 0 | 0,5 | 43,1 | 117,6 | 90,1 | 171,9 | 4,5 | 0 | 427,7 | 50 | 14 Sept.: 50,7 |
| 1988 | 38,6 | 1,0 | 31,1 | 102,0 | 327,5 | 41,3 | 10,6 | 0 | 552,1 | 48 | 15 Août : 57,4 |
| 1989 | 0 | 0,8 | 46,5 | 144,8 | 287,5 | 43,4 | 29,3 | 0 | 552,3 | 44 | 30 Juil. : 60,0 |
| 1990 | 3,5 | 25,1 | 28,2 | 174,1 | 53,1 | 60,4 | 28,5 | 0 | 372,9 | 35 | 7 Sept. : 37,0 |
| 1991 | 4,7 | 34,5 | 75,3 | 200,6 | 222,4 | 67,3 | 33,3 | 0 | 638,1 | 50 | 31 Sept.: 65,2 |
| 1992 | 0 | 111,9 | 56,4 | 188,3 | 191,9 | 53,4 | 11,4 | 12,7 | 626,0 | 56 | 7 Juil. ; 54,2 |
| 1993 | 0 | 0 | 44,7 | 160,1 | 168,2 | 99,4 | 0 | 0 | 472,4 | 38 | 7 Août :47 |
| 1994 | 0 | 15,4 | 106,7 | 177,7 | 173,3 | 143,2 | 63 | 0 | 679,3 | 49 | 26 Juil. : 67,0 |
| 1995 | 26,9 | 43,0 | 88,0 | 66,6 | 211,8 | 124,6 | 0 | 0 | 560,9 | 49 | 23 Sept.: 54,0 |
| Moyenne inter-annuelle | 6,8 | 25,8 | 63,7 | 159,5 | 162,8 | 86,4 | 16,1 | 1,2 | 521,4 | 45 | |

Entre les postes climatologiques de Ouahigouya et de Bidi/Nayiri, la variation spatiale de la pluviosité mensuelle s'exprime par l'équation suivante :

$$\text{Pluie à Bidi} = 0,933 \text{ Pluie à Ouahigouya} \quad (3)$$

Le coefficient de corrélation entre les pluies à Bidi et celles à Ouahigouya, diminue lorsque la distance entre les stations augmente.

Il faut remarquer que pour une pluviosité mensuelle de 50 mm à Ouahigouya, la pluviosité mensuelle à Bidi se situerait entre 10 et 75 mm avec une probabilité de 80 %.

3-4 LA PLUVIOSITÉ JOURNALIÈRE

La pluie journalière maximale tombe généralement entre les mois de juillet et septembre et la quantité de pluie tombée au pluviomètre standard peut atteindre 67 mm (le 26 juillet 1994) . La disparité pluviométrique journalière s'observe entre le pluviomètre standard dont la surface réceptrice est placée à 1 m du sol, et le pluviomètre de type Snowdon avec une surface réceptrice au sol protégée de l'action du vent et des rejaillissements par une grille de 1 m² à lames verticales espacées de 10 cm. Les rapports entre les deux mesures sont :

$$P_{sol} = 1,125 P_{standard} \text{ à Bidi/Nayiri} \quad (4)$$

$$P_{sol} = 1,06 P_{standard} \text{ à Samniwéogo} \quad (5)$$

La variation pluviométrique selon l'appareillage s'exprime par la relation de régression liant les enregistrements au pluviographe hebdomadaire à augets basculants et à tambour de rotation journalière, aux enregistrements du pluviomètre standard :

$$P \text{ pluviographe} = 0,89 P \text{ standard} \quad (6)$$

3-5 L'INTENSITÉ DES PLUIES ET LEUR AGRESSIVITÉ

L'indice d'érosion permet d'estimer l'action érosive des pluies (surtout lorsque l'intensité est forte), c'est-à-dire leur agressivité. Cet indice dépend de l'intensité des pluies et de leur répartition temporelle. A Bidi, entre 1986 et 1988, l'indice américain d'érosion est passé respectivement de 151 à 105 puis à 232 unités (Traoré, 1991) pour des pluviométries respectives de 501 mm en 1986, 438 en 1987 et 552 mm en 1988.

La pluviosité modeste (521 mm en moyenne sur dix ans), les contrastes de température et d'humidité de l'air entre deux saisons bien marquées permettent à Marchal (1983) de ranger le climat de la région Nord-Yatenga (dont appartient la zone d'étude), dans le type sahélo-soudanien défini par Aubréville (1949).

CONCLUSION

Le climat sahélo-soudanien de la région de Bidi se caractérise par une pluviométrie annuelle de 521 mm (moyenne 1985-1995) et deux saisons bien tranchées . La saison sèche (de novembre à avril) présente des températures maximales atteignant 41°C en avril-mai, des vents dominants de secteur Nord-Est, une forte évapotranspiration (15,3 mm/j en avril) et une humidité relative faible (17 % en février). La saison pluvieuse dure 4 à 6 mois (de mai à octobre) et présente une forte humidité relative de l'air (70 % en août), une insolation journalière faible et une amplitude thermique faible (10°C) ; l'évapotranspiration potentielle journalière moyenne est de l'ordre de 6 mm/jour. Le ruissellement calculé à partir des états de surface montre une très grande variabilité suivant le type d'organisation pelliculaire qui évolue au cours de la saison des pluies.

CHAP. II - LA GÉOLOGIE ET L'HYDROGÉOLOGIE DE LA RÉGION DE BIDI

Ce chapitre aborde l'étude des formations géologiques et de l'hydrogéologie à l'échelle régionale et à l'échelle de la zone d'étude. Après avoir fait le point des anciens travaux, nous présenterons la synthèse de nos observations de terrain dans le bassin versant de Bidi.

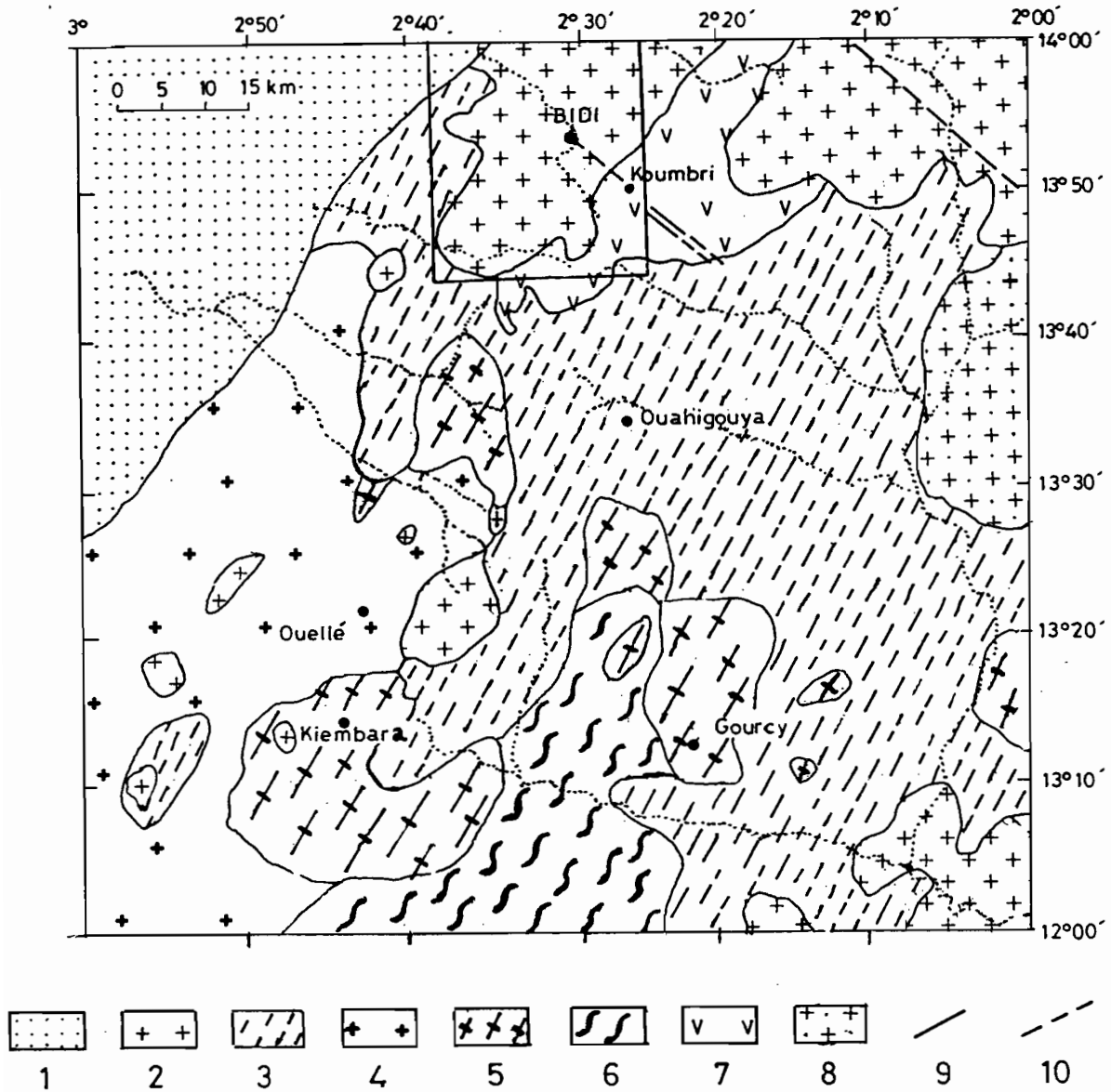
1- LA GÉOLOGIE RÉGIONALE

Les travaux antérieurs en géologie dans la région de Bidi (Ducellier, 1963 ; Gamsonré, 1975 ; Hottin et Ouédraogo, 1975 ; Gamsonré et Langevin, 1989 ; Guillet, 1991 ; Ministère de l'eau, 1988 et 1990) ont précisé les grands traits de la géologie de la région de Ouahigouya. Les cartes géologiques établies à une échelle de 1/200 000 sont associées à des études pétrographiques et géochimiques (Fig. 8). Une faible place a été réservée aux études structurales.

Quatre principales unités géologiques sont distinguées (Tab. 5) : les roches volcaniques, les roches volcano-sédimentaires, les roches plutoniques, et les roches sédimentaires tertiaires de couverture. A ces quatre unités géologiques, sont associées des formations superficielles récentes : cuirasses, dépôts éoliens ou alluviaux.

Tableau 5 : Les principales unités géologiques dans le Nord-Yatenga

| Age | Unités géologiques | faciès pétrographiques |
|-------------------------------------|------------------------------------|---|
| Quaternaire Eocène | formations superficielles récentes | - Dépôts de sable éolien - Alluvions ; - Cuirasses latéritiques (faciès conglomératique, ferrugineux et manganésifère, alumineux) |
| Tertiaire | sédimentaires | grès grossiers, grès fins micacés, argiles pélitiques, calcaires, calcaires gréseux |
| Précambrien (Paléoprotérozoïque) | plutoniques | granites anté, syn et post-tectoniques et les roches associées |
| | volcano-sédimentaires | schistes birimiens, grauwackes, conglomérats polygéniques |
| | volcaniques | laves et sédiments associés |



**Figure 8 : Carte géologique simplifiée de la feuille de Ouahigouya
(d'après Gamsonré, 1975)**

Légende : 1-Continental terminal ; 2-granites leucocrates ; volcano-sédiments ; 4-granites gris ; 5-migmatites ; 6-granito-gneiss ; 7-roches volcaniques ; 8-granite post-tectonique ; 9-faille observée sur le terrain ; 10-faille supposée

Plusieurs méthodes de datation des roches précambriennes du socle ont été utilisées. Les roches volcano-sédimentaires sont datées à 2 026 +/- 77 Ma au Rb/Sr et la méthode à l'Argon donne 1906 +/- 57 Ma sur les roches vertes. La méthode au Rb/Sr place entre 2 300 Ma et 2 170 l'âge des diorites, granodiorites et roches vertes, respectivement dans les sillons et les zones de charnières. Le granite de Bidi est daté à 1981 +/- 18 Ma au Rb/Sr (Gamsonré, 1975). Boher *et al.* (1992) trouvent un âge de 2 100 Ma par la méthode Sm/Nd. L'ensemble de ces formations géologiques magmatiques et sédimentaires dont la mise en place en Afrique s'étale de 2 100 à 1 600 Ma (Tempier, 1986) est désigné sous le terme stratigraphique Birimien.

Nous présentons les descriptions pétrographiques sur les principales formations géologiques de la région de Bidi qui ont été complétées par nos travaux de terrain et nos propres observations de lames minces. Trois principales formations géologiques sont rencontrées : les formations du socle cristallin sur lesquelles reposent en discordance, dans l'extrême Nord-Ouest du secteur d'étude, les formations sédimentaires (Fig. 9) ; d'importantes couvertures d'altérations masquent généralement le substratum rocheux.

2- LES FORMATIONS DE SOCLE CRISTALLIN

Nous avons établi dans le cadre de l'étude hydrogéologique du bassin de Bidi, la carte géologique de la figure 9. Cette étude a permis de définir la nature du substratum du bassin versant. Trois unités géologiques sont distinguées :

- une unité volcanique à l'extrémité Sud-Est du bassin, remarquable par les larges plateaux cuirassés, qui s'étendent vers Koumbri et dont l'altitude est supérieure à 360 mètres (au-dessus du niveau de la mer) ; ils apparaissent très sombres sur les supports photographiques. Dans cette unité, les sites d'orpaillage sont peu nombreux. Cette unité couvre 1 % de la surface du bassin.
- une unité volcano-sédimentaire située à l'Ouest de la zone d'étude aux reliefs cuirassés en grand nombre et d'altitude un peu moins élevée (inférieure à 360 m). Elle est jalonnée de nombreux puits d'orpaillage. Cette unité couvre 8 % du bassin.
- une unité granitique à réseau hydrographique peu dense, apparaissant en fond clair sur les photographies aériennes où le relief est faiblement contrasté (l'altitude est inférieure à 320 m, sauf dans les zones de contact avec les unités précédentes). Cette unité constitue 91 % du substratum du bassin de Bidi.

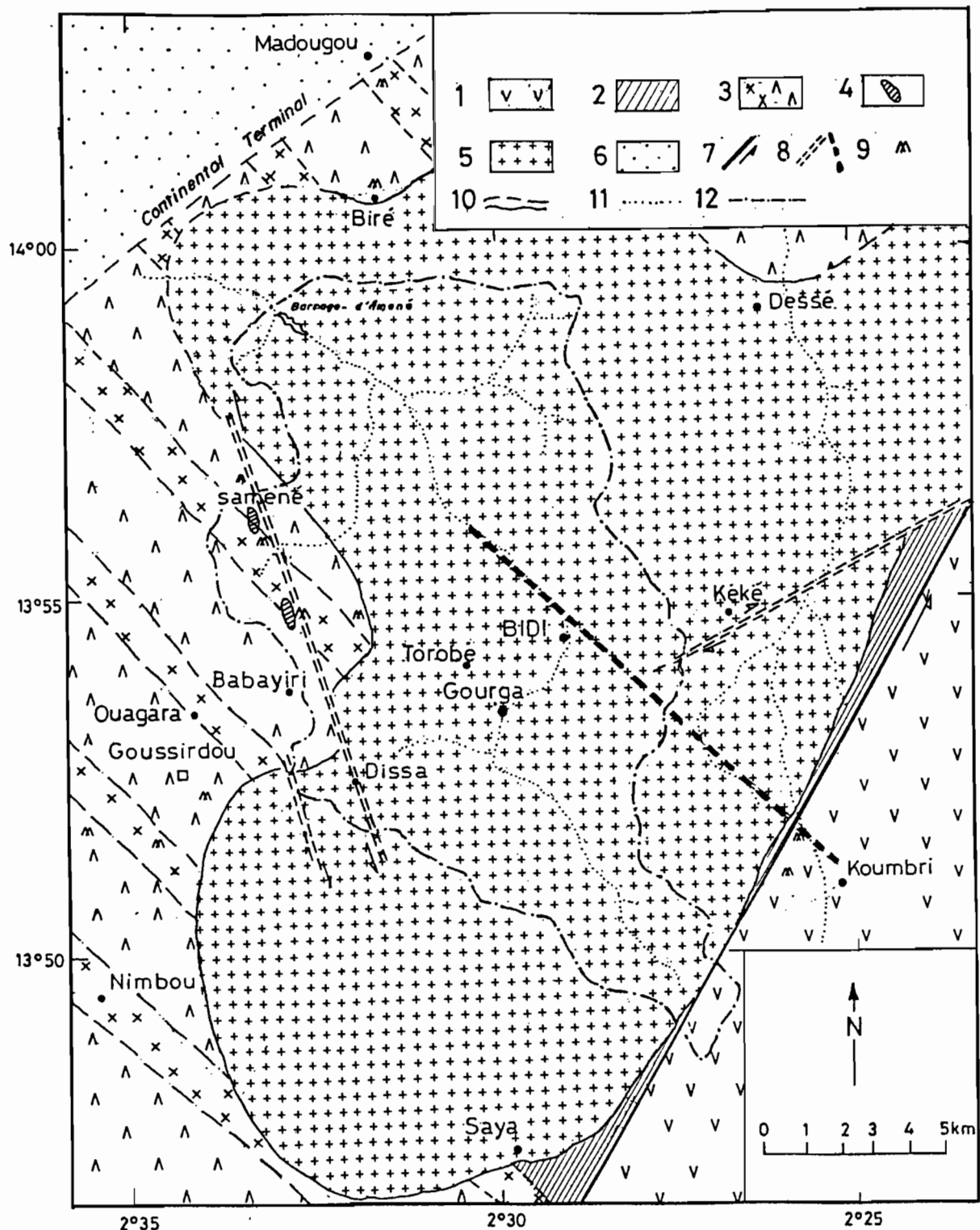


Figure 9 : Carte géologique de la région de Bidi

Légende : 1-basalte et andésite (unité volcanique) ; 2-schistes versicolores (unité volcanique) ; 3-série de roches volcaniques et sédimentaires acides (en croisillons), basiques à neutres (en "V" renversés) ; 4-gabbros (unité volcano-sédimentaire) ; 5-granitoïdes du massif de Bidi ; 6-grès et argiles sableuses du Continental terminal ; 7-faille transcurrente de Koumbri ; 8-zone de cisaillement observée (double trait) et zone de cisaillement central de Bidi (double trait gras) ; 9-zone d'orpaillage ; 10-limite géologique certaine (trait continu) ou incertaine (tirets) ; 11-réseau hydrographique ; 12-contour du bassin versant de Bidi

2-1 L'UNITÉ VOLCANIQUE

Elle est située à l'Est du massif granitique de Bidi. Les affleurements décrits se rencontrent près de la route Koumbri-Bidi (Fig. 9), où les roches volcaniques sont en bandes allongées suivant une direction Nord-Est. Elles sont toutes affectées à des degrés variables par la déformation syn-métamorphique. Différents faciès pétrographiques peuvent être distingués :

2-1.1 Les méta-andésites

Elles comprennent deux faciès principaux : un faciès aphyrique à microlites de plagioclases dans un fond nuageux à chlorite ; un faciès porphyrique de couleur vert sombre et formé de phénocristaux (plagioclase, hornblende verte, quartz, augite, actinote, hornblende brune), dans une mésostase à microlites de plagioclase de plus petite taille, tous orientés suivant la schistosité régionale. Les minéraux opaques sont très abondants dans les méta-volcanites.

2-1.2 Les méta-basaltes

Ils affleurent près des dernières habitations sur l'axe Koumbri/Bidi. L'étude minéralogique montre des pyroxènes, de la hornblende verte, baignant dans une mésostase à quartz néoformé, à épidote et albite. Les opaques sont soit quadrangulaires automorphes, soit mouchetés et tapissés le long des phénocristaux silicatés.

2-1.3 Les schistes versicolores

Ce faciès de roche a pu être défini grâce aux tranchées d'orpaillage dans la zone de contact entre l'unité volcanique et le massif de Bidi, sur l'axe Koumbri/Bidi. La roche est de couleur verte à jaune orangé ou violacée, parfois lustrée ; seuls les feldspaths altérés blanchâtres sont reconnaissables. Ces schistes marquent le contact avec le massif de Bidi, suivant une direction de contact N50°E correspondant à la direction de la schistosité. La roche déformée et altérée est injectée par des veines de quartz en boudins d'orientation conforme à la schistosité (N50°E 50° SE).

2-2 L'UNITÉ VOLCANO-SÉDIMENTAIRE

Elle est située à l'Ouest du massif de Bidi. Les quelques affleurements et les nombreux puits et tranchées d'orpaillage rendent compte de la diversité pétrographique des roches volcano-sédimentaires. Ces roches forment de véritables séries en bandes orientées N135°-N140°E. Ces séries comprennent des termes acides (tufs rhyolitiques, dacites), des termes intermédiaires et des termes basiques en majorité (andésites, basaltes, gabbros), associant des passées sédimentaires (Fig. 9).

2-2.1 Les méta-gabbros

Deux variétés pétrographiques se distinguent : les micro-gabbros et les gabbros, qui correspondent aux diabases et dolérites décrits par Gamsonré (1975).

- Les micro-gabbros : ils forment un des faciès constituant les inselbergs de Ouagara qui dominent un Bas-glacis. La roche est mésocrate et présente une structure microgrenue et comprend des larges baguettes orientées de plagioclase. Dans les interstices des plagioclases, il y a du pyroxène, du quartz, de la zoïsite, de l'actinote, de la séricite, de la chlorite flexueuse, des opaques mouchetés et à sections rectangulaires.

- Les gabbros : l'altération donne une couleur verdâtre à violacée à la roche. Les gabbros dont la texture est grenue, contiennent des plagioclases en longues baguettes, des pyroxènes, de la chlorite, de la séricite, de l'épidote, de l'actinote fibreuse et du quartz interstitiel.

2-2.2 Les cherts

Ils sont sombres à l'affleurement et présentent une alternance de niveaux millimétriques sombres constitués d'amas ou de grains d'oxyde de manganèse et de niveaux plus clairs constitués de quartz parfois recristallisé. L'oxyde de manganèse se présentant en grains est associé au quartz secondaire de recristallisation. Des microplissements peuvent s'observer également à l'échelle mésoscopique et à l'échelle microscopique sur les oxydes de manganèse et le quartz primaire.

2-2.3 Les méta-andésites

Elles présentent les mêmes caractères pétrographiques que les méta-andésites aphyriques décrites à l'Est du massif de Bidi. Elles affleurent bien sur les inselbergs de Ouagara.

2-2.4 Les méta-basaltes

Ils contiennent des pyroxènes, de la hornblende verte et des plagioclases baignant dans une mésostase à chlorite avec un fond siliceux de recristallisation probable. Les sulfures quadrangulaires et mouchetés sont abondants au coeur des minéraux ferromagnésiens.

2-2.5 Les méta-dacites

Ce sont des roches de couleur grisâtre, à cassure conchoïdale et dont la texture est porphyrique. L'étude minéralogique montre du quartz, de la hornblende verte, des plagioclases, de l'actinote, de la chlorite, des opaques mouchetés. Les plagioclases sont en longues baguettes souvent en amas, ou ayant des formes courbes.

2-2.6 Les brèches volcaniques et les tufs

On y distingue :

- Les brèches tuffacées comprenant des éléments de roches volcaniques altérées. Deux faciès se distinguent. Le premier faciès est décrit dans le secteur des inselbergs de Ouagara. Il présente une couleur sombre et contient du plagioclase de grande taille ou en fines baguettes et des ferromagnésiens altérés (pyroxènes). L'ensemble se trouve dans une mésostase à séricite et à quartz guilloché ou verre déstabilisé en quartz de néoformation. Le second faciès est décrit au Sud-Ouest des inselbergs de Ouagara et au coeur d'un pli dans le secteur de Goussirdou. Il a une couleur blanchâtre à grisâtre. Le faciès présente à l'affleurement des enduits manganésifères donnant un aspect noirâtre à la roche. Les éléments formant la roche contiennent essentiellement du quartz rhyolitique dans un ciment bréchiq ue formé des mêmes minéraux dont la mésostase comprend du quartz recristallisé et de la séricite.
- Les tufs lités : ils sont de couleur bleutée avec un litage marqué par une alternance de lits millimétriques à grains fins et de lits riches en produits manganésifères d'altération. Ce faciès a été rencontré dans les puits d'orpaillage de Madougou, au Nord du massif de Bidi et à Goussirdou.
- Les tufs acides mylonitisés ont été identifiés dans la zone de cisaillement de Samené. Le feuilletage (schistosité ardoisière) s'exprime par des lits clairs à yeux de quartz avec des queues de recristallisation de quartz associé à des micas blancs. Les lits sombres contiennent essentiellement des oxydes de fer (hématite, goéthite) qui par épigénie, remplacent les micas blancs flexueux moulant les porphyroblastes de quartz. La linéation d'étirement est soulignée par la chlorite et le quartz amygdalaire.

2-2.7 Les schistes amphiboliques

De couleur bleu-verdâtre, ils se rencontrent dans les déblais de puits, non loin de la zone de cisaillement de Samené et de la zone de contact avec les granitoïdes. Localement, ils prennent un aspect feuilleté. L'étude microscopique révèle la présence de chlorite, d'opacés et de micas.

2-2.8 Les schistes pélitiques

De granulométrie très fine, ils présentent entre les joints de sédimentation, des traînées minérales sombres d'oxydes de manganèse.

Ces deux unités géologiques volcanique et volcano-sédimentaire sont recoupées par le massif granitique de Bidi.

2-3 LE MASSIF GRANITIQUE DE BIDI

Le massif granitique de Bidi s'étend sur une largeur Est-Ouest de 15 kilomètres de Kéké à Dissa, et une longueur Nord-Sud de 25 kilomètres de Biré à Saya (Fig. 9). L'essentiel des affleurements se rencontre sur l'axe Babayiri-Dissa, Torobé, Kéké. Un affleurement est situé en pleine brousse tigrée, au Sud de Gourga ; rarement ils sont de grande taille, sauf pour le pic de Dissa (l'affleurement le plus important a 100 mètres de long sur 100 mètres de large avec une hauteur maximale de 20 mètres environ) et l'affleurement situé près de Babayiri. Les photographies aériennes panchromatiques montrent bien les principaux secteurs d'affleurements granitiques, ce qui n'est pas le cas pour les affleurements des roches encaissantes. En général, les granitoïdes affleurent en petits pointements ou chicots ; ils présentent aussi des formes d'altération en boules ou en pelures d'oignons.

Plusieurs faciès allant des termes monzonitiques à des termes tonalitiques et granodioritiques peuvent être distingués :

- Le faciès monzonitique est de couleur claire, avec autant de feldspaths potassiques que de plagioclases et une proportion faible de quartz. Ce faciès se rencontre près de Babayiri et sur la bordure Ouest du massif de Bidi (Fig. 9).
- Le faciès monzogranitique est le plus commun avec une couleur rose (granite rose de Bidi). Elle présente une texture porphyroïde à aplitique comprenant de grands cristaux de microcline, des phénocristaux de quartz à extinction onduleuse, du quartz interstitiel, des plagioclases déformés, ainsi que accessoirement, de la biotite chloritisée interstitielle.
- Le faciès granodioritique comprend des plagioclases en longues baguettes déformées, du quartz à extinction onduleuse, du microcline, de la biotite. La charge en biotite est souvent importante de sorte que la roche apparaît avec une couleur gris-blanchâtre. La texture est porphyroïde, mais avec une variante à minéraux plus fins (aplite porphyroïde). Ce faciès se rencontre sur les bordures Ouest et Est du massif de Bidi ; mais dans cette dernière zone, les traînées de ferromagnésiens et les enclaves basiques sont nombreuses. Certaines enclaves basiques atteignent 50 cm de long.

3- LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE

Les roches sédimentaires se rencontrent à l'extrême Nord de la zone d'étude. Elles appartiennent aux formations géologiques de la plaine du Gondo. Outre les argiles sableuses du Continental terminal, ces formations comprennent les calcaires et les grès du précambrien supérieur d'âge allant de 600 à 1 000 Ma (Hottin et Ouédraogo, 1975). Ces dernières roches ne sont présentes qu'en dehors de la région d'étude.

4- LES FORMATIONS SUPERFICIELLES RÉCENTES

4-1 LES CUIRASSES LATÉRITIQUES

Elles forment un horizon superficiel d'altération physique et chimique avec enrichissement en oxydes et hydroxydes de fer et/ou d'aluminium. Ces formations datant de l'Eocène au Quaternaire se rencontrent aussi bien en position haute que sur les versants et les zones basses. Dans les bas-fonds, la cuirasse peut être décapée par un processus de déferrification. L'épaisseur de la cuirasse est plus faible sur les roches granitiques que sur les roches volcaniques ou volcano-sédimentaires. Le caractère conglomératique aux échelles centimétriques et décimétriques est omniprésent dans les horizons superficiels remaniés (jusqu'à 7 m de matériel remanié). Dans quelques cas, la cuirasse peut se former directement sur la roche schisteuse sous-jacente.

4-2 LES DÉPÔTS SABLEUX

Les dépôts sableux éoliens forment au Nord du 14ème parallèle, des cordons dunaires fixés n'excédant pas 20 mètres de hauteur et allongés selon une direction Est-Ouest (Boulet, 1968 ; Hottin et Ouédraogo, 1975). Dans la région de Bidi, les dépôts sableux se résument à des jupes sableuses au pied des touffes d'arbustes ou de *Leptadenia hastata* et à des restes de cordons dunaires près de la mare de Samniwéogo. L'épaisseur de l'horizon sableux est très variable (1 à 2 mètres dans la partie Nord-Ouest du bassin versant de Bidi).

4-3 LES ALLUVIONS ET COLLUVIONS DE BAS-FOND

Elles forment des niveaux sablo-argileux, limoneux ou argileux de couleur grise avec des gravillons sableux à la base. Des traces d'hydromorphie très nette sont nombreuses dans la partie basse du profil.

5 - L'HYDROGÉOLOGIE GÉNÉRALE

Le substratum rocheux du bassin de Bidi a encaissé de nombreuses phases de déformations à la fin de sa mise en place et après sa consolidation. Nos observations de terrain ont montré que ces manifestations tectoniques ont été accompagnées par des injections de filons tardifs (pegmatites, quartz enfumés), des couloirs de cisaillements aussi bien dans le granite syntectonique de Bidi que dans les roches encaissantes (volcaniques et volcano-sédimentaires). Ce contexte tectonique offre des conditions hydrogéologiques favorables à l'existence d'aquifères importants, à même d'emmagasiner et de drainer les eaux souterraines.

Deux types de nappes se distinguent nettement dans ce contexte de socle cristallin (Ministère de l'eau, 1988, 1990, 1993 ; Fig. 10).

- les nappes superficielles contenues d'une part dans les formations colluvio-alluviales perchées et d'autre part dans les altérites argileuses ou sableuses ;
- les nappes profondes de la zone fissurée ou faillée du toit du substratum cristallin.

Les analyses physico-chimiques réalisées montrent que les eaux captées par les puits villageois et les forages dans le bas-fond et sur les interfluves, sont bicarbonatées calciques ou bicarbonatées sodiques. Dans le petit bassin de Samené appartenant au bassin de Bidi, les eaux de la nappe superficielle des altérites latéritiques sur substratum schisteux, sont en grande majorité chlorurées sodiques eu égard aux difficultés de circulation d'eau à la base des altérites latéritiques (Savado, 1984). Dans l'ensemble du bassin de Bidi, les analyses physico-chimiques d'eau indiquent que les eaux du bassin de Bidi sont potables. Toutefois, certaines personnes ressentent, en saison sèche, des problèmes gastriques ou urinaires liés en partie à la pollution des eaux par les nitrates d'origine fécale.

En général, deux modes de recharge des nappes sont connus au Burkina Faso (Ministère de l'eau, 1990 ; Bazié, 1993 ; Fig. 10) :

- le mode direct : l'eau de pluie s'infiltré à la verticale de l'aquifère. Cette eau parvient à la nappe par percolation à travers la zone non saturée après avoir comblé le déficit en eau du sol et l'évapotranspiration. C'est le cas des aquifères discontinus de la zone fissurée du toit du substratum.
- le mode indirect : après le ruissellement, l'eau percole jusqu'à la nappe après la collecte dans les axes de drainage des cours d'eau (alluvions et colluvions de bas-fonds). Il s'ajoute à ces modalités de recharge des nappes par le mode indirect, les transferts latéraux et verticaux d'eau souterrain d'un aquifère vers les aquifères adjacents et sous-jacents.

Du fait de la connexion entre les différents aquifères, leurs modalités d'alimentation directe et indirecte peuvent être associées.

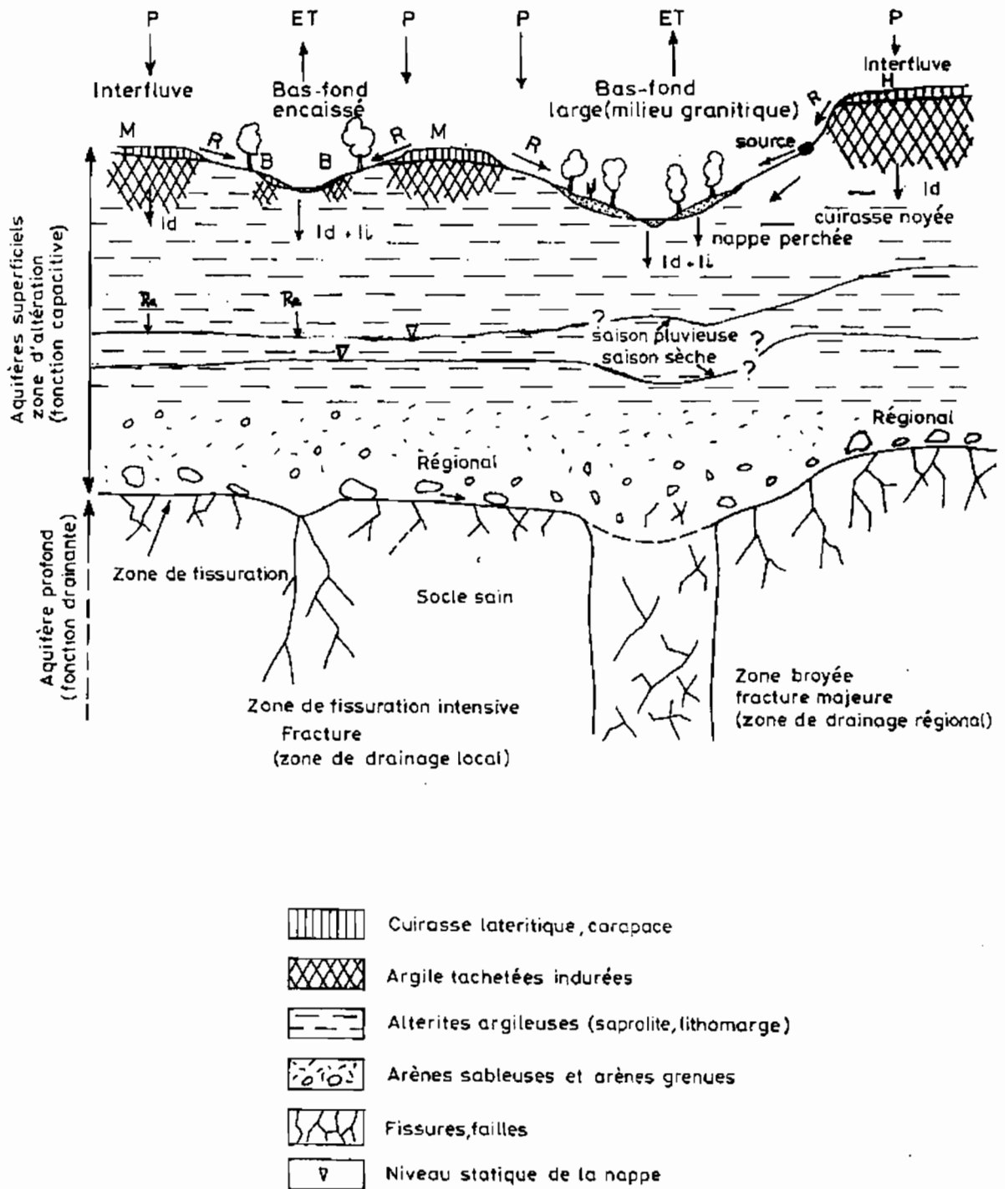


Figure 10 : Mode de gisement des nappes d'eau souterraine et les processus de recharge (I.WA.CO, 1989, modifié)

P : pluie ; ET : évapotranspiration ; R : ruissellement ; Id : infiltration directe ; Li : infiltration indirecte ; Re : recharge

CONCLUSION

La carte géologique réalisée sur un fond de carte au 1/50 000 a permis d'identifier la variété pétrographique des faciès géologiques birimiens (Protérozoïque inférieur) du bassin de Bidi. Ces faciès pétrographiques peuvent être regroupés en trois unités géologiques principales : une unité volcanique à l'extrême sud-est, une unité volcano-sédimentaire au nord-ouest et une unité granitique (2,1 milliards d'années au Sm/Nd) constituant 91 % du substratum du bassin. Les deux premières unités représentent respectivement 1 et 8 % de la superficie totale du bassin qui est de 157 km². Les matériaux récents de couverture (sables éoliens, alluvions-colluvions de bas-fonds) et d'altération (cuirasse latéritique, altérites argileuses et sableuses) masquent généralement le socle sain.

Ce contexte géologique définit deux modes de gisement des eaux souterraines :

- les aquifères superficiels des matériaux de surface perméables (colluvions-alluvions, cuirasse latéritiques, base des altérites latéritiques). L'alimentation des nappes imprégnant les formations colluvio-alluviales se fait selon le mode indirect. Le manteau d'altération des roches représente une zone d'aération (zone non-saturée) ;

- les aquifères profonds dans la partie fissurée et fracturée surmontant le socle sain. L'alimentation des nappes dans ce contexte se fait selon le mode direct.

CHAP III - LA GÉOMORPHOLOGIE

1 - GÉNÉRALITÉS

Les anciens travaux en géomorphologie (Boulet, 1968 ; Boulet, 1970 ; Grandin, 1976; Leprun, 1979 ; Marchal, 1983 ; Pion, 1984) ont permis d'identifier l'organisation du relief au Burkina Faso, ainsi que les processus d'altération des roches selon le contexte géologique et climatique. Ces travaux ont abouti à la distinction de cinq générations d'aplanissements :

- les surfaces supérieures comprenant la surface africaine d'âge Eocène qui peut être bauxitique et présenter un faciès pisolitique et la surface intermédiaire supposée d'âge mio-pliocène,
- les surfaces inférieures qui sont des systèmes de glacis quaternaires comprenant le Haut-glacis (Quaternaire ancien), le Moyen-glacis (Quaternaire moyen) et le Bas-glacis (sub-actuel). Le Haut-glacis et le Moyen-glacis forment la majorité des reliefs cuirassés de la province du Yatenga.

La succession des horizons d'altération se présente schématiquement comme suit : En dessous des horizons superficiels gravillonnaires, cuirassés ou carapacés, se trouve un manteau d'altération argileuse comprenant de haut en bas, un horizon à structure non conservée (allotérite) qui se présente généralement sous forme d'argiles tachetées ; un horizon à structure conservée (isaltérite) qui se présente sous forme d'arènes et d'argiles bariolées.

2- LES UNITÉS GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA RÉGION DE BIDI

L'étude géomorphologique de la région Nord-Yatenga a été abordée par de nombreux auteurs : Urvoy (1942) cité par Guillet (1991), Boulet (1968), Marchal (1983), Zombré (1992a). Ces renseignements ont été ensuite complétés par des observations de détails dans le cadre de l'étude géomorphologique de la région de Bidi. Nous avons repéré les reliefs dans un premier temps sur une image satellitaire SPOT XS dont la composition colorée RGB-132 a subi un étalement linéaire de contraste, puis, dans un second temps sur des photographies aériennes panchromatiques à l'échelle 1/50 000. Ces résultats sont ensuite vérifiés par des observations de terrain : description des formes de relief, description à l'oeil nu du type de cuirassement (nodulaire, pisolitique), et mesure de l'épaisseur des horizons d'altération superficiels. La carte géomorphologique que nous avons établie dans le cadre de ce travail, est présentée par la figure 11.

Les reliefs cuirassés se répartissent en trois formes principales :

- les tables cuirassées dont le talus est net de chaque côté du relief ;
- les formes monoclinales avec un talus d'un côté et un revers de l'autre; elles sont très répandues dans la région d'étude ;

- les croupes gravillonnaires dans les zones d'interfluve symétrique (Boulet, 1968) dont la cuirasse est en voie de démantèlement ; ces croupes sont d'extension kilométrique. Cette forme correspond au relief sans corniche individualisée, qui a été décrit dans la série précambrienne de Kouki en Centrafrique (Boulvert, 1971).

Ces formes de relief de cuirasses s'organisent spatialement en dômes éventrés ou en structures annulaires et en "ailes de papillons", résultant d'une inversion de relief. C'est le cas au Nord-Ouest et au Sud de Samené.

Des reliefs en structures circulaires d'érosion marquent la zone de contact entre les formations sédimentaires tertiaires et le socle birimien. Par ailleurs, l'altération différentielle des formations gréseuses de la plaine du Gondo, aboutit à des formes de relief en cuestas (Ministère de l'eau, 1988).

Dans la zone d'étude, quatre surfaces d'aplanissement sont distinguées (Fig. 11) :

2-1 LA SURFACE INTERMÉDIAIRE

Les témoins de cette surface sont rencontrés sur un substratum de méta-rhyolite dans l'unité volcano-sédimentaire, au Sud-Ouest de Goussirdou. La cuirasse est rouge violacé, avec des nodules goethitiques et un ciment de même nature. La densité élevée et la compacité de la cuirasse sont remarquables.

Près de Koumbri, une surface cuirassée dominant le Haut-glacis apparaît sous forme de deux buttes relictuelles à 380 m d'altitude (Fig. 12). La dénivelée entre ce qui reste de cette surface et le Haut-glacis qui les entoure n'est que de 5 m. La cuirasse comprend des blocs de cuirasse intermédiaire qui se distinguent par leur aspect pisolitique, rouge-brique, des plages blanchâtres de kaolinite, des nodules à cortex goethitique, le tout dans une matrice également pisolitique. Le faciès de la cuirasse permet d'interpréter ces buttes comme des témoins de la surface intermédiaire, démantelés et recimentés sur place. Mais, la faible dénivelée rend plus probable un processus intra-Haut-glacis comportant, avant l'extension principale de cette surface et son cuirassement, une première induration d'un sol riche en débris de cuirasse intermédiaire, suivie d'une érosion ménagée.

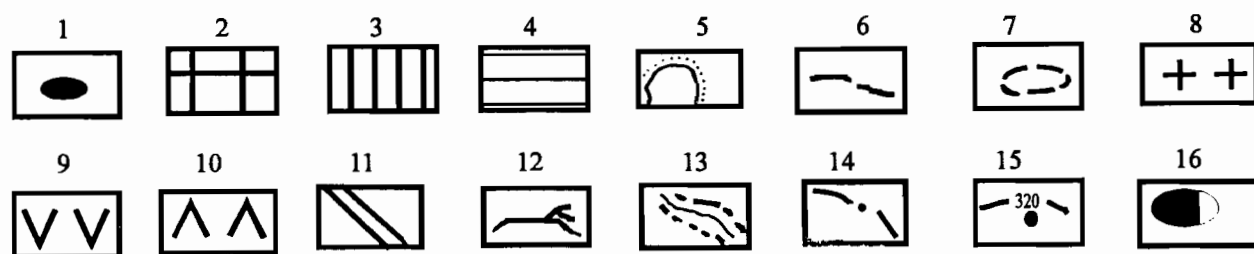
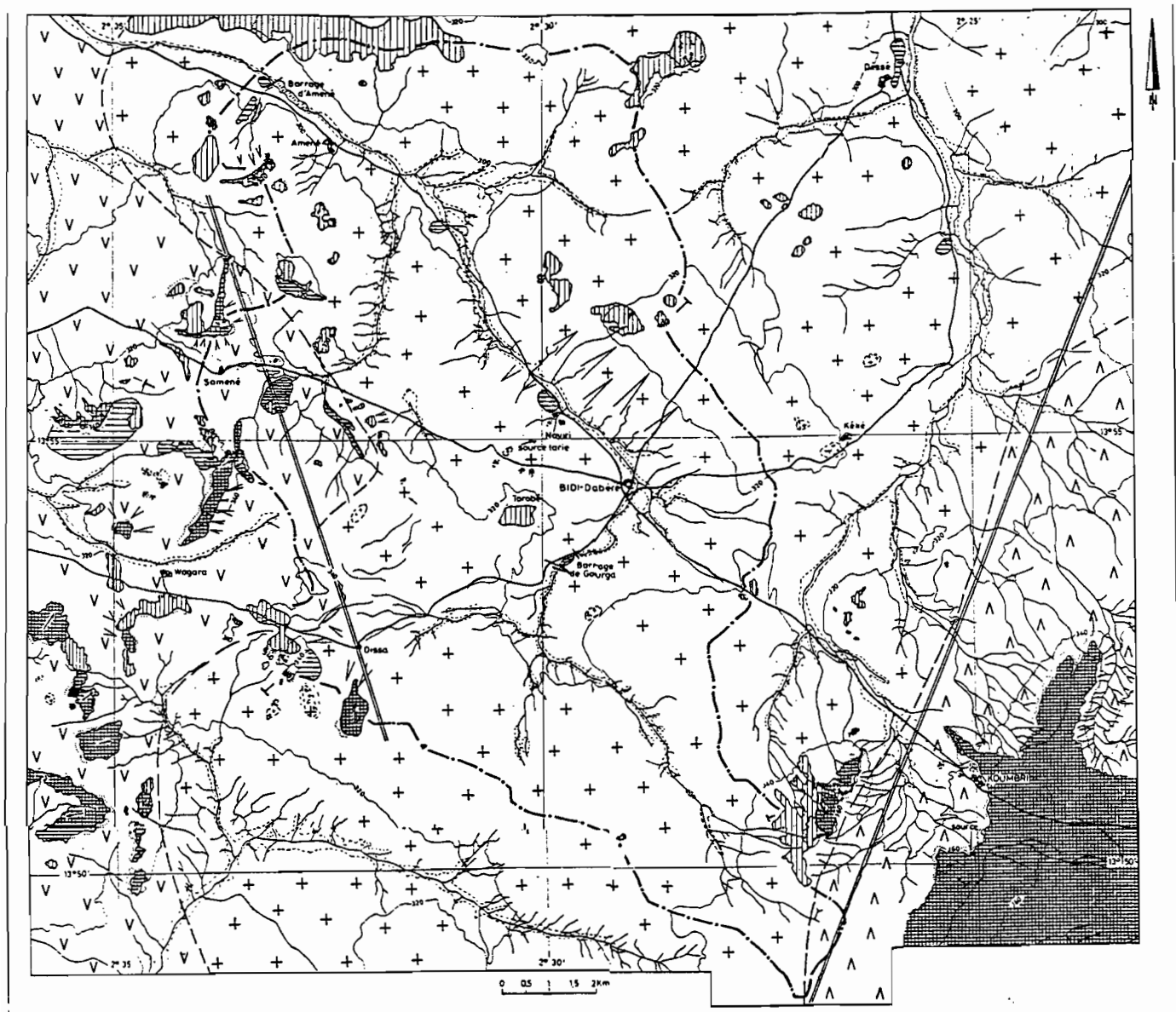


Figure 11 : Carte géomorphologique de la région de Bidi

Légende : **Surfaces d'aplanissement** : 1-surface intermédiaire, 2-Haut-glacis, 3-Moyen-glacis, 4-Bas-glacis, 5-piémont de relief cuirassé ; **Géologie** : 6-contour géologique, 7-affleurement rocheux, 8-granitoides de Bidi, 9-volcano-sédiments, 10-volcanites et hypo-volcanites, 11-zone de cisaillement, faille transcurrente de Koumbri ; **Topographie et toponymie** : 12-lit mineur, 13-bas-fond et plaine alluviale, 14- limite du bassin de Bidi, 15-contour du bassin de Bidi, 16-village

2-2 LE HAUT-GLACIS

L'altitude des témoins de cette surface dans la zone de Bidi, est comprise entre 330 et 380 m, sur roches volcaniques et volcano-sédimentaires ou sur granitoïdes en contact avec celles-ci (Fig. 12). Les formes de relief sont soit en tables cuirassées dont le talus est net, soit monoclinales.

Dans l'unité volcanique à l'Est de Bidi, ces reliefs sont remarquables par leurs épais cuirassements (5 à 10 m) et leur forme tabulaire dominant le relief. Leur altitude atteint 380 m. Le talus est bien net, avec des blocs de taille métrique sur les flancs de talus. La cuirasse est conglomératique.

Dans l'unité volcano-sédimentaire, beaucoup de témoins de Haut-glacis parsèment l'arrière pays à l'Ouest du bassin de Bidi. Dans le secteur de Goussirdou, la cuirasse de Haut-glacis est raccordée latéralement à la surface intermédiaire. Cette cuirasse est conglomératique comme pour l'unité précédente. Des oxydes de manganèse dendritiques sont observables sur les blocs altérés de couleur chocolat (tufs rhyolitiques altérés).

La ligne de partage des eaux du bassin versant de Bidi est marquée dans sa partie Nord-Ouest (Sud-Ouest de Samené) par un Haut-glacis (360 m d'altitude) dont la cuirasse, épaisse de 5 m environ, présente de l'hématite avec des facettes brillantes, des débris de quartz, des oxydes de manganèse dans des blocs de cuirasse, ou en enduit noirâtre. Des blocs de cuirasse ferrugineuse des surfaces supérieures donnent un aspect conglomératique à la roche. Ils sont soit pisolitiques, soit massifs avec une couleur rouge violacé. Leur taille peut atteindre vingt centimètres. Le revers de ce Haut-glacis comprend deux pentes opposées en "ailes de papillons". Le talus du Haut-glacis est en raccord direct avec une butte résiduelle de Moyen- glacis (Fig. 14a).

Dans l'unité granitique, seules les zones de contact avec les roches volcano-sédimentaires et volcaniques présentent des témoins de Haut-glacis (Ouest de Koumbri, Dissa). Les caractères de la cuirasse sont comparables, avec cependant une prépondérance des débris de quartz, aussi bien dans certains blocs que dans leur ciment.

2-3 LE MOYEN-GLACIS

Ici également, la géologie joue un rôle prépondérant dans le type de cuirasse et les formes de relief qui en résultent. Dans le domaine volcanique et volcano-sédimentaire de notre zone d'étude, le Moyen-glacis à une altitude comprise entre 320 et 340 m. Les formes de relief sont en croupes gravillonnaires ou en buttes peu élevées dans la partie éventrée des dômes de Haut-glacis, ainsi qu'en prolongement des formes monoclinales donnant des glacis décrits comme polygéniques par Boulet (1968). La cuirasse comprend des nodules ferrugineux ovoïdes de taille centimétrique à décimétrique, de couleur rouge violacé, à ferrane goethitique et des nodules pisolitiques. Des restes

de quartz sont quelques fois présents. La structure est en général vacuolaire. Les vacuoles sont bordées d'un cortex goethitique et remplies de produits d'altération argileux. Certaines cuirasses conservent des structures de la roche mère.

Dans l'unité granitique, les formes de relief cuirassé sont essentiellement en croupe gravillonnaire en position d'interfluve ou en bas-plateau. La cuirasse est gravillonnaire avec des nodules des cuirasses de générations plus anciennes. Dans la zone de contact avec les roches volcano-sédimentaires près des parcelles agronomiques de Samniwéogo, le Moyen-glacis a une forme monoclinale et le talus amont atteint 6 m de dénivellation. Le versant en pente douce s'amortit vers l'intérieur du bassin de Bidi. La cuirasse présente les caractères ci-dessus décrits mais elle en diffère par une plus grande abondance des grains de quartz.

2-4 LE BAS-GLACIS

L'altitude de la cuirasse est comprise entre 290 et 320 m. Le Bas-glacis cuirassé se rencontre le long de certaines ravines ou dans des pénéplaines d'épandage gravillonnaire au pied des reliefs cuirassés (Fig. 12a, 12b), surtout dans les zones basses sur substratum volcanique et volcano-sédimentaire (dépression périphérique de Koumbri, Samené, zone d'orpaillage de Goussirdou).

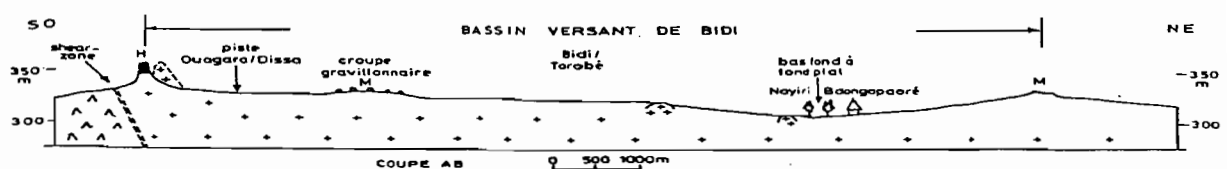


Figure 12 a : Coupe AB à travers le bassin de Bidi :

le Haut-glacis dans la zone de contact entre les granitoïdes et les roches volcano-sédimentaires présente un épaisse cuirassement et est en altitude plus élevée que le Moyen-glacis sur la marge Est du bassin de Bidi. A l'intérieur du bassin, peuvent être rencontrées des croupes gravillonnaires et quelques affleurement des granitoïdes. Le bas-fond a un large fond plat.

H : Haut-glacis, M : Moyen-glacis, B : Bas-glacis ; 379 : altitude en m.

Voir localisation des coupes morphologiques sur la carte géomorphologique en annexe (pochette)

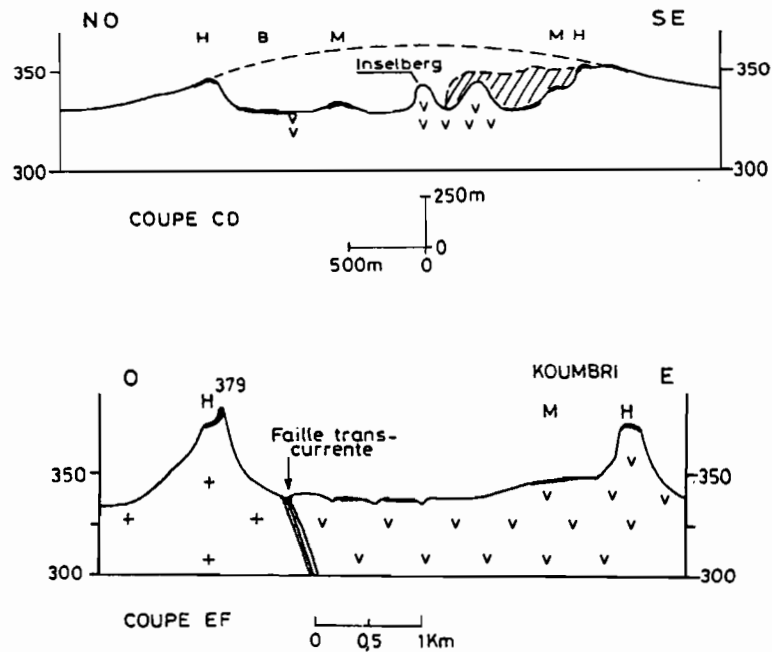


Figure 12b : Coupes morphologiques dans le bassin de Bidi

- 1) Coupe CD dans l'unité volcano-sédimentaire, montrant une inversion de relief ;
le Haut-glacis se raccorde directement à une butte de Moyen-glacis en voie de démantèlement se poursuivant par un Bas-glacis ; le front d'altération atteint 8 m en dessous du sommet du Haut-glacis.
- 2) Coupe EF montrant les surfaces d'aplanissement dans l'unité volcanique de Koumbri (zone de dépression périphérique de Koumbri).
Le Haut-glacis perché par un avatar de Haut-glacis (379 m) s'est développé sur un substratum de roche granitique de contact avec les roches volcaniques basiques. L'inversion de relief est marquée par une dépression à Moyen-glacis et à Bas-glacis carapacés

Sur ce type de substratum, la carapace comprend des blocs décimétriques des cuirasses des glacis supérieurs (Haut-glacis, Moyen-glacis), des débris de quartz, des nodules latéritiques centimétriques à décimétriques, des éléments rocheux anguleux, le tout emballé dans un matériel ferrugineux et manganésifère néoformé et mal consolidé. Dans de nombreux cas, une couverture de matériaux meubles occupe le bas de pente, entre le Moyen-glacis et la plaine alluviale ou le bas-fond et masque la carapace de Bas-glacis sous-jacente. Celle-ci affleure toutefois dans des ravines en "V" ou en "U" de fond de vallée. Dans certains cas, la cuirasse de Bas-glacis peut se développer directement sur la roche mère in-situ, sans un horizon d'altération.

En domaine granitique, le Bas-glacis se présente en pavage gravillonnaire ou en encroûtement ferrugineux et manganésifère le long des ravines. Les nodules formant le pavage gravillonnaire, s'étendent à la surface du sol en formant un véritable reg hydrique.

CONCLUSION

L'étude géomorphologique que nous avons présentée complète les récents travaux (Zombré, 1992a) et les données anciennes sur la région nord du pays (Boulet, 1968 ; Marchal, 1983). Elle a abouti à l'élaboration d'une carte géomorphologique qui apporte des données complémentaires sur les surfaces cuirassées et les affleurements rocheux. Les surfaces cuirassées ont été hiérarchisées en trois niveaux. Les surfaces supérieures ne sont représentées que par un témoin de cuirasse intermédiaire. Le Haut-glacis n'est présent que sur des reliefs extérieurs au bassin versant de Bidi ou en bordure de celui-ci. Le Moyen-glacis s'étend largement sur la bordure Nord du bassin et occupe la plupart des sommets d'interfluve à l'intérieur. Le Bas-glacis est discret sur la carte géomorphologique où ne sont représentées que les cuirasses affleurantes, mais, en réalité, il est étendu sous la couverture de matériaux récents.

En définitive, le bassin versant du bas-fond de Bidi apparaît comme une vaste gouttière dissymétrique limitée à l'Ouest par des témoins cuirassés de Haut-glacis conglomératique (360 m d'altitude) à talus bien marqué, en plateau tabulaire ou de forme monoclinale, sur roche-mère volcanique ou granitique ; la partie orientale du bassin versant est plus basse en altitude (330 m), avec un Moyen-glacis de forme monoclinale ou en croupe gravillonnaire.

CHAP IV - L'HYDROGRAPHIE, LA VÉGÉTATION ET LES SOLS

Nous présenterons dans un premier temps, les caractères du réseau hydrographique. Dans un deuxième temps, les principales formations végétales seront décrites d'après les travaux locaux de Zombré (1992a) et Zongo (1993) ainsi que les travaux régionaux de Guinko (1984). Enfin, nous aborderons les travaux de reconnaissance des principaux types de sols de la région de Bidi.

1- GÉNÉRALITÉS SUR L'HYDROGRAPHIE

La zone d'étude fait partie du bassin versant du Niger. Le réseau hydrographique est formé de marigots temporaires, alimentés seulement par les eaux pluviales : ce sont des bas-fonds, parmi lesquels trois s'individualisent bien dans la région de Bidi. Il s'agit des bas-fonds de Thiou, Banh et Bidi. Ces bas-fonds coulent tous vers le Nord ou vers le Nord-Ouest, suivant la pente générale du relief. Au contact des formations sédimentaires du Continental terminal (bassin de Taoudéni), ils déversent leurs charges solides en formant de vastes cônes de déjection ou plaines d'épandage dans lesquels leurs eaux s'infiltrent.

Dans la région Nord-Yatenga, les bas-fonds sont endoréïques à deux échelles : à l'échelle des bassins versants (cône de déjection à l'aval du barrage d'Amené et à l'exutoire des bas-fonds de Thiou et de Banh), et à l'échelle des sous-bassins versants qui forment alors des mares naturelles (mares de Samniwéogo, de Dissa, de Samené...). Ces mares sont créées par la faiblesse du relief et par l'existence de dépôts sableux, sur un substratum rocheux peu profond ; ces formations superficielles perturbent l'écoulement des eaux de ruissellement (Guillet, 1991). Leurs exutoires évacuent le trop plein des eaux suivant des directions d'écoulement empruntant le réseau de fracturation (Fig. 11) : il s'agit d'un micro-endoréïsme qui, dans le bassin versant de Bidi, s'observe surtout sur la rive gauche, sur substratum granitique ou schisteux.

2- LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN VERSANT DE BIDI

Le bassin versant de Bidi couvre une superficie de 157 km². Sa forme est allongée suivant le sens d'écoulement Nord-Ouest et le rapport de la longueur sur la largeur est de l'ordre de 2 (Fig. 11).

Dans le domaine granitique, le réseau hydrographique présente des formes en treillis ou en baïonnette, en suivant le réseau de fracturation, alors qu'elles sont digitées (dendritiques) et très ramifiées dans les zones volcaniques et volcano-sédimentaires. Le réseau hydrographique est à tendance radiale en aval du bassin.

3- LES CARACTÉRISTIQUES DE FORME DU BASSIN VERSANT DE BIDI

Le bas-fond est allongé suivant une direction Nord-Ouest avec une pente longitudinale de 2 m.km^{-1} . Le bas-fond de Bidi peut être subdivisé en trois parties (Tab. 6), selon la description de Raunet (1965) :

Tableau 6 : Caractérisation du réseau hydrographique du bas-fond de Bidi
(Lamachère *et al.*, 1991)

| | altitude | pente longitudinale | profil transverse | largeur du lit majeur |
|----------------|-------------|-------------------------|---------------------|-----------------------|
| partie amont | > 325 m | 9 m.km^{-1} | concave | < 50 m |
| partie médiane | 325 - 300 m | 2 m.km^{-1} | en V et à fond plat | 100-200 m |
| partie aval | < 300 m | $0,7 \text{ m.km}^{-1}$ | large | 200-300 m |

La plus forte densité du réseau hydrographique dans les unités volcano-sédimentaires et volcaniques s'accompagne d'un encaissement des vallées, avec un lit mineur profond. En domaine schisteux cette vallée atteint 1 m de profondeur avec une forme en V. En zone granitique, les vallées sont de larges vallons à fond plat, se rétrécissant en présence de cuirasse de Bas-glacis. Le lit mineur se réduit à de faibles incisions. La forme hydrographique en ravines est très développée dans la zone granitique.

L'étude des petits sous-bassins versants de Samniwéogo et de Gourga dans le bassin de Bidi à partir de leurs caractéristiques hydrographiques et morphologiques, a permis de les classer comme des bassins imperméables avec cependant des zones de bonne perméabilité (Guillet, 1991 ; Lamachère *et al.*, 1991), Tab. 7.

Tableau 7 : Classes de relief et perméabilité de petits bassins dans la région de Bidi
(Guillet, 1991 ; Lamachère *et al.*, 1991)

| | bassin de Tilli/Gourga | bassin de Samniwéogo |
|------------------|---|---|
| classe de relief | R2 | R3 |
| perméabilité | P3 : assez imperméable avec des zones perméables étendues | P3 à P4 : assez imperméable à perméable |

4 - LA VÉGÉTATION

La végétation des zones hautes est de type steppe arbustive ou arborée, à épineux et à sous-arbustes dominants (brousse tigrée, brousse mouchetée ou tachetée, d'après Guinko (1984), Zombré (1992a) et Zongo (1993). Selon les mêmes auteurs, les bas-fonds sont le domaine des forêts galeries (savane arborée).

La flore de bas-fond comprend des espèces arborées, arbustives et sous-arbustives (*Mitragyna inermis*, *Tamarindus indica*, *Terminalia macroptera*, *Anogeissus leiocarpus*, *Khaya senegalensis*, *Diospyros mespiliformis*, *Combretum micranthum*, *Piliostigma reticulatum*), ainsi que des espèces herbacées formant un tapis dense (*Vitex doniana*, *Andropogon gayanus*, *Pennisetum pedicellatum*, *Oriza barthui*, *Panicum laecum*, *Echinochloa colora*). On y rencontre également des espèces arbustives fruitières anthropiques (*Mangifera indica*, *Spidium guajava*, *Anacardium occidentale*, *Borassus aethiopum*, *Azadirachta indica*) ou des arbres de cueillette (*Andansonia digitata*, *Tamarindus indica*, *Lannea microcarpa*, *Butyrospermum p. parkii*, *Parkia biglobosa*). Dans les zones à hydromorphie temporaire, les arbres rencontrés sont *Anogeissus leiocarpus*, *Commiphora africana*, en répartition spatiale régulière avec les arbustes. Dans les plaines d'épandage en aval du bassin versant de Bidi (en aval du barrage d'Amené), la végétation de steppe arbustive et sous-arbustive clairsemée fait place à des fourrés impénétrables (*Grewia flavescens*, *Acacia ataxacantha*, *Acacia pennata*, *Leptadenia hastata*). Il s'agit d'une forêt typique de ces zones inondables. La modification de l'écosystème En aval de la retenue du barrage d'Amené la modification de l'écosystème (Zongo, 1993) compromet dangereusement la survie de cette réserve forestière naturelle. Toutefois, la digue du barrage étant ébréchée, l'eau continue de couler à l'aval du barrage pendant les fortes crues.

La végétation des interfluves est le domaine de la steppe arbustive et arborée (alternance de fourrés arbustifs et de fourrés sous-arbustifs dont les ouvertures sont colonisées par des herbacées), comprenant des Combretacées ainsi que *Guiera senegalensis*, *Pterocarpus lucens*, *Piliostigma reticulatum*, rencontrés surtout dans les champs de cultures ; en zones de jachères la strate arbustive et sous-arbustive comprend en plus *Acacia senegal*, *Acacia sieberiana*, *Commiphora africana*, *Dalbergia melanoxylon*, *Boscia salicifolia*, *Boscia senegalensis*.

Les graminées herbacées forment un tapis assez continu avec une densité plus importante dans les zones de jachères.

5- LES TYPES DE SOLS

Zombré (1992a) et plus généralement Boulet (1968) décrivent dans la zone d'étude les types de sols suivants :

- sols minéraux bruts sur cuirasse, associés à des lithosols,
- sols ferrugineux tropicaux. Sur substratum granitique, ils forment des sols ferrugineux lessivés ;
- sols bruns eutrophes vertiques,
- sols peu évolués d'érosion modaux, et les sols peu évolués colluviaux ou alluviaux à hydromorphie temporaire,
- sols hydromorphes à pseudogley dans les bas-fonds,
- sols ferrugineux lessivés sur sables éoliens.

En plus des descriptions physiques des profils pédologiques, des descriptions des états de surface naturels et anthropiques ont permis de compléter la caractérisation des types de sols de la région de Bidi (Zongo, 1993 ; Lamachère, 1991). L'état de surface désigne une seule surface élémentaire, la juxtaposition de plusieurs surfaces élémentaires indépendantes, ou un système de surfaces élémentaires au sein duquel jouent des interactions. La surface élémentaire à un instant donné désigne un ensemble homogène constitué par les éléments du milieu (le couvert végétal, la surface du sol, les organisations pédologiques superficielles) qui subissent des transformations sous l'effet des facteurs météorologiques, fauniques ou anthropiques.

Zongo (1993) distingue douze états de surface parmi lesquels trois s'individualisent par des coefficients de ruissellement plus faibles, pour une pluie utile de 50 mm : il s'agit respectivement des zones cultivées de mi-versant (22 %), des zones de bas-fond (26 %) et des zones de jachère (29 %). Par ailleurs, les sols encroûtés de versant présentent un coefficient de ruissellement qui peut dépasser 75 % ; ces types de sols couvrent à peu près 30 % de la surface du bassin de Bidi (Lamachère *et al.*, 1991). A l'échelle de sous-bassins, dans la zone endoréique de Samniwéogo, le coefficient d'écoulement (entre 1987 et 1988) est d'environ 7,15 % des précipitations pour une pluie moyenne de 453 mm (Guillet, 1991). Dans le sous-bassin de Samené (2,34 km²), nous avons déterminé un ruissellement à l'exutoire d'environ 2 % de la pluie au sol (valeur extrapolée sur toute l'année) pour l'année 1995 (Tab. 8).

Tableau 8 : Répartition des états de surface dans la région de Bidi (d'après Zongo, 1993)

| Etats de surface | Equation de la lame ruisselée (association des surfaces élémentaires) | Surface couverte dans le petit bassin de Samené (%) | Kr ₅₀ |
|--|---|---|------------------|
| surfaces cuirassées | 0,63.GRO + 0,36.CUI + 0,01.ERO | 4 | 92 |
| surfaces à graviers abondants | 0,72.GRO + 0,17.ST3 + 0,07.DES + 0,03.ERO + 0,01.DEC | 9 | 78 |
| Steppe sous-arbustive sur sols gravillonnaires | 0,325.GRO + 0,28.ERO + 0,165.DES + 0,09.CUIR + 0,025.DEC + 0,06.ST2 + 0,055.ST3 | 0 | 68 |
| Zones peu végétalisées | 0,295.DES + 0,295.ERO + 0,235.ST3 + 0,24.GRO + 0,02.CUIR + 0,015.C1 | 0 | 58 |
| Steppe sous-arbustive | 0,41.DES + 0,41.ERO + 0,07.GRO + 0,01.ST2 + 0,10.ST3 | 0 | 50 |
| Steppe herbeuse de bas et moyens versants | 0,423.DES1 + 0,033.DEC1 + 0,02.ST3 + 0,003.ST2 + 0,52.ERO | 0 | 50 |
| Brousse tigrée | 0,345.ERO + 0,41.DES + 0,10.ST3 + 0,065.GRO + 0,06.DEC1 + 0,015.ST2 | 0 | |
| Jachères à fourrés d'arbrisseaux | 0,68.GRO + 0,12.ERO + 0,11.DEC + 0,07.ST2 + 0,02.ST3 | 27 | 26 |
| Bas-fond | 0,61.DES + 0,017.DEC + 0,057.DEC2 + 0,09.ERO + 0,013.ST2 + 0,007.ST3 + 0,037.C1 + 0,17.C2 | 12 | 26 |
| Steppe arbustive et arborée exondée | 0,67.DES + 0,23.DEC + 0,10.ERO | 0 | 24 |
| Champs de cultures | 0,56.C1 + 0,33.C2 + 0,042.ERO + 0,003.ST3 + 0,003.DEC | 48 | 22 |

DES1 à 3 : surfaces élémentaires de type dessiccation, C1 à 3 : surfaces élémentaires de type cultivé et leurs variantes ; ST1 à 3 : surfaces élémentaires de type structurale ; DEC : surface élémentaire de type décantation ; ERO : surface élémentaire de type érosion ; Kr₅₀ : coefficient de ruissellement pour une averse unitaire de 50 mm

Avec un coefficient d'écoulement de 6 % environ, le déficit d'écoulement est de l'ordre de 97 % de la pluie (pluie au sol). Ce constat été également fait par Savadogo (1984) dans le bassin du Goroual (160 km² environ) dans l'Oudalan. En 1976, le ruissellement y est de 6 % de la pluie; pour la même année, le bassin de la Sissili situé en zone soudanienne totalise un ruissellement de 22 % de la pluie, donc un déficit d'écoulement plus faible. Les superficies des bassins ne sont pas les mêmes et encore moins les quantités de pluies tombées. Le déficit d'écoulement élevé dans le bassin de Samené, pour l'année 1995, est compensé par une évapotranspiration et des transferts latéraux et verticaux d'eau importants, ce qui fait que l'infiltration profonde atteignant la nappe de la base des altérites latéritiques est d'environ 23 % de la pluviosité annuelle (au pluviomètre standard).

L'étude extensive à l'aide du traitement numérique de l'image SPOT XS (juillet 1988) de la région de Bidi (Zongo, 1993) et des contrôles de terrain, ont permis de distinguer les grandes unités de sols et leurs comportements vis-à-vis de l'eau (ruissellement, infiltration). Les champs de

cultures sur sols sableux fins de mi-versant ont des coefficients de ruissellement de 22 % pour une averse unitaire de 50 mm (Tab. 8).

Cette répartition générale des états de surfaces comporte quelques différences à des échelles de travail plus grandes. L'étude sur le petit bassin de Samené que nous avons menée en 1995 (Tab. 9) à partir de photographies aériennes au 1/50 000 et des descriptions de terrain, indique cinq états de surface recoupant les descriptions faites par Zongo (1993). Toutefois, les champs de culture présentent des coefficients de ruissellement plus élevés.

Tableau 9 : Résultats globaux de ruissellement dans le petit bassin de Samené

| | précipitations annuelles au sol (mm) | Volume annuel de crue à l'exutoire (m ³) | Lame écoulée à l'exutoire (mm) | Lame d'eau ruisselée calculée |
|------|--|--|-----------------------------------|----------------------------------|
| 1995 | 549 | 45 000 | 19,1 (Ke=2) | 51,3 (Kr=9) |

Ke, Kr : coefficients d'écoulement et de ruissellement

6 - LE BILAN HYDROLOGIQUE

A l'échelle de l'averse (quelques heures), le bilan hydrique d'un bassin versant s'écrit :

$$P = Lr + I + S \quad (7)$$

avec P = pluie ; I = infiltration superficielle (quantité d'eau qui ne ruisselle pas) ; Lr : lame d'eau ruisselée ; S : stockage superficiel

L'évapotranspiration à la surface du bassin est négligé au pas de temps considéré (averse).

Les dispositifs de mesures hydrologiques et pluviométriques permettent de calculer l'ensemble des termes de ce bilan hydrique simplifié.

6-1 L'ESTIMATION DU RUISSellement DE SURFACE : LES ÉTATS DE SURFACE

L'influence déterminante des organisations pelliculaires superficielles sur le comportement des sols vis-à-vis de l'eau a été identifiée grâce à de nombreux travaux (Collinet et Laforgue, 1979 ; Collinet et Valentin, 1979 ; Valentin et Casenave, 1989). De là, découle la notion d'état de surface. A l'échelle élémentaire du mètre carré, la lame d'eau ruisselée (Lr) sous une pluie simulée (Casenave et Valentin, 1989), représentant le complément de la lame infiltrée et évaporée, est estimée en fonction du type modal d'état de surface par la relation générale.

$$Lr \text{ (mm)} = APu + BPuIk + CIk - D \quad (8)$$

Pu : pluie utile (mm) ; A, B, C, D : coefficients de proportionnalité ; ces paramètres caractérisent le comportement hydrologique de la surface du sol ; Ik : indice d'humectation du sol (ou indice de Kohler).

La pluie utile P_u est la pluie d'intensité suffisante pour engendrer un ruissellement ; cette intensité doit être supérieure à l'intensité limite de ruissellement, autre caractéristique de la surface élémentaire.

6-2 LE RUISSÈLEMENT ET L'INTENSITÉ DE PLUIE

La formule suivante a été établie par Lamachère (1991) pour estimer l'infiltration superficielle sur un sol sableux fin cultivé par sarclage. L'équation prend en compte la pluie (P_i) et la pluie limite de ruissellement (P_{il}). Pour une pluie à intensité constante, sur un intervalle de temps ($t-t_0$), le ruissellement est de la forme :

$$L_r = R_i (t - t_0) = a(P_i - P_{il})(t - t_0) - S \quad (9)$$

avec R_i = Intensité de ruissellement dans l'intervalle de temps $t - t_0$; S = réservoir superficiel de sol ; P_{il} = pluie limite de ruissellement ; P_i = pluviosité à intensité constante ; a = différentiel de ruissellement ou rapport entre l'intensité de ruissellement et la différence entre l'intensité de pluie et l'intensité de pluie limite du ruissellement.

Sur un sol sableux fin sarclé, le simulateur de pluies sur une petite parcelle de 1 m^2 permet de calculer le ruissellement et donc l'infiltration (différentiel entre la pluie et le ruissellement). Les facteurs pluviométriques sont l'intensité de la pluie, la durée de l'averse et la somme des pluies antérieures tombées depuis le début du sarclage. Ainsi, si la somme des pluies dépasse 200 mm , le sarclage ne joue aucun rôle, tous les paramètres conjuguant leurs effets pour donner un rendement maximal avec une intensité limite de ruissellement de 6 mm/h , une capacité de stockage superficiel de 4 mm et un différentiel de ruissellement de $0,84$. La relation établit bien une estimation des capacités de ruissellement.

$$S = S_0 - \frac{S_0 - 7}{100} \sum P_A \quad \text{Pour } \sum P_A < 100 \text{ mm} \quad (10)$$

$\sum P_A$: pluies cumulées

La figure 12 donne la variation de l'intensité de ruissellement en fonction de l'intensité de la pluie

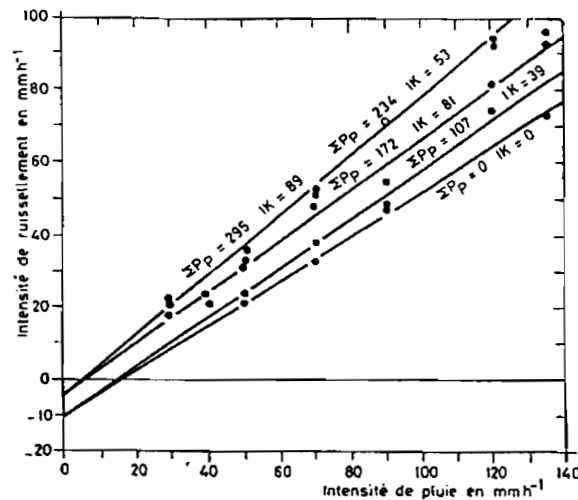


Figure 8 - Intensité de pluie et intensité de ruissellement (Lamachère, 1991)

6-3 L'ÉVALUATION DU RUISSELLEMENT EN FONCTION DE LA CAPACITÉ DE RÉTENTION DU SOL (LA MÉTHODE SCS)

Le service de conservation des sols a établi une formule pour estimer la lame ruisselée en fonction de la quantité de pluie tombée et la capacité de rétention de l'eau par le sol.

La lame d'eau ruisselée (L_r) est donnée, d'après Chow *et al.* (1964) cités par Nonguierma et Dautrebande (1994), par la relation empirique suivante :

$$R = \frac{(P - 0,2Ss)^2}{(P + 0,8Ss)} \quad (11)$$

P = hauteur totale de la pluie (mm) ; Ss = paramètre de rétention fonction du complexe hydrologique sol / couverture végétale / humidité du sol du bassin versant considéré.

Cette formule prend en compte les critères pédologiques et topographiques, le couvert végétal, le type cultural, ainsi que les valeurs d'humidité antérieures à l'averse considérée. Les zones à fort relief et les surfaces nues sans végétation ont des potentiels de ruissellement élevés. La valeur du coefficient de ruissellement est grande en début de saison pluvieuse (ou en fin de saison sèche). La figure 13 compare les méthodes Orstom et SCS. Les valeurs élevées du coefficient de ruissellement sont fréquentes pour la méthode Orstom du fait que la méthode SCS tient compte de la prédominance du couvert végétal sur les autres facteurs de détermination du ruissellement (Nonguierma et Dautrebande, 1994).

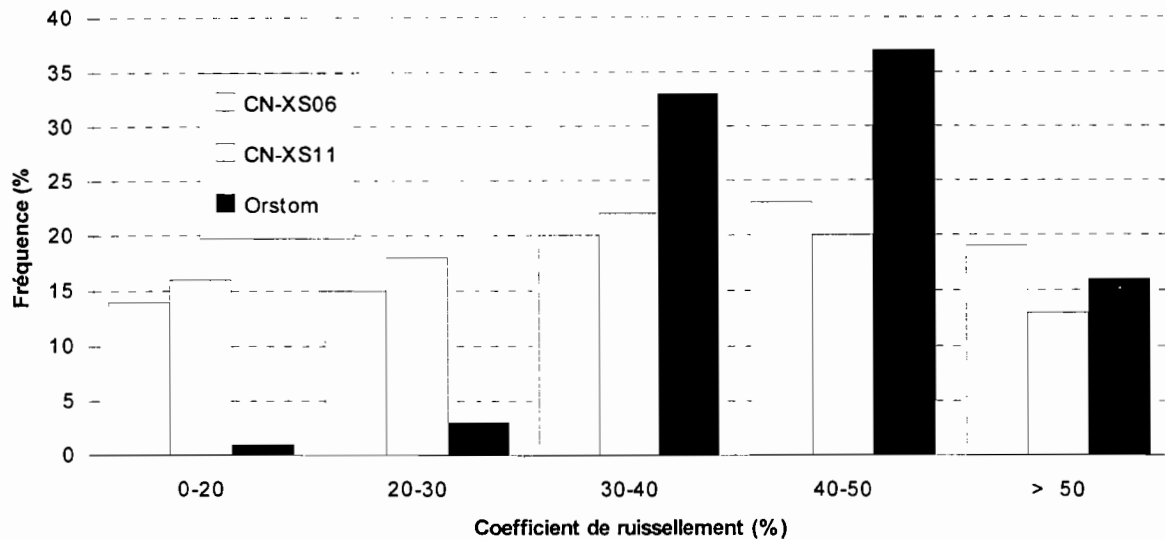


Figure 13 : Fréquences comparées des cas observés (en %) pour différentes valeurs de coefficient de ruissellement, entre la méthode Orstom et la méthode SCS

(situation en début de saison sèche CN-XS11, et en fin de saison sèche CN-XS06) dans la zone soudano-sahélienne de la région de Bobo-Dioulasso (Nonguierma et Dautrebande, 1994).

Selon les méthodes d'estimation et les types de surfaces du sol, la quantité d'eau de ruissellement est variable. La disparité des résultats tient au fait que certains paramètres sont négligés par l'une ou l'autre méthode.

6-4 L'INFILTRATION À LA PROFONDEUR D'UN MÈTRE

Le bilan hydrique sur une colonne de sol fait intervenir d'autres paramètres dans l'équation (7) : il s'agit de l'évapotranspiration et du stock hydrique de la zone non-saturée. On considère que la colonne de sol d'un mètre ne reçoit d'autres sources d'alimentation en eau autre que la pluie. L'équation du bilan hydrique s'écrira alors :

Sur la surface du sol :

$$SSP_j + I_{ej} = P_j + (L_{ej} - L_{rj}) \quad (12)$$

où SSP_j est le stockage superficiel, I_{ej} est l'infiltration vers l'horizon inférieur, P_j est la pluie journalière, L_{ej} est la lame d'eau écoulée en provenance de l'amont et L_{rj} la lame d'eau ruisselée vers l'aval.

Sur une profondeur de 1 mètre, l'équation du bilan hydrique à l'échelle de la journée peut s'écrire :

$$ZNS_j - ZNS_{j-1} = (SSP_j + I_{ej}) - (Dr_j + ETR_j) \quad (13)$$

où ZNS_j est le stock hydrique du sol au jour j , Dr_j est la drainance vers l'horizon inférieur, et ETR_j l'évapotranspiration de la journée.

L'estimation des différents termes du bilan hydrique peut être réalisée par différentes méthodes : observations piézométriques, formules empiriques tirées des paramètres climatologiques (Thornthwaite, Penman, Turc), expériences lysimétriques, détermination des paramètres hydrodynamiques de la zone non saturée, simulations numériques. Ces méthodes permettent de déterminer, à l'échelle d'un aquifère, le terme inconnu du bilan à savoir l'infiltration profonde participant à la recharge effective de la nappe d'eau souterraine. Toutes ces méthodes procèdent par une approximation et par une simplification des termes du bilan.

Les valeurs d'infiltration dans les premiers mètres du sol ont été précisées, dans la région de Bidi, grâce à des expérimentations sur des parcelles de terrains de situations morphologiques distinctes et ayant subi des aménagements différents (parcelle en jachère, parcelle sarclée, parcelle avec des diguettes), Guillet (1991). L'infiltration à la profondeur d'un mètre sous pluie simulée est mesurée à l'aide de sondes à neutrons et de tensiomètres. Ainsi, l'infiltration est décroissante de haut en bas de pente sur les versants de relief cuirassé. La proportion d'averse simulée s'infiltrant est supérieure à 25 %, mais l'infiltration est plus forte sur les parcelles à couvert végétal herbacé et sur les parcelles cultivées.

Sur les surfaces élémentaires, l'importance du ruissellement en provenance de l'amont peut contribuer à augmenter la lame infiltrée. Dans l'exemple des parcelles agronomiques de Samniwéogo d'une longueur de 150 mètres, avec 50 mètres de surfaces dégradées en amont, les résultats suivants sont obtenus. Pour la crue du 13 juillet 1986, le débit de ruissellement est de 2 litres par seconde et par m (soit l'équivalent d'une pluie de 1 800 mm en 15 mn) ; pour les 15 mn suivantes, le débit est de 2,3 l/m.s, puis de 0,7 l/m.s (630 mm en 15 mn) et de 0,2 l/m.s (180 mm en 15 mn). L'averse de forte intensité dure 45 mn et le ruissellement commence 10 mn après le début de l'averse et dure 1 h 45 mn ; la durée supplémentaire de l'infiltration est de 30 mn ; avec une vitesse d'infiltration de 20 mm/h, la quantité supplémentaire d'infiltration est de 10 mm pour la durée considérée de l'averse. La longueur du versant, l'état d'humectation du sol et son état d'encroûtement jouent sur l'augmentation de la durée de la crue et la quantité d'eau infiltrée.

Dans la zone de la mare de Samniwéogo, la vitesse d'infiltration sous la mare est de 20 mm/h juste après l'averse. Cette vitesse n'est que de 8 mm/h une heure après la pluie. L'infiltration est fonction de la fréquence ou de l'intervalle de temps entre les averses. Entre juillet et septembre, les vitesses varient entre 50 mm/j à 160 mm/j.

A titre comparatif, nous présentons quelques données d'infiltration profonde provenant d'autres régions du Burkina Faso et d'Afrique sub-sahélienne.

6-5 QUELQUES VALEURS DE DRAINAGE PROFOND À L'ÉCHELLE DE L'AQUIFÈRE

Les méthodes de calcul du bilan hydrique peuvent être regroupées en deux grands groupes : les méthodes basées sur la prise en compte des phénomènes se déroulant dans la zone non-saturée (bilan de Thornthwaite) et les méthodes par simulation à l'aide de modèle de recalage avec les points expérimentaux. Le tableau ci-après présente des résultats forts différents selon le contexte climatique et selon la méthode utilisée (Bazié, 1993).

Les méthodes de variations piézométriques indiquent des recharges généralement plus faibles (surtout en zone sahélienne) par rapport aux autres méthodes.

Pour une pluviosité assez faible, la recharge est faible et l'évapotranspiration très élevée. La recharge des nappes est tributaire de la quantité de pluie tombée, surtout pour les aquifères superficiels.

Tableau 10 : Récapitulatif de valeurs de recharge obtenues dans des pays sahéliens, pour les années 1980, par différentes méthodes de calcul du bilan à l'échelle de l'aquifère (Bazié, 1993, modifié)

| Source | Localité | recharge (en % par rapport à la pluie annuelle) | méthode utilisée |
|---------------------------|--|---|---|
| Iwaco, 1989 | Ouagadougou (centre); P=674 mm, 1985 | 4 | variations piézométriques |
| | Gorom-Gorom (Nord) ; P=430mm en 1985 | 0,1 | |
| | Ouahigouya (Nord-Ouest) P=1989 | 3,3 | |
| | Sidéradougou (Sud) | 8,7 | |
| BRGM/AQUATER, 1986 | Ouagadougou | 25 | calage des variations piézométriques aux données de pluies et d'ETP (modèle Gardenia) |
| | Gorom-Gorom | 18 | |
| | Sidéradougou | 26 | |
| Milville, 1990 | Ouagadougou (1983) | 8,5 | modélisation globale (modèle Gardensol) |
| Bazié, 1993 | Ouagadougou | 9,5 | tensiomètre dans zone non-saturée, modélisation par la méthode de Thornthwaite |
| Ouédraogo I., 1994 | Dédougou (centre-Ouest) | 11 | Coutagne |
| Gaye <i>et al.</i> , 1992 | Louga, Sénégal | 6,5 à 8 (depuis 1963) | pic du tritium |
| Desconnets, 1994 | en dessous des mares, région de Niamey (Niger) | 10 en 1992, 5 en 1993 | piézométrie, isotopie |

DISCUSSION, CONCLUSION

Le réseau hydrographique est dendritique et en baïonnette, souvent discontinu (endoréisme à l'échelle régionale et locale formant des mares), avec un écoulement temporaire lié au régime pluviométrique. Les marigots ne coulent que lors des grosses crues et le tarissement s'observe le souvent dans la première ou la seconde journée qui suit l'averse.

Le long du bas-fond se rencontre une végétation dense de forêt galerie avec des grands arbres et des arbustes tous hydrophiles (*Mitragyna inermis*, *Tamarindus indica*, *Terminalia macroptera*, *Anogeissus leiocarpus*, *Khaya senegalensis*, *Diospyros mespiliformis*, *Combretum micranthum*, *Piliostigma reticulatum*), ainsi que des espèces herbacées formant un tapis dense (*Vitex doniana*, *Andropogon gayanus*, *Pennisetum pedicellatum*, *Oriza barthui*, *Panicum laecum*, *Echinochloa colora*). Partout ailleurs, la steppe arbustive et arborée occupe l'essentiel du paysage.

Les sols sont peu épais de type ferrugineux tropicaux avec cependant des sols hydromorphes dans les bas-fonds.

L'étude du bilan hydrologique complet à l'échelle journalière met en évidence les processus superficiels (états de surface du sol, ruissellement) et les propriétés hydriques du sol, à une profondeur d'un mètre. Les valeurs de recharge estimées sont variables par les diverses méthodes de calcul du bilan qui ont été jusque-là utilisées. Dans la zone sahélienne ou sahélo-soudanienne, ces valeurs varient de 0,1 à 8 % de la pluie annuelle par les méthodes de variations piézométriques ; les méthodes de calage entre la piézométrie et l'évapotranspiration potentielles donnent des valeurs moyennes de recharge de 24 % de la pluie dans la zone sahélo-soudanienne.

Dans le chapitre X du présent mémoire, nous tenterons d'estimer le drainage profond (percolation à 1 mètre de profondeur). Une comparaison sera ensuite faite entre ce modèle de bilan hydrique et les fluctuations piézométriques observées pour l'année 1995 dans le petit bassin versant de Samené faisant partie du bassin de Bidi.

CHAP. V - LE MILIEU HUMAIN ET LES ACTIVITÉS AGRO-PASTORALES

Après avoir analysé le contexte naturel de l'étude, il y a lieu de s'intéresser aux populations et à leurs activités agro-pastorales, et voir dans quelle mesure les besoins en eau exprimés ou prévisibles peuvent être satisfaits.

1- LES POPULATIONS

La région de Bidi, était peuplée dès le XVème siècle par les Dogons et les Fulsés. Par la suite, des guerres claniques de contrôle de la région se sont poursuivies jusqu'à une époque récente. Cette convoitise de la région est liée aux potentialités agricoles des terres, à la disponibilité de l'eau ainsi qu'à la faible profondeur de la nappe phréatique. Le nom Bidi dérive du pluriel de "Widizou", expression en langue locale Peul qui désigne un bas-fond où le niveau piézométrique de la nappe phréatique est proche de la surface du sol. En définitive, les migrations ont abouti à l'installation de nouveaux occupants. De nos jours, la localité de Bidi compte environ 4 050 habitants (extrapolation faite à partir d'une population de 3 400 au recensement de 1985, pour un taux de croissance annuelle de 2,65 %). La répartition ethnique de la population (Tab. 11) montre que les Mossi sont les plus nombreux (45 %) ; les Peuls représentent 10 % de la population.

Tableau 11 : Répartition de la population de Bidi par ethnies (Serpantié *et al.*, 1988)

| groupes ethniques | Mossi | Rimaïbé | Marencé | Peul | Silmi-mossi |
|-------------------|-------|---------|---------|------|-------------|
| pourcentage | 45 | 19 | 18 | 10 | 8 |

D'autres villages situés à la périphérie du bassin de Bidi comprennent les mêmes groupes ethniques. Ce sont : Amené (Mossi et Rimaïbés), Kéké (Mossi, Peuls), Samené (Mossi et Peuls), Dissa (Mossi), Ouagara (Mossi, Rimaïbés et Peuls), Goussirdou (Mossi, Peuls).

Le style d'habitat à Bidi est en quartiers très dispersés qui sont composés exclusivement des personnes de la même ethnie : Silmi-mossi (Silmi-mossi), Dabéré (Rimaïbé), Torobé (Peuls), Nayiri (Mossi), Marengo (Marencé). Ce style d'habitat prend en compte les critères agro-pastoraux d'une part ainsi que la proximité et la productivité de la nappe phréatique d'autre part (Fig. 14).

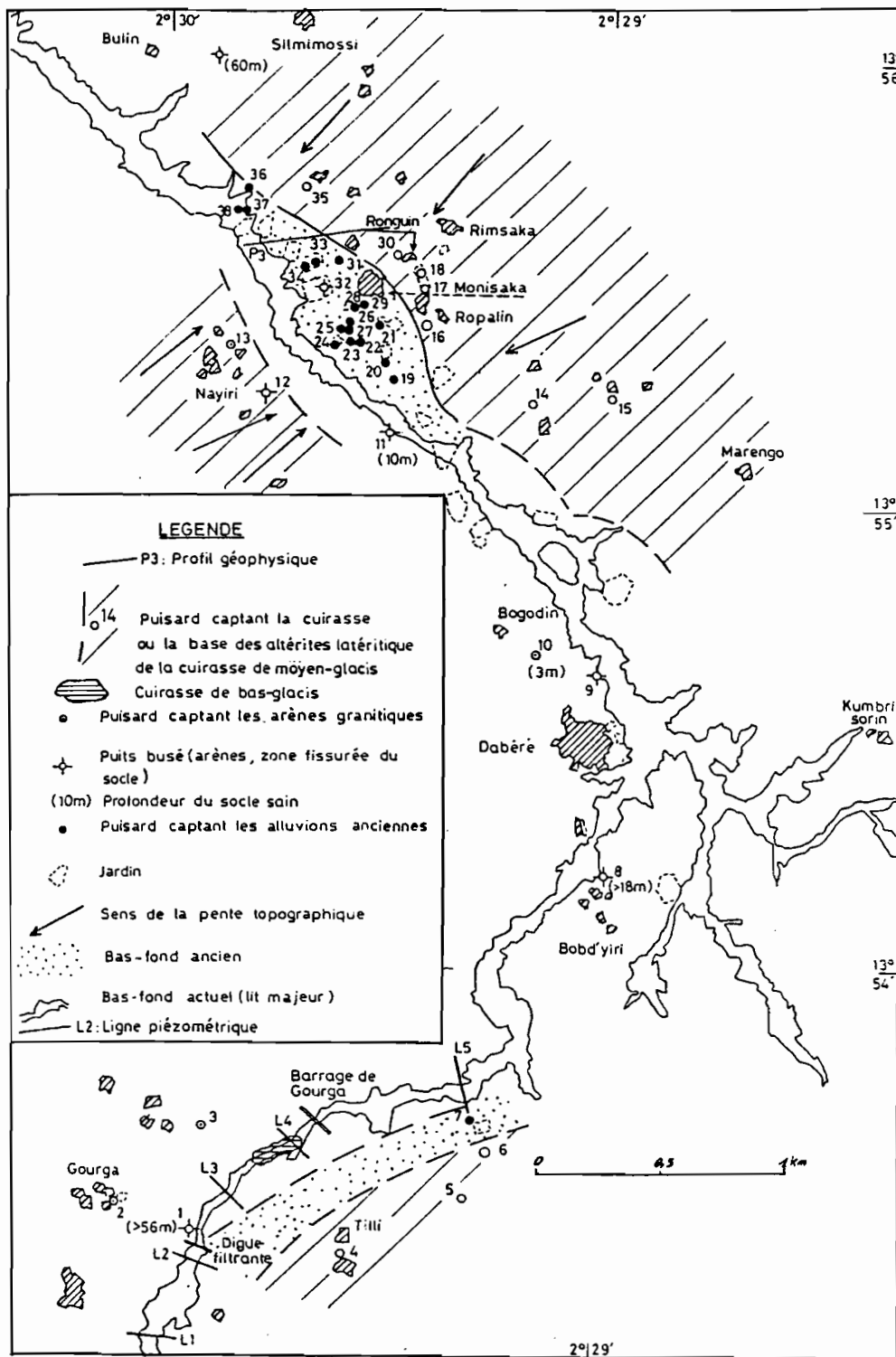


Figure 14 : Style d'habitat et situation des ouvrages de captage le long du bas-fond de Bidi, province du Yatenga (Lamachère, 1993, modifié)

2- LES ACTIVITÉS AGRO-PASTORALES

De tradition rurale, les populations de la région s'adonnent principalement à l'élevage extensif (boeufs, moutons, chèvres), à des cultures vivrières pluviales (mil, sorgho) et à des cultures de rente (arachide, haricot, maïs, riz). Du maraîchage est pratiqué en contre-saison, dans le lit majeur du bas-fond, dans le bas-fond ancien et dans la zone irriguée du barrage d'Amené.

Avec plus de 4 000 habitants et un cheptel important, les besoins en eau sont élevés. Les adaptations des espèces cultivées et des techniques culturales permettent une récolte suffisante en année moyenne. Mais, une mauvaise pluviosité suffit pour rompre l'équilibre alimentaire, et diminuer fortement les réserves céréalières des bonnes années. La faible pluviosité et la mauvaise répartition des pluies sur 4 à 7 mois de l'année, rendent précaires la satisfaction des besoins en eaux du cheptel et des populations, car aussi bien les réserves en eau de surface que les réserves en eau souterraine sont limitées.

3- LE DÉBIT D'EXPLOITATION DES OUVRAGES DE CAPTAGE

Pour une consommation journalière de 20 litres d'eau par habitant les besoins en eau à Bidi sont estimée à 81 m³ d'eau par jour. La production journalière est estimée à 76 m³/j (Tab. 12), soit environ 19 litres par jour et par habitant pour l'ensemble des ouvrages de captage de la localité de Bidi. Ces réserves sont justes suffisantes pour la consommation humaine ; si l'on ajoute autant de têtes de bétail que de personnes, les besoins minima en eau peuvent être considérés comme insatisfaits, surtout en saison sèche.

Tableau 12 : Ouvrages de captage à Bidi

| | puisards | puits busés | forage avec pompe | Total |
|----------------------------------|----------------------|-----------------------|---|----------------------|
| Nombre | 39 | 8 (7 sont productifs) | 2 | 48 |
| débit d'exploitation journalière | 16 m ³ /j | 4*7 m ³ /j | 1 m ³ /h + 3 m ³ /h = 4 m ³ /h | 76 m ³ /j |

NB : Les débits d'exploitation journalière moyenne sont de 4 m³/h pour les puits busés et de 0,41 m³/h pour les puits villageois d'exploitation moyenne. Le temps d'exploitation journalière des ouvrages est de 8 heures en moyenne..

Les faibles débits obtenus pour les ouvrages réalisés (débits inférieurs à 1 m³ /h) ainsi que trois échecs en 1994 dans le cadre de la dernière campagne d'hydraulique villageoise (7ème FED), montrent la complexité de la recherche de l'eau souterraine dans un bassin à substratum granitique comme celui de Bidi.

CONCLUSION

La localité de Bidi comprend des habitations regroupées en quartiers éloignés les uns des autres. Les populations de chaque quartier sont de même ethnie. L'ethnie majoritaire est représentée par les mossis, migrants venus s'installer dans la zone à cause de ses potentialités agricoles et la disponibilité à faible profondeur d'eau souterraine. C'est ce qui a valu à la localité le nom de Bidi (pluriel de Widizou) qui désigne en langue Peul, un bas-fond où l'eau souterraine n'est pas profonde.

Avec une population de plus de 4 000 habitants, un cheptel de 8 000 têtes environ, il n'y a qu'un seul forage dont le débit est de 4,8 m³/h (Gourga). Les autres ouvrages sont des puits villageois, des puits busés et des forages dont le débit ne dépasse pas 1 m³/h. Les besoins en eau en quantité et en qualité sont à peu près satisfaites pour la population grâce aux puisards et aux puits busés qui assurent plus de la moitié des besoins ; les besoins en eau du cheptel sont loin d'être satisfaits, surtout en saison sèche. Eu égard aux échecs observés de la recherche de points d'eau au cours des campagnes d'hydraulique villageoise, la nécessité de trouver de nouvelles méthodes de prospection des nappes d'eau souterraine est grande.

CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE

Le climat de la région de Bidi est de type sahélo-soudanien avec une pluviosité annuelle (moyenne sur dix ans) de 521 mm. La mauvaise répartition des averses dans le temps et dans l'espace rend précaire les conditions d'existence des populations rurales vivant essentiellement d'agriculture et d'élevage.

Le sol est soumis à une dégradation importante développement d'encroûtement à la surface du sol dont la prise en compte est importante dans l'évaluation du bilan hydrique à des échelles variées. L'évapotranspiration est importante et le front d'évaporation peut atteindre 3 m avec une lame d'eau évaporée en saison sèche pouvant atteindre 180 mm (Bazié, 1993). Le coefficient de ruissellement de 9 %, mais le coefficient d'écoulement à l'exutoire du bassin de Samené est de 3 %. Les conditions climatiques (faible pluviosité, intensité des averses, forte évapotranspiration) et les organisations pelliculaires de surface et le contexte géologique de l'aquifère expliquent cette situation.

Le substratum du bassin de Bidi est essentiellement granitique (91 % de la superficie) avec un relief mou dans l'ensemble ; le relief est plus accidenté dans les zones de contact du granite avec les roches volcaniques, ainsi que dans la zone à substratum de roches volcano-sédimentaires.

Ce contexte climatique et géologique rend complexe la recherche de points d'eau dont le taux de succès avec l'utilisation de méthodes classiques (photo-interprétation, géophysique électrique (méthode des résistivités) reste inférieur à 44 %. Le développement de méthodes de prospections appropriées est nécessaire pour augmenter les chances de succès de forages d'eau. C'est pourquoi, la seconde partie de ce travail va exposer les approches méthodologiques susceptibles de localiser les aquifères, les caractériser et d'appréhender, dans chaque cas de figure, les modalités de recharge de la nappe.

DEUXIÈME PARTIE : L'HYDROGÉOLOGIE

Chap VI - LES MÉTHODES D'INVESTIGATION

**Chap VII - L'HYDROGÉOLOGIE STRUCTURALE :
RÉSEAU LINÉAMENTAIRE ET
MICROSTRUCTURES DE TERRAIN**

**Chap VIII - LA CARACTÉRISATION GÉOPHYSIQUE
DES DIFFÉRENTS D'AQUIFÈRES**

**Chap IX - LA CARACTÉRISATION HYDROCHIMIQUE
DES NAPPES D'EAU SOUTERRAINE**

**Chap X - LA PIÉZOMÉTRIE ET LA RECHARGE
DES NAPPES**

CHAP. VI - LES MÉTHODES D'INVESTIGATION

La recherche sur les ressources en eau souterraine des milieux discontinus de socle cristallin s'est développée ces dernières décennies par l'utilisation de la télédétection satellitaire et aérienne, de la piézométrie, de l'hydrodynamique et de l'hydrochimie. Les travaux montrent que les réserves en eaux souterraines de socle fissuré sont importantes. Ainsi, le taux de succès des forages d'eau à haut rendement est passé de 10 à plus de 70 % en moyenne au Burkina Faso. Mais seule l'utilisation efficace de méthodes de prospection permet d'atteindre de tels taux de succès. La technique qui s'est révélée efficace consiste à appliquer des méthodes intensives dans de petites zones circonscrites (BGR, 1985 ; Ministère de l'eau, 1988 et 1993 ; Savadogo, 1984 ; Nakolendoussé, 1991 ; Savadogo et *al.*, 1991 ; Biémi, 1992).

Dans la province du Yatenga, les premières campagnes d'hydraulique villageoise par géophysique datent de 1974 (Savadogo, 1984). D'autres campagnes couvrant des zones circonscrites rentrant dans le cadre du projet du Fond Européen de Développement (1985, 1988, 1994) ont mis en oeuvre la télédétection aéroportée, la géophysique électrique et/ou électromagnétique, l'hydrochimie et la piézométrie qui ont permis de mieux comprendre le contexte des aquifères et leurs processus de recharge (Ministère de l'eau, 1988, 1990).

Dans le bassin versant de Bidi, nous compléterons ces nombreuses données par l'utilisation conjointe de la télédétection satellitaire et aérienne, de la géologie structurale, de la géomorphologie, de la géophysique électrique et électromagnétique, de l'étude des organisations pelliculaires de la surface du sol, de la piézométrie, de l'hydrochimie et des données climatologiques locales.

1- LA TÉLÉDÉTECTION SATELLITAIRE

Depuis deux décennies, les prises de vues du sol par les satellites permettent une analyse ponctuelles et évolutives de l'environnement (climat, sol, végétation...). Du fait de l'échelle d'analyse très petite et de la résolution spatiale et spectrale assez bonne, les données satellitaires SPOT sont un outil de choix que nous avons utilisé pour la cartographie linéamentaire. Des grandes structures géologiques (zone de cisaillement) et des cuirasses latéritiques basses dont l'identification est claire sur les images satellitaires, ont permis de préciser et de compléter l'établissement de la carte géologique et de la carte géomorphologique. La carte linéamentaire à l'échelle de la région de Bidi a été dressée.

1-1 GÉNÉRALITÉS SUR LA MÉTHODOLOGIE UTILISÉE EN TÉLÉDÉTECTION

Plusieurs supports de télédétection sont utilisés. Il s'agit :

- de cartes satellitaires SPOT (extrait de la scène 051/322 RGB-321 de décembre 1987 à l'échelle 1/80 000 et d'octobre 1986 à l'échelle 1/200 000) ;
- de l'image numérique XS (résolution spatiale de 20 m) de juillet 1988. En rappel, les bandes spectrales des trois canaux SPOT sont : de 0,50 à 0,59 μm (canal XS1), de 0,61 à 0,69 μm (canal XS2) et de 0,79 à 0,90 μm (canal XS3) ;
- de photographies aériennes à l'échelle 1/50 000.

Le traitement numérique de l'image satellitaire SPOT de juillet 1988 a consisté en une combinaison des canaux en fausses couleurs RGB-132 et un étalement linéaire de contraste. Le canal infrarouge de la végétation est placé dans le canon vidéo vert (tube cathodique vert), le canal 1 dans le canon vidéo rouge et le canal 2 dans le canon bleu, ce qui fait que les objets au sol apparaissent avec leur couleur naturelle : la végétation est en vert (généralement le long des bas-fonds), les cuirasses en bleu-vert foncé, les affleurements rocheux en bleu foncé (Fig.15).

Pour comprendre la précision et la résolution du traitement réalisé, il importe de connaître les caractéristiques techniques du matériel informatique utilisé (résolution à l'affichage, résolution à l'impression). Ce traitement numérique de l'image SPOT XS a été réalisé au sein du laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Ouagadougou, à l'aide d'un micro-ordinateur de type PC 386-25 Mégahertz, à l'aide du logiciel EASI/PACE v5.0 (PCI Inc.). Le micro-ordinateur a une mémoire de 425 Mega-octets et il comprend un lecteur de disque optique de type Maxtor RXT-800 HS ; un moniteur monochrome (40 lignes) pour le choix des menus de traitements ; ce premier moniteur est couplé à un moniteur couleur SuperVGA (Nec/Multisync 5D) pour l'affichage des images et des graphiques (résolution de 1024 pixels par 1024 lignes), une tablette graphique de 12"X12" dotée d'une souris à 4 boutons permettant le choix de fonctions prédéfinies, une imprimante couleur à jet d'encre CMY de haute résolution (300 ppp).

1-2 MISE EN ÉVIDENCE DE LA MORPHOLOGIE ET DE LA GÉOLOGIE

Les cartes et l'image numérique satellitaire SPOT renseignent à une échelle petite sur la géologie et la géomorphologie. Les photographies aériennes sont interprétées au stéréoscope à miroir et complétées par l'observation de terrain en vue de préciser la morphologie de la région d'étude.

A l'échelle du bassin versant, une carte géologique a été dressée sur un fond de carte à l'échelle 1/50 000. Les coupes de forages d'eau, les puits d'orpaillage, les coupes géologiques et les descriptions des affleurements de roches, ainsi que l'étude de lames minces de roches sont couplés aux interprétations indirectes.

1-3 LE TRACÉ ANALOGIQUE DES LINÉAMENTS

Les linéaments sont des révélateurs indirects de discontinuités naturelles du socle, qui peuvent être observés sur les photographies aériennes ou les images satellitaires (Scanvic, 1983). Sur le terrain, ces linéaments sont associés à des failles, à des contacts géologiques, à des filons, à des zones de cisaillement, à des alignements d'indices biologiques (alignements de termitières ou de certaines espèces végétales) ou à des discontinuités géomorphologiques (variations minéralogiques dans les cuirasses ou les sols).

Pour la distinction des linéaments, plusieurs méthodes existent :

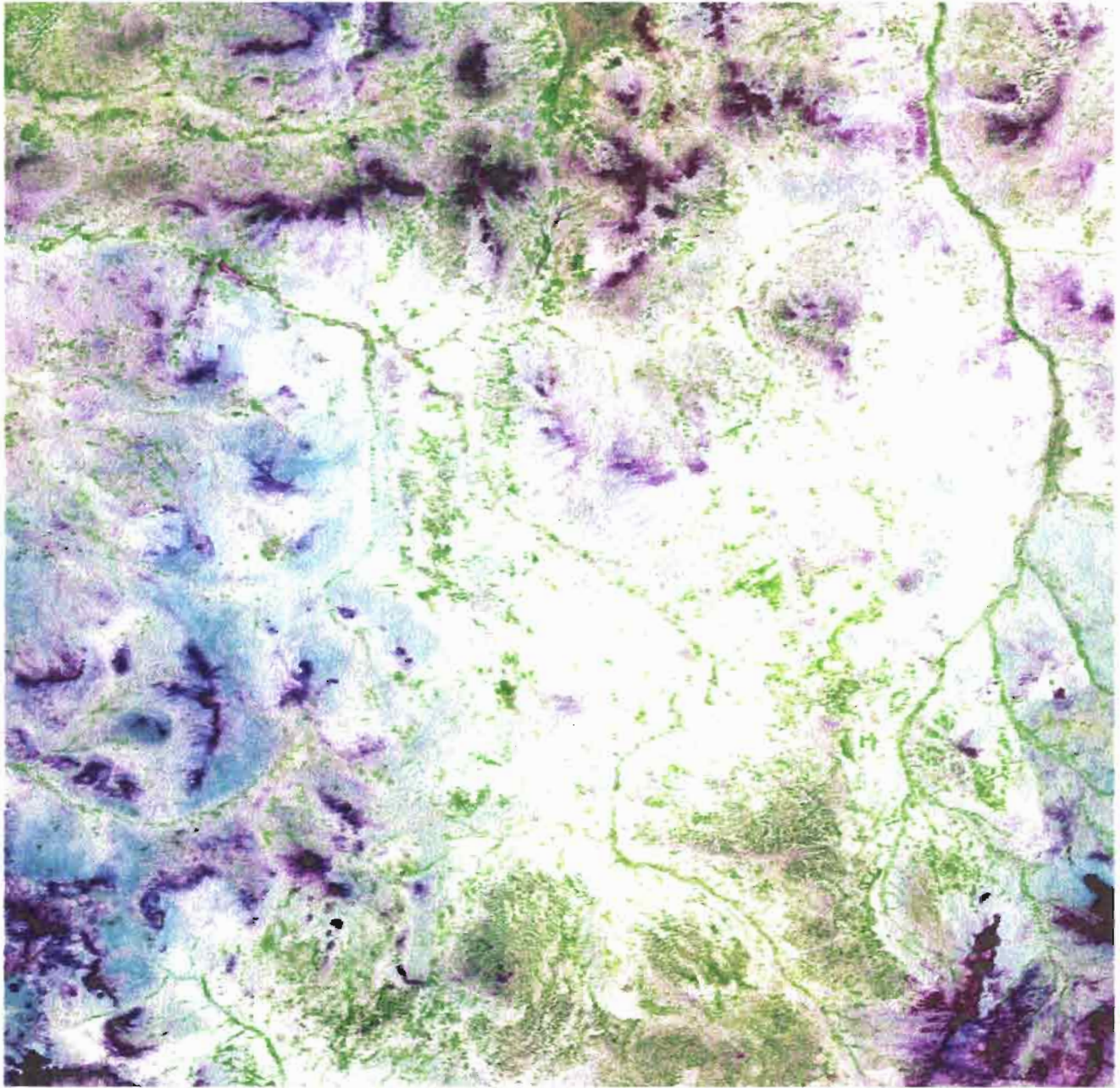
- 1) le tracé sans discrimination, de toutes les discontinuités visibles sur les photographies aériennes ou les images satellitaires ;
- 2) le tracé sélectif des linéaments en distinguant les alignements de végétation ou de réseau hydrographique (BGR, 1978) ou en intégrant une hiérarchisation des linéaments en fonction de leurs caractéristiques géométriques (Ministère de l'eau, 1988) : recoupement de talwegs par la discontinuité, alignement du linéament sur le réseau de drainage superficiel, décalage du réseau hydrographique par le linéament.

Tout en prenant en compte cette deuxième méthode, trois types de linéaments en fonction de leur représentation visuelle (Fig. 16) sont distingués dans la zone d'étude :

- les alignements de végétation ou type A correspondant à des alignements d'arbres et de hautes herbes bien visibles sur les photographies aériennes et les compositions colorées d'images satellitaires SPOT;
- les contrastes de tonalité et de texture ou type B représentant les plages sombres contrastant avec des plages plus claires ou inversement ;
- les alignements de corniches de cuirasses latéritiques ou type C.

Cette différenciation permet une meilleure hiérarchisation des linéaments du point de vue de leur importance et de leur réalité physique sur le terrain. Ainsi, une structure linéamentaire formée des trois types, a une plus grande importance structurale qu'un linéament formé d'un seul type.

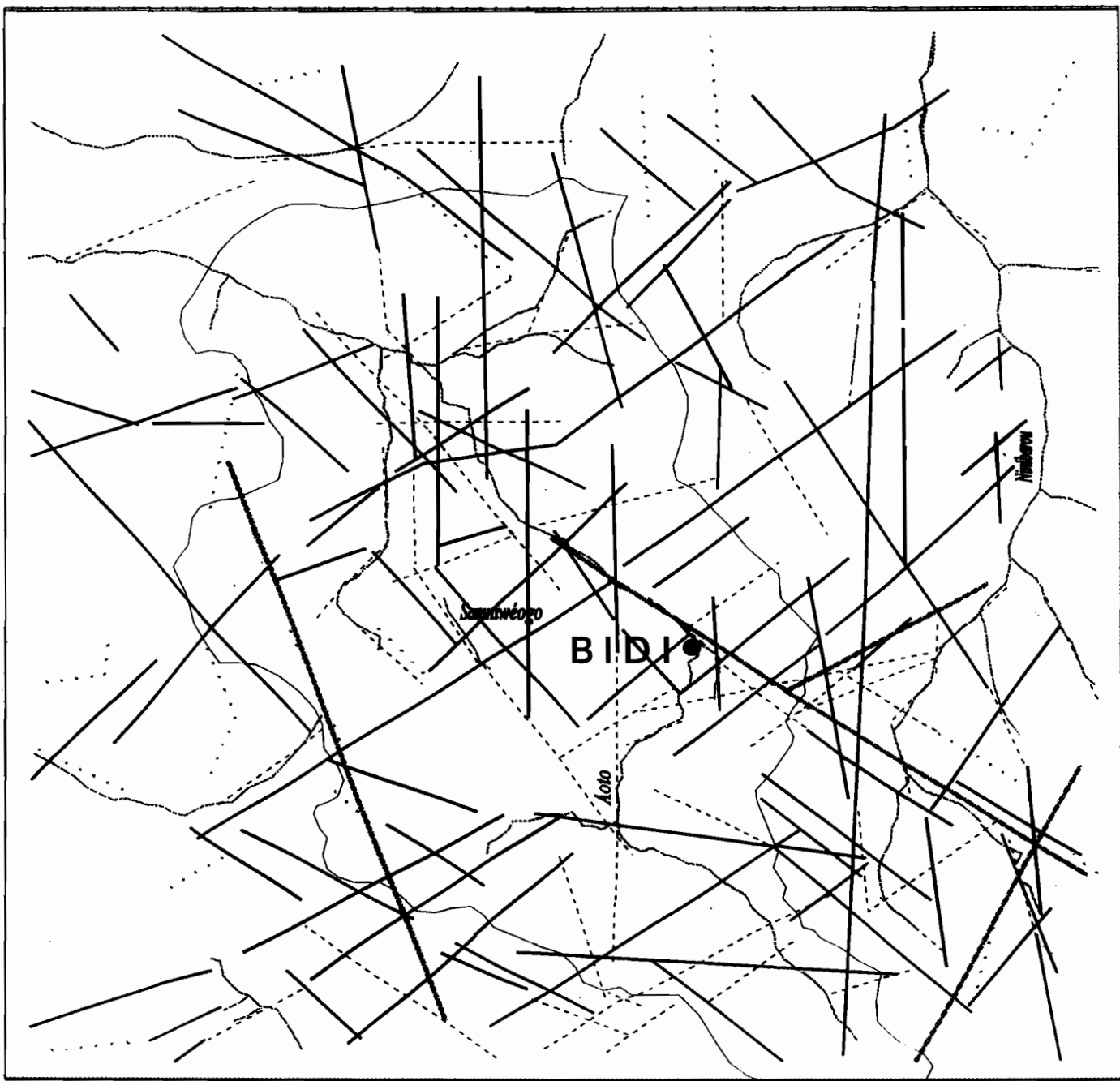
Le tracé des linéaments en trois types a porté sur des extraits de la scène SPOT1 051-322 couvrant la zone d'étude (images de juillet 1988, émulsions photographiques couleurs de décembre 1987 à l'échelle 1/80 000 et d'octobre 1986 à l'échelle 1/200 000) et sur un jeu de photographies aériennes (mission IGB 84 066B de décembre 1984) à l'échelle 1/50 000. Des rosaces directionnelles de fréquence et de longueur cumulée des linéaments ont été dressées.



Dimension image : 20,48 x 20,48 km

Figure 15 : Image satellitaire SPOT XS de la région de Bidi en composition colorée RGB-132 avec étalement linéaire de contraste (extrait de la scène 051/322, juillet 1988)

Traitement réalisé à l'aide du logiciel EASI/PACE (v5.0) et CorelDraw (V5.0).

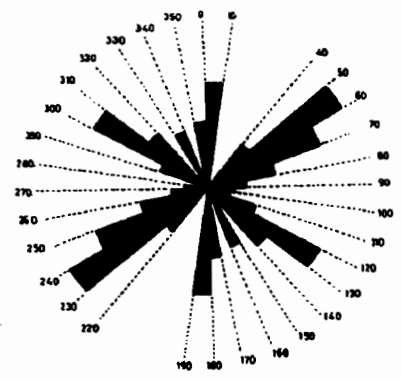


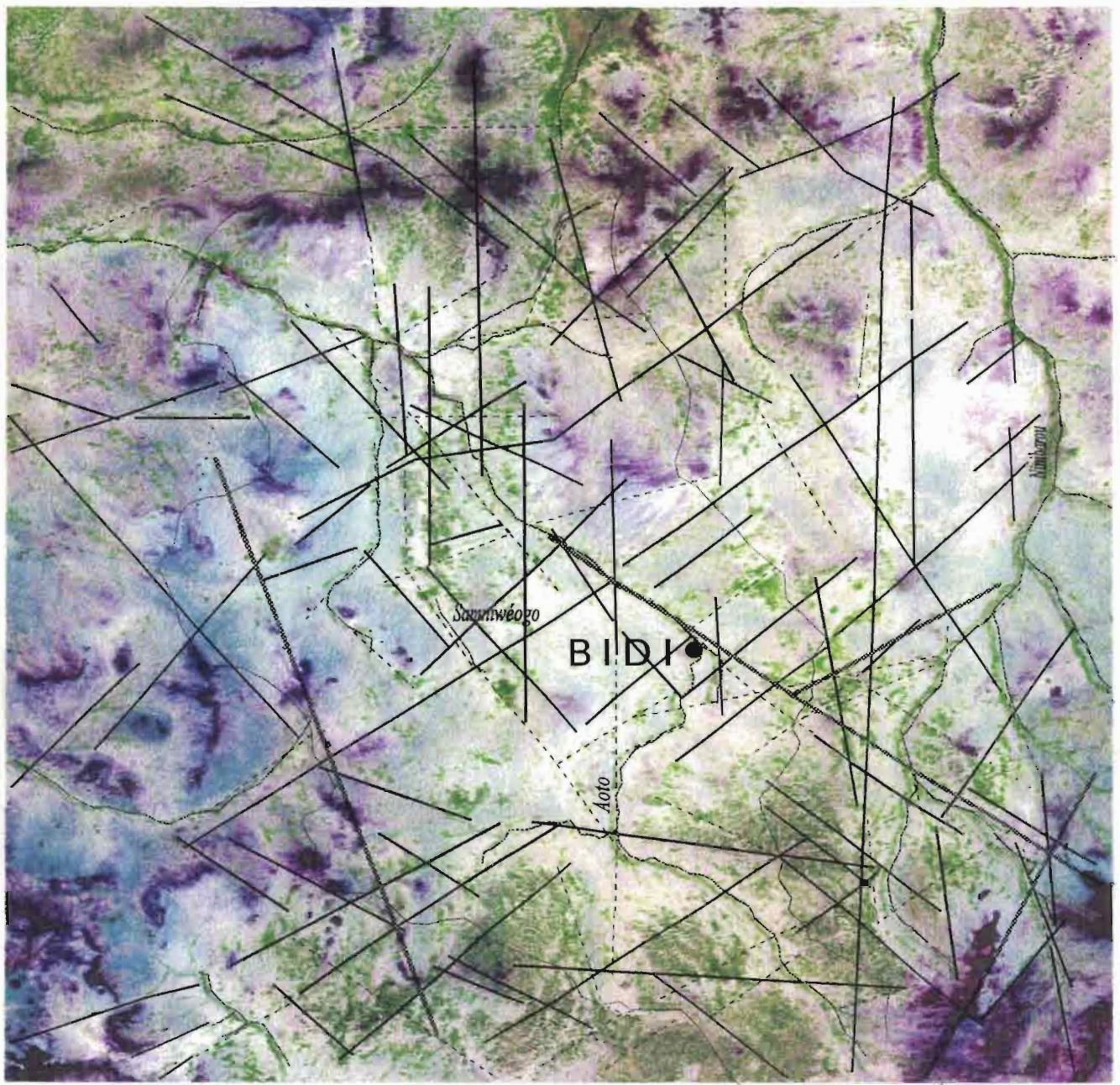
0 — 2 km

Figure 17 : Carte linéamentaire de l'image SPOT XS (juillet 1988) de la région de Bidi

Légende :

- Types de linéaments : A - - - - - B ——— C ·····
- Zone de cisaillement ————
- Réseau hydrographique ————
- Contour du bassin versant ————





0 2 km

Dimension image : 20,48 x 20,48 km

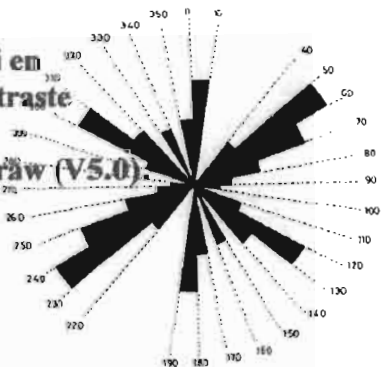
Figure 15 : Image satellitaire SPOT XS de la région de Bidi en composition colorée RGB-132 avec étalement linéaire de contraste

(extrait de la scène 051/322 du 11 juillet 1988)

Traitement réalisé à l'aide du logiciel EASI/PACE (v5.0) et CorelDraw (v5.0).

Légende :

- Types de linéaments : A - - - - - B ——— C ·····
- Zone de cisaillement ~~~~~
- Réseau hydrographique ———
- Contour du bassin versant - - - - -



La carte satellitaire SPOT à l'échelle 1/200 000 en projection de type Lambert a été recalée sur un fond de carte IGN à l'échelle 1/200 000 en projection MTU. Les directions de linéaments sont donc comparables entre les différentes cartes utilisées.

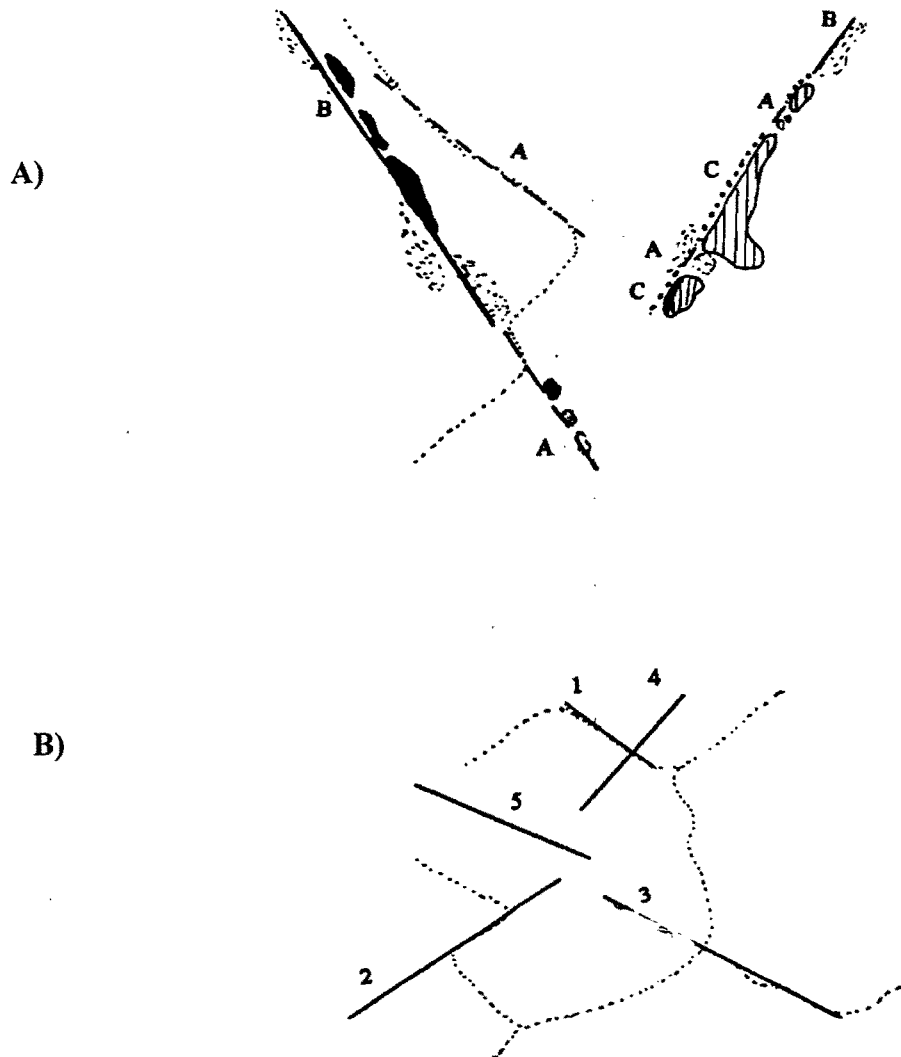


Figure 16 : Classification des linéaments en différents types

a) Types de linéaments définis dans le cadre de cette étude :

*A-alignements de végétation, B : contraste de tonalité et de texture,
C : corniches de cuirasse latéritique*

b) Types de linéaments distingués dans le cadre du programme
d'hydraulique villageoise Yatenga-Comoé (Ministère de l'eau, 1988)

L'étude linéamentaire de toutes les photographies aériennes (et non d'une photo sur deux comme c'est souvent le cas) a été faite d'abord à l'oeil nu ; puis, ce travail a été vérifié et complété par un tracé au stéréoscope à miroir. Cette technique a pour but d'homogénéiser l'interprétation entre le milieu et les rebords de la photo. Une mosaïque contrôlée des photographies aériennes couvrant la zone d'intérêt a été recalée sur un fond de la carte topographique au 1/50 000 (feuilles IGB de Koumbri, de Thiou et de Banh).

Les données angulaires et de longueur des linéaments sont ensuite présentées sous-forme d'histogrammes en définissant des classes de directions. Les directions fréquentielles des linéaments sont ainsi déterminées. Dans le bassin de Bidi, les photos-linéaments ont servi au calcul de la perméabilité induite dans le bassin selon la théorie de Franciss (1970). Le bassin de Bidi, est subdivisé en 28 carrés de 2 500 m de côté, soit une superficie de 6,25 km² chacun (voir annexe II). Les valeurs de perméabilités induites trouvées sont valables au centre du carré. Nous avons réécrit le programme informatique qui nous a permis d'estimer les valeurs de perméabilités induites. Ce paramètre physique permet ainsi de caractériser l'aquifère de socle à partir des linéaments.

1-4 RECONNAISSANCE SUR LE TERRAIN DES ZONES DE BROUAGE DU SOCLE

Après l'identification indirecte des structures à même de contenir des aquifères de milieu de socle cristallin, vient ensuite la reconnaissance sur le terrain des structures identifiées. Les photographies aériennes et le fond cartographique à l'échelle 1/50 000 guident le repérage et le positionnement de ces structures. De façon plus directe et plus précise, nous avons utilisé d'une part les indices biologiques.

L'utilisation des indicateurs biologiques des zones de broyage consiste à la reconnaissance d'espèces végétales hygrophiles (*Diospyros mespiliformis*, *Ficus gnaphalocarpa*, *Piliostigma reticulatum*, *Myragina inermis*, *Tamarindus indica*, *Andropogon gayanus*) et des édifices de termitières épigées (*Macrotermes*). Ces espèces biologiques assurent leur développement grâce au stock d'eau présent dans les zones de broyage. Cette localisation des zones de broyage étant grossière, le recours à la géophysique est nécessaire.

2 - LA GÉOLOGIE STRUCTURALE

Depuis quelques années, les hydrogéologues ouest-africains manifestent un regain d'intérêt pour les investigations directes sur le terrain (Savadogo, 1984 ; Traoré, 1985 ; Nakolendoussé, 1991 ; Biémi, 1992). Les linéaments satellitaires et les photos-linéaments ne peuvent présenter une grande productivité que lorsqu'elles correspondent à des structures au sol accompagnées d'une microfissuration intense (Savadogo, 1984). C'est pourquoi, nous avons entrepris une étude systématique des microstructures des quelques affleurements du

massif granitique de Bidi ainsi que des roches encaissantes : filonnets et filons de quartz ou de pegmatites, failles décrochantes, failles avec rejet, zones de cisaillement. Les directions mesurées à la boussole ont été reportées sur un fond cartographique au 1/50 000 en tenant compte de la déclinaison magnétique prise égale à 5° Ouest en tout point de la zone d'étude. Le report des observations structurales est fait sur le même fond de carte topographique à l'échelle 1/50 000 que la géologie.

3 - LA GÉOPHYSIQUE

Les investigations géophysiques détaillées au sol sont utilisées pour identifier et caractériser les zones de broyage du socle cristallin. En milieu cristallin, les zones aquifères sont des structures discontinues qu'il faut identifier. La géophysique vient compléter les méthodes de localisation et de caractérisation des zones de broyage (linéaments, indices biologiques). Pour ce faire, les dispositifs d'investigations latérales (profils, traînés, layons) localisent les zones d'anomalies géophysiques le long d'un cheminement suivant des pas de mesures donnés ; la succession lithologique des terrains au droit des anomalies ainsi repérées est faite à l'aide de dispositifs d'investigation en profondeur (sondages géophysiques). Les tableaux en annexe III résument l'ensemble des travaux géophysiques réalisés dans le cadre de notre étude. Entre 1993 et 1995, nous avons effectué une campagne géophysique utilisant des méthodes d'investigation latérales (traînés ou profils ou layons) ainsi que des investigations en profondeur. Les méthodes de prospection électrique et électromagnétique sont utilisées conjointement en vue d'optimiser leur efficacité dans la mise en évidence des structures pouvant intéresser l'hydrogéologie. Au total 12 profils électriques Schlumberger, 22 profils MaxMin (Max1), 4 layonnages EM16 et 25 sondages électriques verticaux de type Schlumberger, 5 sondages électromagnétiques de fréquences, 3 mesures rotatives au MaxMin.

Exposons ici, quelques principes de base des méthodes géophysiques utilisées.

3-1 L'ÉLECTROMAGNÉTISME

Il existe plusieurs méthodes basées sur le principe d'induction électromagnétique. Un champ magnétique primaire associé à un champ électrique alternatif i crée des courants de type Foucault au voisinage des corps conducteurs enfouis. Ces courants secondaires ainsi créés provoquent un champ secondaire, en déphasage avec le champ primaire et qui entre en interférence avec lui (Fig. 17). L'intensité de ce champ magnétique secondaire est d'autant plus grande que la résistivité est basse, la susceptibilité plus forte et la fréquence élevée.

Le champ résultant comprend une composante dite réelle qui est en phase avec le champ primaire (H_p) et une composante imaginaire en quadrature de phase avec le champ primaire. On appelle Inphase (IP) ou composante réelle le ratio H_s/H_p en phase et Outphase (OP) ou

composante imaginaire, le ratio H_s/H_p , lorsque le champ résultant est en quadrature de phase avec le champ primaire.

Le récepteur donne la valeur du rapport H_s/H_p correspondant à une onde vibrant en phase ou en quadrature par rapport au champ émis, et ce pour une fréquence donnée et pour une configuration donnée :

$$\frac{H_s}{H_p} (\%) \cong \frac{\omega \cdot \mu \cdot \sigma \cdot s^2}{4} \quad (14)$$

H_s/H_p : rapport des champs magnétiques secondaire et primaire à la bobine réceptrice (%), $\omega = 2 \cdot \pi \cdot f$, f = fréquence (Hz), μ : perméabilité électromagnétique du vide (Hy/m), σ : conductivité de la roche en (S/m), s : séparation des bobines en mètre.

Deux types d'appareillages de prospection électromagnétique pour la prospection géophysique des eaux souterraines ont été utilisés dans le cadre de cette étude : le MaxMin, le VLF. Le tableau suivant en donne les caractéristiques respectives.

Tableau 13 : Principes des méthodes électromagnétiques

| Emetteur | Hp | Type de courant | Récepteur | Technique |
|----------|---------------|-----------------|-----------|---------------------|
| fixe | par induction | alternatif | mobile | VLF (VLF-EM, VLF-R) |
| mobile | par induction | alternatif | mobile | MaxMin II (Apex) |

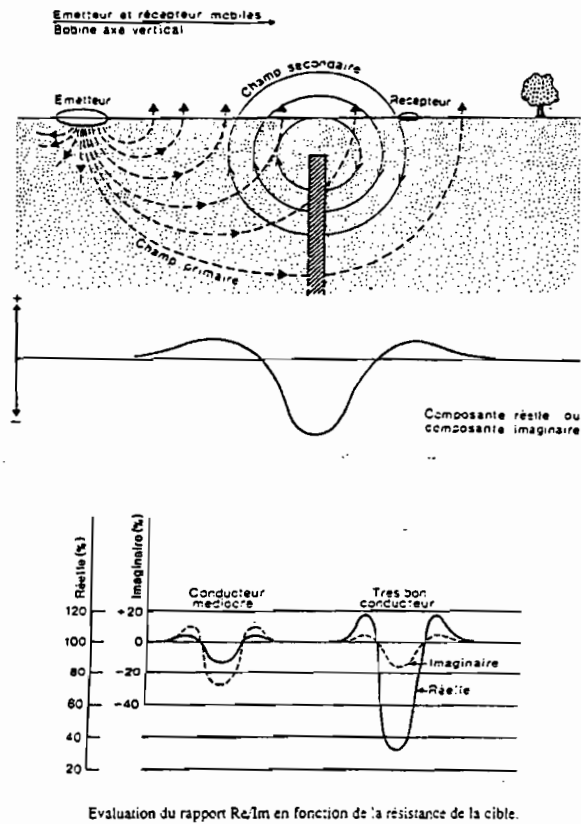


Figure 18 : Principe du bipôle électromagnétique (Meyer de S., 1991)

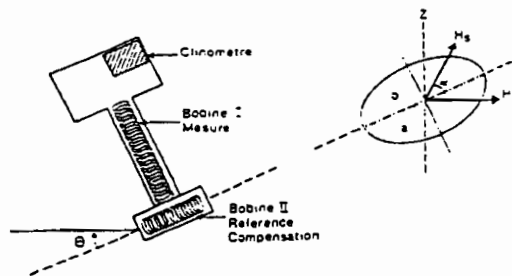


Figure 19 : Principe du VLF (Meyer de S., 1991)

Les appareillages utilisés dans le cadre de cette étude sont le MaxMin II de type bipôle électromagnétique et le VLF (EM16, fréquence = 16 000 hertz). Le VLF est utilisé en mode EM (VLF-EM) pour la mesure de composantes du champ électromagnétique (Inphase et Outphase) et pour la mesure de la résistivité apparente des terrains (VLF-R : mesure de la résistivité apparente).

3-1.1 Le MaxMin II (Apex)

Le MaxMin est le dispositif de type bipôle adapté aux recherches d'eau en zone aride (Meyer de S., 1991). Le courant électrique est généré par des batteries de 12 volts. Le champ primaire ainsi créé par l'émetteur ou le transmetteur (dont le poids total est de 15 kg) comporte huit fréquences modulables : 110, 220, 440, 880, 1760, 3520, 7040 et 14080 hertz. L'émetteur est relié au récepteur par un câble dont les longueurs sont de 50 ou 100 mètres. Le récepteur (avec un poids de 6 kg) mesure l'inclinaison du champ résultant (ou tilt) et les paramètres Inphase et Outphase en pourcentage, selon les fréquences d'émission. Un contrôle permanent de l'inclinaison de l'émetteur est possible afin d'obtenir un parallélisme parfait entre les bobines de l'émetteur et du récepteur. La lecture est directe et sans compensation nécessaire suivant le mode d'opération. Plusieurs modes opératoires du MaxMin II sont possibles (Max1, Max2, Min1, Min2) parmi lesquels deux ont été utilisés :

- Max1 : Les bobines du transmetteur en anneau et du récepteur tenu verticalement sont dans le même plan horizontal. Les axes de symétrie du récepteur et de l'émetteur doivent être dans le même plan, en vue d'assurer un meilleur couplage du dispositif.
- Max2 : Ce dispositif diffère du précédent, par le fait que les bobines de l'émetteur et du récepteur sont dans un plan vertical.

Dans la pratique, le MaxMin II est aussi bien un outil d'investigation latérale unidirectionnelle qu'un outil d'investigation en profondeur et peut être utilisé pour des mesures pluridirectionnelles (ou mesures rotatives) en une station donnée. En sondage électromagnétique de fréquences, on mesure les composantes Inphase et Outphase pour des fréquences variables et cela permet de rendre compte de la structure en profondeur du sous-sol. Il s'agit d'un sondage vertical, identique par son principe, au sondage électrique vertical. Concernant les mesures rotatives au MaxMin, pour une fréquence donnée, des mesures successives sont effectuées par rotation au point de stationnement selon un écart angulaire constant (5°, 10° ou 20°). Ce dispositif permet de déterminer la direction d'une anomalie conductrice mise en évidence par les investigations latérales. Cette direction est mieux identifiée par la composante en quadrature avec le champ primaire.

3-1.2 Le VLF (EM16, Geonics, Canada)

Le champ magnétique primaire émis par une source lointaine (stations d'émission en direction de sous-marins nucléaires ; Fig. 19) est une onde plane et horizontale ; le champ électrique est vertical. Le dispositif de mesures est constitué seulement d'un récepteur portatif. Pour un traîné à l'aide du VLF (lagon), on détermine la direction de l'émetteur qui doit être perpendiculaire aux structures recherchées, en vue d'un meilleur signal de l'anomalie. En pratique, le signal sonore minimal du récepteur, obtenu par un balayage de 180° autour en un point, détermine la direction de la station émettrice et celle du profil à exécuter.

Les mesures électromagnétiques d'investigation latérale sont illustrées par :

- des diagrammes distances / valeurs mesurées qui sont représentés grâce à un tableur (Excel) ;
- des graphiques fréquence/phase, en utilisant un tableur classique.

Pour le sondage électromagnétique de fréquence, le dépouillement nécessite l'ordinateur. La détermination des modèles de terrains est fastidieuse sans l'ordinateur. Dans notre cas, le logiciel EMIXMM est utilisé.

3-2 L'ÉLECTRIQUE

Le dispositif électrique (méthode des résistivités) est le plus le plus utilisé des techniques géophysiques pour la prospection hydrogéologique. On injecte du courant continu d'intensité i dans le sol à l'aide d'électrodes en acier A et B. On mesure la différence de potentiel (ΔV) entre les points M et N. La résistivité apparente du terrain (ρ_a) est donnée par la formule :

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{i} \quad (15)$$

avec $K = \pi/(AM \cdot AN / MN)$. Les deux dispositifs utilisés sont le traîné électrique pour l'investigation latérale (positionnement des anomalies résistantes et conductrices, $AB=180$ m, $MN=20$ m) et le sondage électrique vertical pour l'investigation en profondeur ($AB/2$ varie de 1,5 à 500 m, $MN/2$ de 0,75 à 50 m)- Fig. 20.

Les données de prospection latérale (profils électriques) sont traitées et mises en forme par l'intermédiaire d'un tableur (Excel). Le traitement des sondages électriques est réalisé par logiciel SEV (Geostudi, Italie). Des modèles de terrains sont proposés et le programme procède à une simulation et une optimisation du modèle jusqu'à avoir le meilleur écart standard entre les valeurs expérimentales et les valeurs simulées.

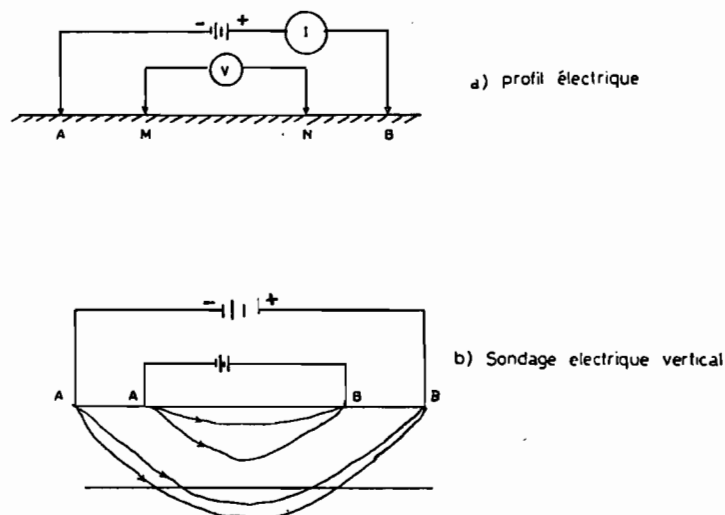


Figure 20 : Dispositif de mise en oeuvre de la méthode électrique des résistivités (type Schlumberger)

4 - LA PIÉZOMÉTRIE

De nombreuses mesures du niveau des nappes ont été faites de 1984 à 1990 pour les puits de bas-fonds entre Gourga et Amené (Lamachère et Ouédraogo, 1991). De 1993 à 1995, nous avons complété et étendu ces observations aux puits de plateau recensés dans le secteur de Samené. A partir d'une même cote de référence, les margelles de ces puits ont fait l'objet d'un nivellement (Fig. 21) ainsi que celles de quelques puits le long du bas-fond et au milieu du bassin de Bidi (Torobé) qui servent de recalage des niveaux relatifs des nappes pour la même période d'observation.

5 - L'HYDROCHIMIE

Le dosage des éléments chimiques et bactériologiques des échantillons d'eau des ouvrages de captage permet de déceler les risques que la consommation de ces eaux peut causer sur la santé des populations. Ainsi, nous avons effectué quelques analyses chimiques des ions majeurs et de l'arsenic contenus dans les eaux provenant de nappes différentes (nappe des alluvions, nappes des altérites latéritiques, nappe de granite ou schiste fissuré) en compléments des analyses antérieures (Coulibaly, 1992) sur des eaux de puits et forages le long du bas-fond de Bidi. Ces paramètres permettent de caractériser les aquifères en fonction de propriétés physico-chimiques des eaux qui les imbibent.

Les premiers échantillons d'eau ont été analysés au laboratoire de chimie de l'E.I.E.R.. Les prélèvements de 1995 ont été analysés au laboratoire d'hydrogéologie de l'université de Ouagadougou et les résultats des analyses ont été contrôlés au laboratoire de chimie de l'E.I.E.R.

En vue de mieux comprendre l'extension des troubles urinaires et gastriques qui sévit dans la région en saison sèche et la liaison possible avec la disponibilité et la qualité de l'eau, une enquête a été exécutée à la direction provinciale de la santé du Yatenga d'une part, et au poste de santé de Bidi d'autre part, sur le nombre de malades recensés entre 1990 et 1993. La répartition au cours de l'année des cas signalés et une comparaison avec les autres maladies endémiques sont effectuées.

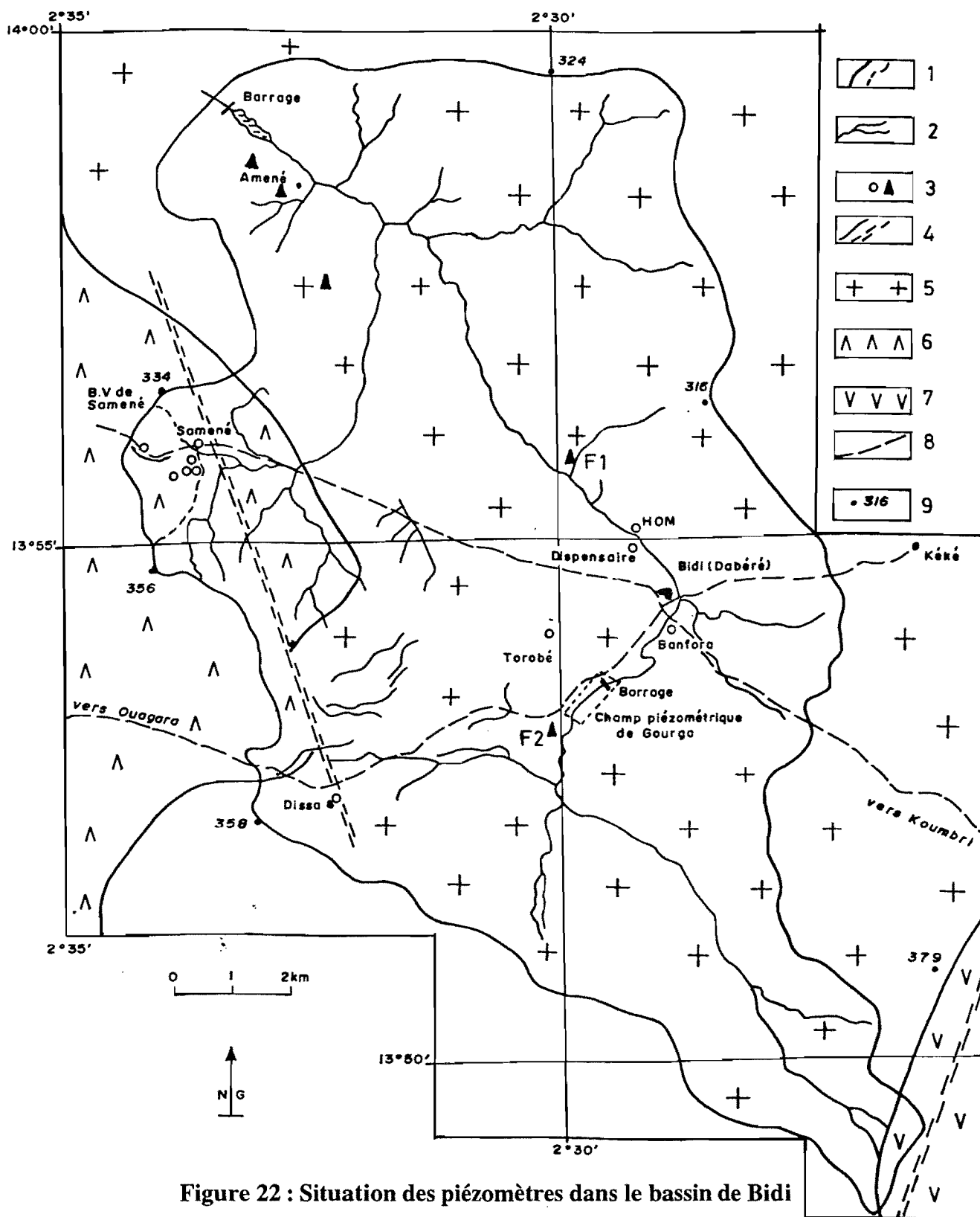


Figure 22 : Situation des piézomètres dans le bassin de Bidi

Légende : 1-limite du bassin de Bidi (trait plein) et du petit bassin de Saméné (tiretés) ; 2-réseau hydrographique ; 3-puits villageois (cercle ouvert) et forage (triangle plein) ; 4-contour géologique (trait continu) et zone de cisaillement (double trait) ; 5- massif granitique de Bidi ; 6-unité volcano-sédimentaire ; 7-unité volcanique ; 8-piste ; 9-point coté

6 - LES ÉTATS DE SURFACE DU SOL

L'étude du comportement hydrodynamique des sols par la cartographie des états de surface a été développée par les hydrologues de l'Orstom. Dans le cadre de notre étude, les états de surface nous donnent des renseignements précieux par corrélation entre l'infiltration superficielle et le drainage profond.

Dans la zone de Bidi, les travaux de cartographie des états de surface ont été menés en deux stades. Au stade extensif, grâce à l'imagerie satellitaire SPOT, par traitement numérique (classification supervisée), Zongo (1993) qui a défini 12 états de surface à partir d'une carte de la végétation de la région de Bidi. Au stade intensif, de nombreuses études sectorielles par description des états de surface ont été menées (Guillet, 1991, Serpantié *et al.*, 1988). Dans le petit bassin de Samené, nous avons établi une carte d'occupation du sol à partir des photographies aériennes à l'échelle 1/50 000 agrandies au 1/10 000 (champs de cultures, jachères, zones dégradées) et effectué la reconnaissance détaillée des états de surface du sol sur le terrain. La description a été faite à l'aide de lignes de 20 m de large sur des longueurs allant de 160 à 400 m. Une estimation des paramètres du bilan hydrique du sol (ruissellement et infiltration) est obtenue grâce aux formules établies par Casenave et Valentin (1989) à l'aide du simulateur de pluies pour chaque sol. L'objectif recherché est de montrer la variabilité de l'infiltration à partir de la surface grâce aux formules hydro-pluviométriques établies par Casenave et Valentin (1989) et par Lamachère *et al.* (1994) à l'aide du simulateur de pluies sur des parcelles de sol d'un mètre carré. Une confrontation entre l'estimation de la lame infiltrée et le drainage profond à partir des fluctuations de la nappe sera faite. Pour ce faire, nous disposons comme dispositif de mesures, un réseau d'observation du battement des nappes (cinq puits villageois et un puits busé) qui est couplé à un dispositif hydro-climatologique (Fig. 22) comprenant trois pluviomètres standards, un pluviographe hebdomadaire à augets basculants et un limnigraphe. Les données de température, d'insolation et d'humidité sont recueillies à la station climatologique de Bidi à 7 km plus à l'Est. La relation de régression établie entre les stations de Bidi/Nayiri et Bidi/Samniwéogo permet d'estimer la pluie tombée à Samené. La valeur d'ETP décadaire en 1995 à Samené, sera déduite à partir de la relation de corrélation entre les valeurs d'évapotranspiration potentielle disponibles pour Bidi/Nayiri de 1988 à 1990 avec celles de Ouahigouya pour la même période.

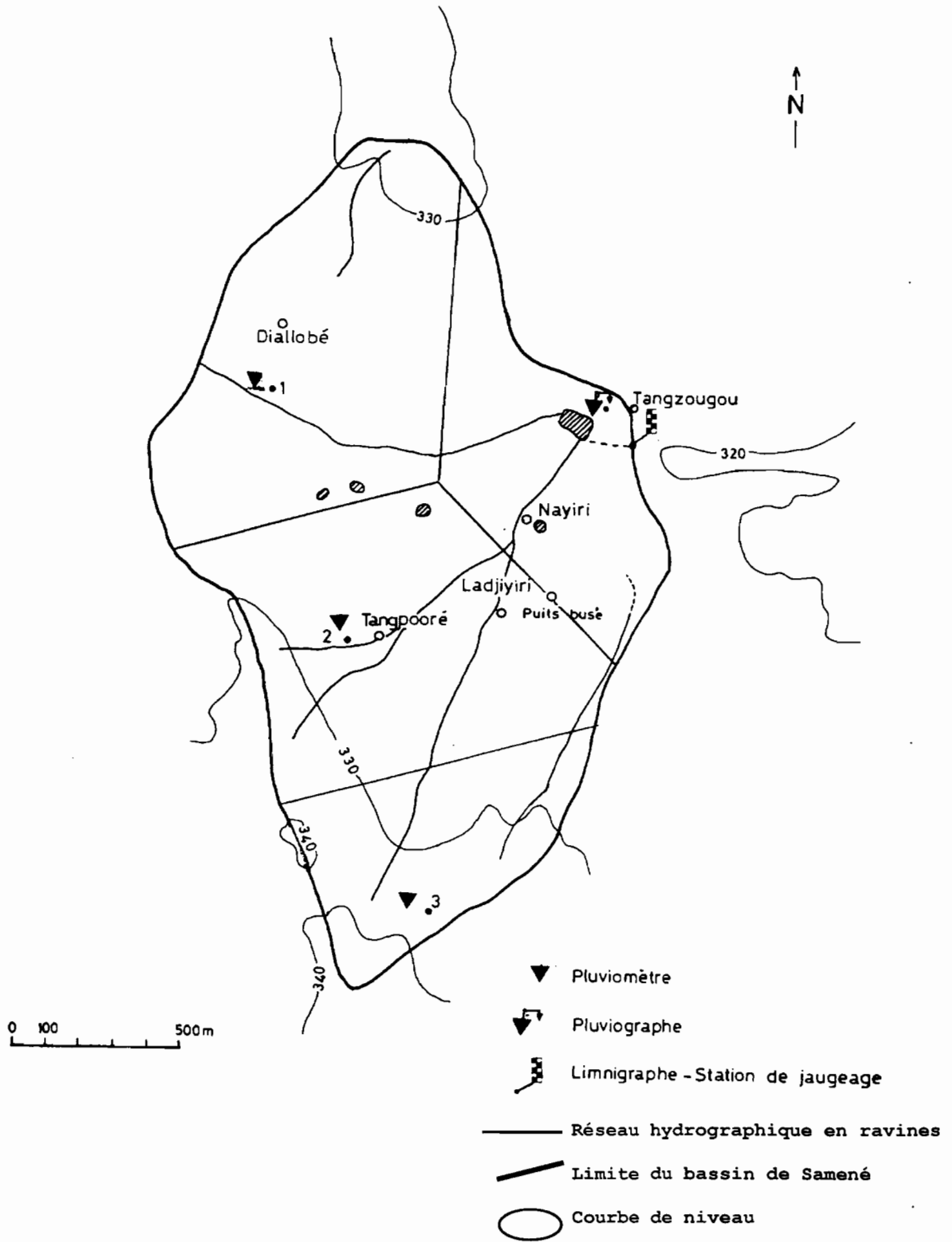


Figure 22 : Dispositif de mesures hydro-pluviométrique et piézométrique dans le petit bassin de Samené

CONCLUSION

Les méthodes d'investigation utilisées conjointement participent à la meilleure connaissance de la géologie, de la fracturation et des caractères géométriques, physiques et hydrochimiques des aquifères de la région de Bidi. Ces méthodes permettent de :

- localiser les aquifères : étude linéamentaire, géologie structurale, identification des indices biologiques ; prospection latérale en géophysique ;
- caractériser les aquifères : prospection géophysique en particulier les sondages, hydrochimie, piézométrie, perméabilité induite. Des travaux bibliographiques sur des essais de débits et sur la pédologie permettent de mieux caractériser les aquifères ;
- évaluer la recharge des aquifères : fluctuations piézométriques, ratios entre des concentrations ioniques d'eau, états de surface du sol, mesures hydro-pluviométriques, nivellement.

Les chapitres suivants présentent les résultats de nos investigations.

CHAP. VII - L'HYDROGÉOLOGIE STRUCTURALE : RÉSEAU LINÉAMENTAIRE ET MICROSTRUCTURES DE TERRAIN

Ce chapitre traite de la fracturation du substratum pouvant donner un potentiel hydraulique aux roches, à travers une étude à deux échelles : une étude indirecte à petites échelles permettant d'identifier le réseau linéaire sur différents supports (images satellitaires SPOT, photographies aériennes) ; une étude complémentaire sur le terrain par des mesures microstructurales sur affleurements rocheux.

Dans la région de Bidi, nous décrivons les structures de déformations tectoniques visibles sur les affleurements rocheux et nous tenterons de comprendre leur importance hydrogéologique.

1- TECTONIQUE RÉGIONALE

Pendant l'orogénèse éburnéenne, le bouclier Baoulé-Mossi appartenant à la dorsale de Man, a été affecté par des contraintes dont les axes majeur et mineur correspondent à des directions N05 et N95°E responsables de failles décrochantes. Ces failles sont d'orientation N120-130°E et suivent certains cours d'eaux (CIEH-BGR, 1983).

L'orogénèse éburnéenne est caractérisée par des discontinuités partageant le noyau Baoulé-mossi en trois blocs structuraux : les blocs A, B et C. Selon Joanes *et al.* (1989), les directions principales du bloc C (ou bloc Mossi) dans les sillons birimiens sont d'orientation NE-SO ; il faut ajouter également les orientations NO-SE présentes dans le Nord du pays (Yatenga, Passoré, Sanmatenga) et les directions NNE-SSO caractérisant le bloc A ou bloc Baoulé selon la terminologie de Tagini (cité par Savadogo, 1984). Il faut enfin ajouter les orientations Nord-Sud qui sont plus redressées du sillon de Léo (bloc B).

La chronologie des événements tectoniques au cours de l'orogénèse éburnéenne s'articule comme suit (Hottin et Ouédraogo, 1975) :

- une direction N15° à N20°E d'une part, et une direction N100° à N120°E d'autre part, correspondant aux directions de fracturation du socle ancien. Les secondes directions sont bien marquées dans la région de Ouahigouya. Ces directions structurales ont précédé la mise en place des formations Birimiennes ;
- des intrusions de dykes de granodiorites ;
- de la formation de sillons ;
- un métamorphisme de degré faible ;
- des manifestations de type fissural avec des intrusions de dolérites.

Deux cycles orogéniques sont distingués dans l'orogénèse éburnéenne (Tempier *et al.*, 1986 ; Milési *et al.*, 1992) :

- le Burkinien, de style tangentiel, de 2 400 à 2 100 Ma, affectent les formations Dabakaliennes ;
- l'Eburnéen de 2 100 à 1 600 Ma affecte les formations Dabakaliennes et les formations Birimiennes (ensemble sédimentaire et magmatique). Trois phases de déformation affectent les formations Birimiennes :
 - . une D1 de style tectonique tangentiel,
 - . une D2 liée à des cisaillements transcurrents sub-méridiens sénestres et
 - . une D3 marquée par des décrochements ENE-OSO dextres.

2 - ETUDE LINÉAMENTAIRE

L'interprétation des linéaments a consisté à les classer suivant des directions fréquentielles et selon leur longueur cumulée suivant ces classes. Par la suite, nous dégagons la relation des linéaments avec le réseau hydrographique et avec les directions structurales régionales connues. L'analyse est faite suivant les trois types de linéaments distingués.

2-1 ANALYSE DU RÉSEAU LINÉAMENTAIRE

2-1-1 Importance statistique de chaque type de linéaments

Le nombre des types de linéaments suivant une direction donnée varie selon l'échelle du document interprété.

- A l'échelle régionale: les images SPOT RGB 321 au 1/200 000 et au 1/80 000 donnent une bonne appréciation de la fracturation régionale du fait qu'elle couvre une grande superficie. A cette échelle, les linéaments de type A (linéaments de végétation) sont plus nombreux que les types B (contraste de tonalité et de texture) et C (corniches de cuirasse latéritique). Les cartes satellitaires SPOT couvrent à peu près la même zone, alors que l'importance statistique des types de linéaments est très différente. Les traitements réalisés sur l'image multibande (composition colorée RGB-132 et étalement linéaire de contraste), mettent davantage en évidence les linéaments de type B.
- A l'échelle du bassin versant de Bidi : les photographies aériennes au 1/50 000 montrent que les types A et B (alignements de végétation et contraste de tonalité et de texture) sont plus nombreux (respectivement 78 et 20 %) par rapport au type C représentant les corniches rectilignes de cuirasses (2 % seulement), Fig. 23. Cette différence est sans doute liée au faible nombre de reliefs dans la zone concernée (les aires granitiques sont plus répandues). Les granitoïdes occupent 91 % de la superficie

du bassin de Bidi. Le nombre relatif des types de linéaments est lié à l'échelle d'observation, laquelle est en liaison étroite avec la nature géologique du substratum.

Le type de linéament A semble être plus représenté sur substratum granitique, alors que les types B et C sont plutôt prépondérants sur substratum volcano-sédimentaire et volcanique. L'échelle de travail comportant une plus ou moins grande couverture d'une unité géologique donnée va influencer sur la représentativité des types de linéaments. Ainsi, le pourcentage en nombre des linéaments du type A passe de 44 à 36 % respectivement pour la carte SPOT au 1/200 000 et pour l'image SPOT multibande (la résolution spatiale de l'image multibande XS est de 20 m et la résolution de l'écran est de 1024 pixels par 1024 lignes), alors que le type A représente 80 % des linéaments sur les photographies aériennes au 1/50 000 couvrant le bassin de Bidi.

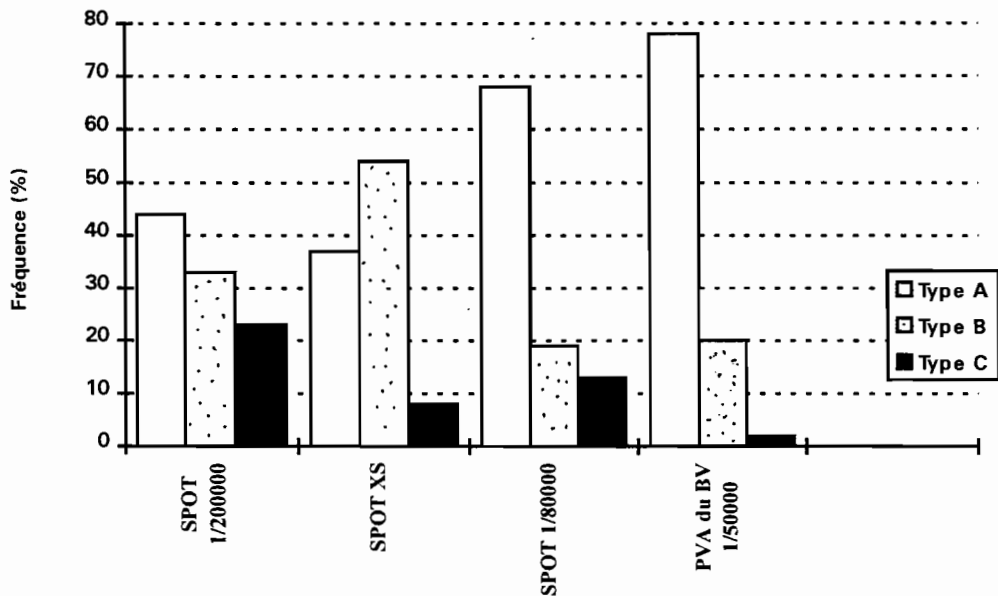


Fig. 23 : Fréquence numérique des types de linéaments selon les supports utilisés ;

PVA du BV : photographies aériennes du bassin versant de Bidi

2-1-2 Directions structurales mises en évidence

Des classes directionnelles de 10° en 10° des trois types de linéaments ont été établies et présentées sous forme de rosaces et d'histogrammes. Les directions linéamentaires prédominantes dépendent de l'échelle et du type de document analysé.

Une comparaison directe de ces résultats serait hasardeuse du fait des différences d'échelle des supports de travail utilisés. Néanmoins, quelques faits d'observations peuvent être relevés dans chaque cas. En effet, l'étude statistique des directions des

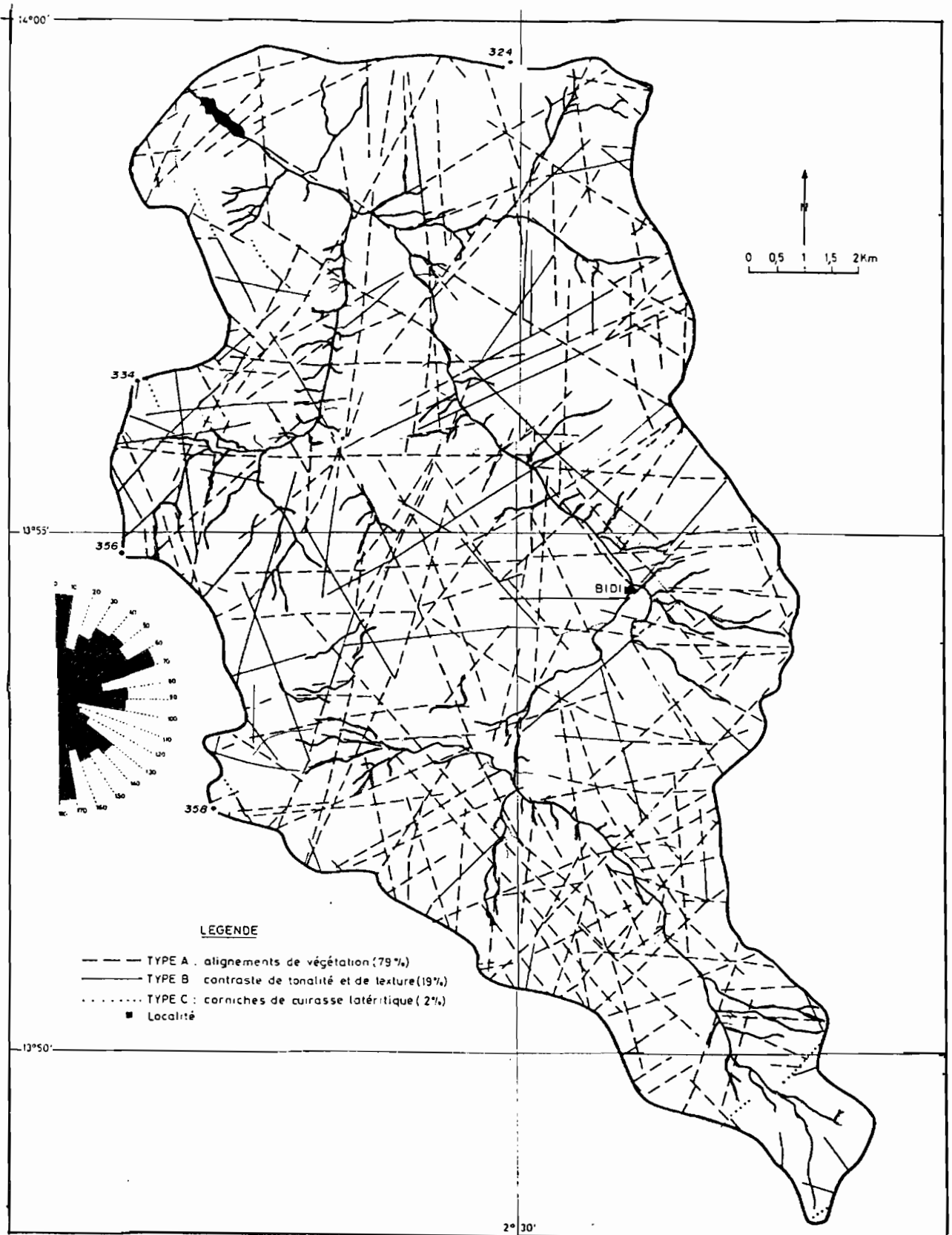


Figure 24 : Carte des photos-linéaments du bassin versant de Bidi et rosace linéamentaire correspondante

photos-linéaments et de la carte satellitaire SPOT du 1er décembre 1986 par des classes de 20°, montre la prédominance de la direction NE et de la direction complémentaire SE (Tab. 14). Par ailleurs, sur l'image SPOT multispectrale, trois directions majeures se distinguent : NE, SE, et NS. Le type A domine dans les directions NE comme le type B, et les directions SE sont largement représentées par les linéaments des types B et C.

Tableau 14 : Directions fréquentielles des types de linéaments

| Documents interprétés | Type A | Type B | Type C |
|---|-------------------|--|----------------------------|
| Carte SPOT au 1/200 000 | N50-70°E | N120-140°E | N0-10°E |
| Image SPOT XS | N50-70°E ; 0-10°E | N50-70°E ; N120-140°E ; N170-190°E | N120-130°E ; N170-190°E |
| Carte SPOT au 1/80 000 | N50-70°E ; 0-10°E | N60-70°E ; 120-130°E ; N160-190°E | N160-190°E ; N120-130°E |
| Photographies aériennes du bassin versant de Bidi au 1/50 000 | N30-40°E ; 0-10°E | N30-40°E ; N150-160°E | N120-130°E |

Compte tenu des limites du logiciel EASI/PACE v5.0, nous avons utilisé le logiciel de traitement numérique d'images satellitaires Planètes (logiciel Orstom) pour l'application de filtres directionnels. Les résultats de ces filtres directionnels sont très délicats à interpréter du fait de l'altération importante des roches Birimiennes (Savadogo *et al.*, 1991) ; toutefois, l'application sur les canaux XS du filtre de type SOBEL avec une matrice carrée 5 X 5 (Tab. 15), a permis d'identifier des directions Sud-Est suivant le lit du bas-fond de Bidi, des directions Nord-Ouest ainsi que des directions sub-méridiennes décrochant celui-ci (Koussoubé et Lemieux, 1993). Il s'agit des matrices suivantes :

Tableau 15 : Matrices 5X5 des filtres de type SOBEL

| <i>directions Est-Ouest</i> | | | | | <i>directions Nord-Ouest</i> | | | | | <i>directions Nord-Sud</i> | | | | |
|-----------------------------|----|---|---|---|------------------------------|----|----|----|----|----------------------------|----|----|----|----|
| -1 | -2 | 0 | 1 | 1 | 3 | 2 | 2 | 1 | 0 | -1 | -2 | -3 | -2 | -1 |
| -2 | -3 | 0 | 3 | 2 | 2 | 4 | 3 | 0 | -1 | -1 | -3 | -4 | -3 | -2 |
| -3 | -4 | 0 | 4 | 3 | 2 | 3 | 0 | -3 | -2 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| -2 | 3 | 0 | 3 | 2 | 1 | 0 | -3 | -4 | -2 | 1 | 3 | 4 | 3 | 1 |
| -1 | -1 | 0 | 1 | 1 | 0 | -1 | -2 | -2 | -3 | 1 | 2 | 3 | 2 | 1 |

2-1-3 Longueur des linéaments

Les longueurs cumulées des différents types de linéaments varient dans le même sens que les fréquences directionnelles par classes de 10 en 10°. Plus les linéaments sont nombreux dans une classe, plus leurs longueurs cumulées sont grandes ; la corrélation entre la longueur et le nombre de linéaments de l'image SPOT multibande est bonne avec un R^2 de 0,86 (Fig. 25). Sur l'image SPOT multibande, les linéaments les moins nombreux et les moins longs sont dans les directions allant de 20 à 50°E. La classe linéamentaire 50-60°E contient les linéaments les plus nombreux et les plus longs, surtout parmi les types linéamentaires B et C. Les linéaments de types B présentent une meilleure corrélation entre la longueur et la fréquence directionnelle ($R^2 = 0,86$). Les types A et C sont plus dispersés et contribuent à diminuer la corrélation. Dans la classe 0-10°E, les linéaments pris individuellement présentent des longueurs respectives plus grandes (plusieurs dizaines de kilomètres) par rapport à celles des linéaments des autres classes (Fig. 26).

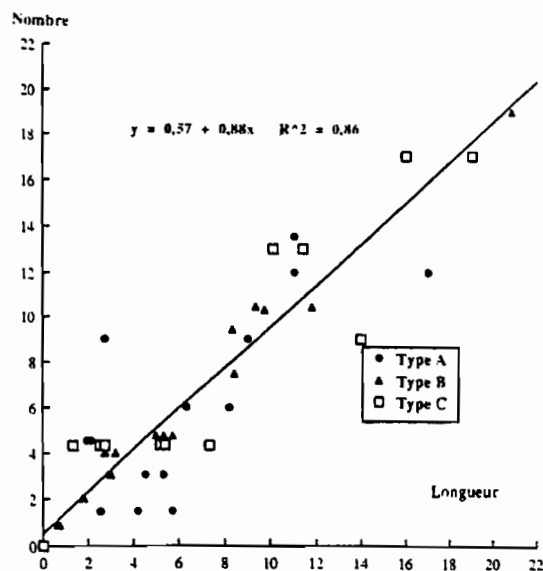
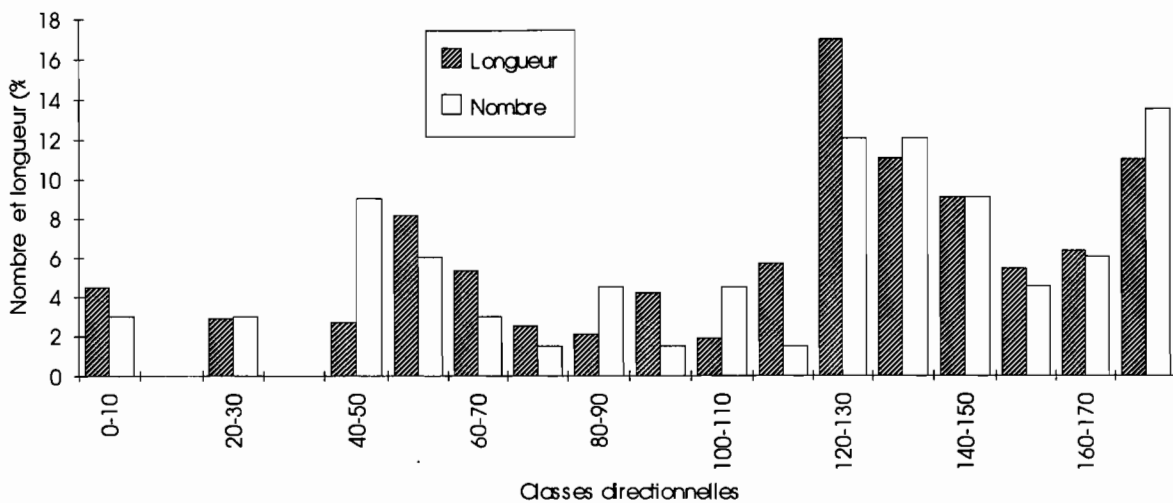
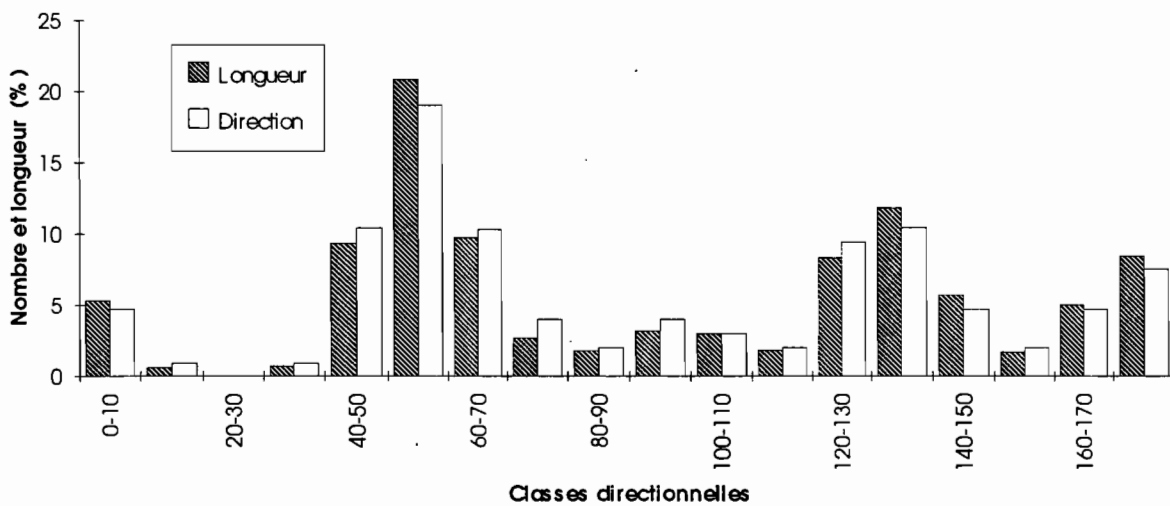


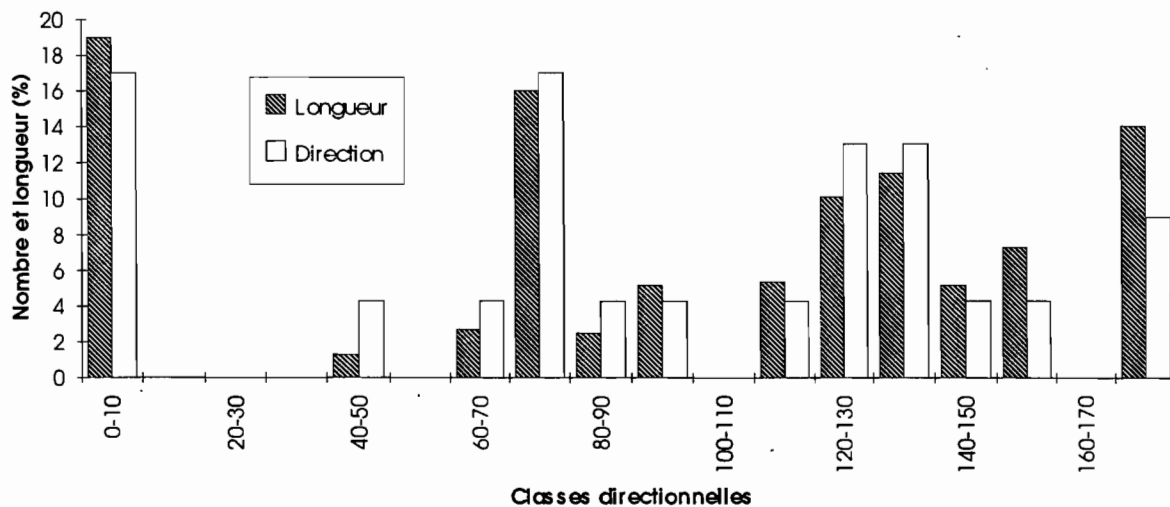
Fig. 25 : Corrélation entre la longueur et la fréquence numérique des linéaments par classes de directions (10 en 10 degrés) : le nuage de points définit une droite de $R^2 = 0,86$



A)



B)



C)

Figure 27 : Longueurs cumulées et nombre des linéaments satellitaires SPOT XS par classes directionnelles : A) type A ; B) type B ; C) type C

2-1-4 Densité de fracturation

L'analyse de la longueur cumulée des linéaments permet d'apprécier le taux de fracturation du substratum ou densité de fracturation ($d = \text{Longueur cumulée}/\text{superficie}$). Cette densité varie en fonction de l'échelle considérée. En effet, la carte des photos-linéaments à l'échelle 1/50 000 (Fig. 24) montre que la zone granitique a une plus forte densité de linéaments par rapport aux secteurs à substratum de roches encaissantes qui l'entourent. Cette densité est de 1,2 km/km² (Tab. 16) sur l'image SPOT multispectrale XS. Par contre, les photos-linéaments du bassin versant de Bidi indiquent une plus forte densité de fracturation (indice de fracturation de 3,3) dépassant le seuil de 2 km/km² établi par Scanvic (1971) sur des photographies aériennes à l'échelle 1/50 000 ; ce seuil est considéré comme indicateur d'une bonne fracturation.

Tableau 16 - Densité de fracturation à partir des linéaments de l'image SPOT de juillet 1988 et des photos-linéaments du bassin versant de Bidi

| | | Type A | Type B | Type C | Total |
|---|---|--------|--------|--------|--------------|
| Image SPOT multibande | Longueur cumulée (km) | 149,1 | 334,8 | 22,4 | 506,3 |
| | Densité (km/km ²) S=419km ² | 0,36 | 0,8 | 0,05 | 1,22 |
| Photographies aériennes du bassin de Bidi au 1/50 000 | Longueur cumulée (km) | 421 | 92 | 6 | 519 |
| | Densité (km/km ²) S=157km ² | 2,68 | 0,6 | 0,04 | 3,3 |

2-2 RELATION ENTRE LES AXES D'ÉCOULEMENTS SUPERFICIELS ET LES DIRECTIONS LINÉAMENTAIRES

Le réseau hydrographique dans notre zone d'étude sahélo-soudanienne est jalonné de végétation arborée et arbustive en témoigne le fait que sur toutes les différentes cartes linéamentaires établies, le réseau hydrographique suit bien les linéaments de type A (Fig. 17 et 24). La forme en baïonnette du réseau hydrographique marquée par les changements brusques de l'axe de drainage du bas-fond suivent les directions de faiblesses du socle que sont les fractures.

Souvent, les linéaments de type A s'alignent sur les types B et C. Ainsi, de telles structures linéamentaires, comme nous l'avons vu coïncident avec les directions tectoniques importantes montrant que des cours d'eau même inorganisés que sont les bas-fonds, s'articulent suivant des fractures d'importance régionale. En effet, c'est à la convergence de failles conjuguées ou au voisinage des failles (Fig. 27) que se rencontrent les zones altérées favorables à la naissance de bas-fonds (CIEH-Géohydraulique, 1978 ; Savadogo, 1984).

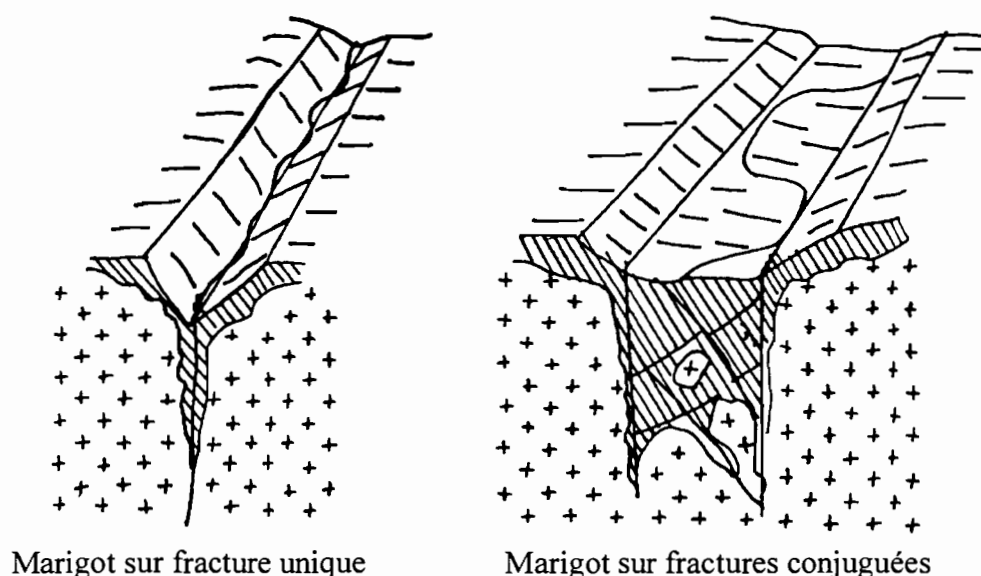


Figure 27 - Influence des fractures sur la géométrie et le mode de formation des bas-fonds (Engalenc, 1983)

Conclusion

L'étude linéamentaire apporte des éléments supplémentaires sur la géologie structurale dans le craton ouest-africain et sur l'hydraulique villageoise de la province du Yatenga. L'étude linéamentaire à des échelles variables montre des résultats complémentaires sur l'intensité de la fracturation et les directions structurales importantes à même d'être repérable sur le terrain. Les directions N120 à N135°E se rencontrent au niveau des linéaments de type A, B et C. Ces directions de linéaments décalent les cours d'eau et correspondent aux critères structuraux et hydrogéologiques pouvant servir de guides de prospection de forages à débits élevés. Notre démarche a montré la nécessité de la complémentarité entre les techniques analogiques et les techniques informatiques (méthodes automatiques de traitement des images satellitaires) pour l'identification du réseau de fracturation (linéament) qui doit guider les investigations de terrain (recalage avec les microstructures de terrain, contrôle géophysique). En outre, les linéaments peuvent caractériser l'aptitude du sol à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique, c'est-à-dire la perméabilité. Dans notre cas, il s'agira de déterminer par des formules mathématiques de traitement la perméabilité induite par les structures associées aux photos-linéaments.

2-3 LA PERMÉABILITÉ INDUITE PAR LES PHOTOS-LINÉAMENTS

2-3-1 Principe

Franciss (1970) propose une méthode d'exploitation des champs de fractures relevées en photographie aérienne qui est basée sur l'estimation des perméabilités en grand des massifs fissurés. Les hypothèses simplificatrices de cette méthode sont les suivantes :

- les fractures sont supposées sensiblement verticales pour permettre la simplification des calculs et le traitement du problème à deux dimensions ;
- l'épaisseur de la zone broyée, distance moyenne entre les deux lèvres de la faille, est proportionnelle à la longueur (L) de la fracture exprimée en mètre. Le problème de la mégafracture visible en image satellitaire peut être envisagée à deux dimensions parce que l'épaisseur de la croûte terrestre fracturée est très négligeable par rapport à son étendue. En général, cette épaisseur ne dépasse guère 100 m pour 10 km² de surface, autrement dit elle varie dans un rapport inférieur à 10⁻⁵. L'épaisseur de la zone broyée peut être considérée comme une fonction linéaire de la longueur apparente de la mégafracture et donnée par la formule :

$$e = CL \quad (15)$$

où *e* est l'épaisseur de la zone broyée (m) et *L*, la longueur du linéament correspondant (m) ; *C* est un coefficient de proportionnalité

2-3-2 Perméabilités induites par les fractures du bassin versant de Bidi

- Condition d'application de la méthode de Franciss

La méthode de Franciss (1970) n'est applicable qu'aux régions où le socle est affecté par les fractures verticales ou subverticales. Dans le bassin de Bidi, l'étude de la densité des pôles de fractures sur affleurement rocheux à l'aide de canevas de Schmidt montre des fractures verticales dans leur grande majorité (Fig. 28). Il ressort donc que la méthode de Franciss est tout à fait indiquée pour l'évaluation de l'hydraulicité des structures associées aux linéaments de la région de Bidi.

- Perméabilité hydraulique moyenne du bassin

La conductivité hydraulique (*K_f*) de Franciss est assimilable à la perméabilité hydraulique moyenne apparente caractérisant toute la surface étudiée. A partir de l'expression de la transmissivité dans une zone fracturée captée par un forage :

$$K_i = T_i = K_i e_i \quad (16)$$

T = transmissivité (m²/s) de la zone fracturée ; *e* = épaisseur de la zone ;
K_i = conductivité de la zone

Cette perméabilité moyenne apparente peut être obtenue par la relation :

$$K_f = \sum \frac{T_i}{e_i} \quad (17)$$

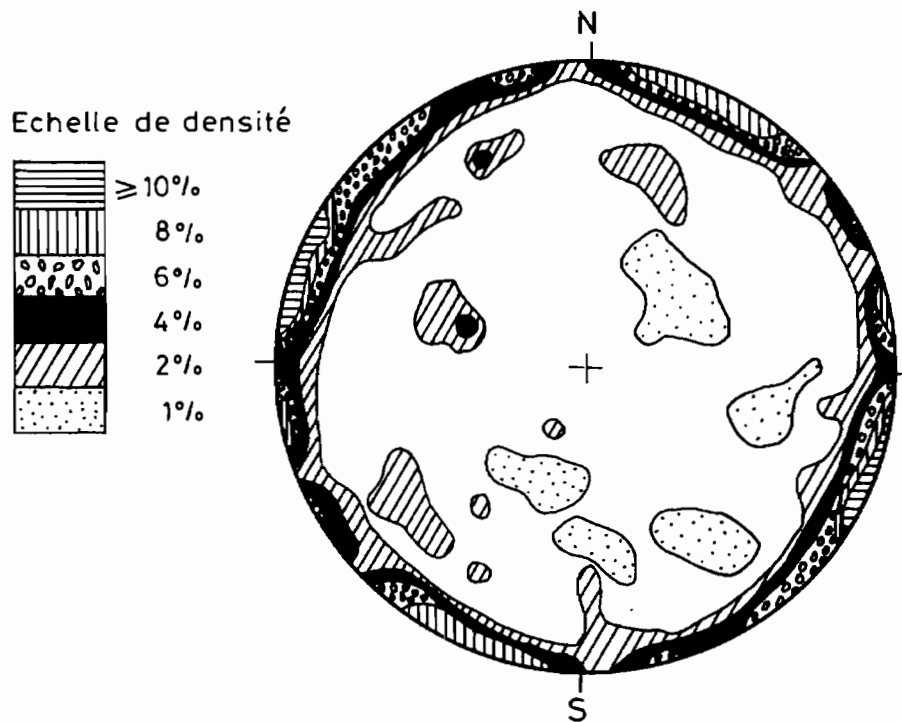


Figure 28 : Diagramme de densité des fractures sèches du massif granitique de Bidi projetées sur canevas de Schmidt (cercle inférieur)

Dans les forages à arrivées d'eau multiples, l'épaisseur de la zone fracturée est estimée à partir de la différence de profondeur entre la première et la dernière arrivée d'eau. L'application de cette méthode de calcul de la conductivité hydraulique moyenne, nécessite des travaux de terrain et du coefficient de proportionnalité C entre la longueur et l'ouverture des fractures.

- Perméabilité des sols de la région de Bidi

Selon Hillel (1974), la conductivité hydraulique est de l'ordre de 10^{-5} à 10^{-3} m/s dans des sols sableux alors qu'elle est comprise entre 10^{-9} et 10^{-6} m/s dans les sols argileux.

Pour le calcul de la perméabilité induite dans le bassin de Bidi, le paramètre Kf a été pris égal à $3,51 \cdot 10^{-5}$ m/s (valeur obtenue d'après les tests sur des forages en Côte d'Ivoire). Cette valeur traduirait mieux le contexte de l'aquifère souterrain. Elle est du même ordre que celle donnée par Savadogo (1984) sur la base des pompages d'essai de forages d'eau au Burkina Faso. Nous savons par ailleurs que les simulations de pluies sur des sols en jachères à graminées et légumineuses, et sur des sols cultivés et sarclés, montrent que les surfaces sarclées sont plus

perméables si les organisations superficielles de surface sont préservées. Ainsi, les surfaces encroûtées sont imperméables alors que les surfaces végétalisées ont une bonne capacité d'infiltration (Guillet, 1991). La conductivité hydraulique (K_f) varie en fonction de la morphologie (haut-versant, mi-pente, bas-versant) et donne une valeur moyenne de 179 mm/h ($5 \cdot 10^{-5}$ m/s).

- Le coefficient de proportionnalité C

Le problème du linéament peut être envisagé à deux dimensions parce que l'épaisseur de la croûte terrestre fracturée est très négligeable par rapport à son étendue. En général, cette épaisseur ne dépasse guère 100 m une superficie de 10 km², autrement dit elle varie dans un rapport inférieur à 10^{-5} . L'épaisseur de la zone broyée peut être considérée comme une fonction linéaire de la longueur apparente du linéament et donnée par la formule :

$$e = CL \quad (15)$$

avec e : épaisseur de la zone broyée (m) ; L : longueur apparente de la fracture sur photographie aérienne (m) ; C : coefficient de proportionnalité

Nous avons retenu la valeur C de 0,0038 trouvée par Biémi (1992) à partir du calcul des longueurs et des ouvertures de 1963 fractures répertoriées dans le bassin de la haute Marahoué.

- Calcul de la perméabilité induite

Le bassin de Bidi a été subdivisé en 28 cercles (en réalité, il s'agit de carrés de 2,5 km de côté). A l'intérieur de chaque carré équivalent par approximation à un cercle, nous avons déterminé manuellement le nombre total de fractures, la longueur individuelle et totale des fractures, et l'orientation cas par cas des fractures. L'angle mesuré suivant le sens trigonométrique de chaque fracture est donné en radians. Ces valeurs sont ensuite introduites dans un programme informatique écrit en Qbasic. Ce programme est inspiré de la version améliorée fournie gracieusement par Biémi, laquelle version a été adaptée à partir de celle qui a été élaborée par Franciss. Le programme donne ainsi les directions des perméabilités maximale et minimale (λ_1 et λ_2) et leurs valeurs respectives (K_1 et K_2).

Le tableau 17 présente les valeurs des paramètres calculés relatifs aux vingt huit (28) carrés couvrant l'ensemble du bassin versant de Bidi (voir annexe II). Les perméabilités moyennes (K_{moy}) varient entre 0,22 et $7,68 \cdot 10^{-7}$ m/s. Cet ordre de grandeur de la perméabilité est assez raisonnable compte tenu de l'échelle de travail qui est de 1/50 000, de la surface des cercles qui est relativement grande (6,25 km²) et de la densité de fracturation du bassin de Bidi. A titre de comparaison, à partir de photographies aériennes à l'échelle 1/50 000 et d'images satellitaires à l'échelle 1/200 000, la perméabilité moyenne est de l'ordre de 10^{-8} m/s dans le bassin de la Sissili (Savadogo, 1984).

Tableau 17 : Valeurs de perméabilités induites et leurs directions (bassin de Bidi)

| | N° de cercle | Nombre de fractures | λ_1 en ° | λ_2 en ° | K1 10^{-7} m/s | K2 10^{-7} m/s | K moy 10^{-7} m/s | K1/K2 |
|----|--------------|---------------------|------------------|------------------|------------------|----------------------|---------------------|-------------------|
| 1 | A1 | 10 | 8 | 98 | 1,390 | 0,250 | 0,821 | 5,57 |
| 2 | B1 | 12 | -45 | 45 | 6,310 | 0,482 | 3,400 | 13,09 |
| 3 | C1 | 11 | -27 | 63 | 2,850 | 0,750 | 1,800 | 3,80 |
| 4 | A2 | 19 | 39 | 129 | 2,360 | 0,129 | 1,240 | 18,30 |
| 5 | B2 | 18 | 3 | 93 | 4,030 | 0,299 | 2,170 | 13,49 |
| 6 | C2 | 14 | -6 | 84 | 4,100 | 0,199 | 2,150 | 20,61 |
| 7 | D2 | 20 | -3 | 87 | 3,750 | 0,619 | 2,190 | 6,06 |
| 8 | A3 | 17 | 5 | 94 | 2,980 | 0,583 | 1,780 | 5,11 |
| 9 | B3 | 17 | 37 | 127 | 4,030 | 0,169 | 2,100 | 23,90 |
| 10 | C3 | 14 | 43 | 133 | 3,750 | 0,438 | 2,100 | 8,57 |
| 11 | D3 | 10 | 28 | 118 | 0,815 | 0,012 | 0,413 | 69,75 |
| 12 | A4 | 10 | 9 | 99 | 3,930 | 0,263 | 2,090 | 14,94 |
| 13 | B4 | 14 | -23 | 67 | 7,680 | 1,480 | 4,580 | 5,20 |
| 14 | C4 | 16 | 25 | 115 | 1,400 | 0,012 | 0,756 | 14,69 |
| 15 | D4 | 17 | 20 | 110 | 0,223 | 0,053 | 0,138 | 4,18 |
| 16 | A5 | 17 | 41 | 131 | 4,480 | 0,432 | 2,460 | 10,38 |
| 17 | B5 | 13 | 36 | 126 | 4,620 | 0,147 | 2,390 | 31,40 |
| 18 | C5 | 14 | -26 | 64 | 6,020 | 0,567 | 3,290 | 10,61 |
| 19 | D5 | 12 | 26 | 116 | 1,700 | 0,089 | 0,895 | 19,17 |
| 20 | A6 | 20 | 0 | 90 | 4,680 | 1,400 | 3,040 | 3,33 |
| 21 | B6 | 13 | -11 | 79 | 4,430 | 0,811 | 2,620 | 5,46 |
| 22 | C6 | 16 | 14 | 104 | 5,220 | 0,748 | 2,980 | 6,98 |
| 23 | D6 | 13 | 25 | 115 | 3,2 | 0,24 | 1,75 | 13,22 |
| 24 | C7 | 12 | 38 | 128 | 3,39 | 0,183 | 1,79 | 18,52 |
| 25 | D7 | 19 | 24 | 114 | 3,52 | 0,371 | 1,95 | 9,49 |
| 26 | E7 | 9 | -43 | 47 | 1,43 | 0,161 | 1,48 | 8,90 |
| 27 | D8 | 18 | 36 | 126 | 0,614 | $5,49 \cdot 10^{-9}$ | 1,15 | $1,12 \cdot 10^8$ |
| 28 | E8 | 11 | 23 | 113 | 2,17 | 0,22 | 1,19 | 9,87 |

Dans le bassin de la Haute Marahoué en Côte d'Ivoire (même contexte géologique que le bassin de Bidi) la perméabilité moyenne est de l'ordre de 10^{-4} m/s (Biémi, 1992). Le bassin a été subdivisé en des cercles de 1,44 km² comprenant 62 linéaments satellitaires en moyenne. Les linéaments ont été tracés automatiquement par ordinateur, à la différence de la technique analogique de détermination des linéaments que nous avons utilisée.

Ces observations montrent que pour des cartes à grandes échelles, plus la densité du réseau de fracturation est importante, plus les valeurs de perméabilités induites calculées par la méthode de Franciss s'approchent des valeurs réelles de terrain d'après les essais de pompage (10^{-5} m/s dans la zone de Bidi). Le tracé linéamentaire automatisé par ordinateur est

conseillé, il fournit un réseau de linéaments plus dense que ne le permet le tracé analogique (Biémi et *al.*, 1995).

2-3-3 Variation spatiale de la perméabilité induite maximale

La perméabilité induite dans le bassin de Bidi est élevée dans les zones endoréiques de Samniwéogo et de Dissa, ainsi que dans le secteur Nord-Gourga. Ces résultats étaient prévisibles eu égard à la fracturation intense suivant laquelle s'organisent le réseau de drains endoréiques sur sol sableux. En 1993, la carte hydrogéologique de la feuille de Ouagadougou (Ministère de l'eau, 1993) indique que la zone ouest de Bidi/Dabéré présente une plus bonne infiltration par rapport aux autres secteurs (Fig. 3). L'étude de la perméabilité induite a permis de mieux circonscrire cette zone potentiellement intéressante en hydrogéologie, tout en permettant d'en estimer la perméabilité. Ainsi, plusieurs axes de perméabilités se dégagent à partir de l'analyse spatiale des valeurs de perméabilité induite maximale K_1 (Fig. 29 et 30).

- un axe NO-SE allant de la mare de Samniwéogo à l'amont du cours du bassin de Bidi où la plus forte perméabilité maximale calculée est de $7,68 \cdot 10^{-7}$ m/s ;
- un axe à l'Est du barrage d'Amené d'orientation Nord-Sud qui s'allonge largement en dehors de la zone étudiée ;
- un axe EO vers Dissa où K_1 varie de $4,68$ à $4,43 \cdot 10^{-7}$ m/s.

Quelques zones de faibles valeurs de perméabilité induite empruntent des axes EO au Nord de Bidi/Dabéré de Torobé à Kéké ($K_1 = 1,4$ à $0,22 \cdot 10^{-7}$ m/s) et en amont du bassin de Bidi avec des valeurs entre $0,614$ et $2 \cdot 10^{-7}$ m/s. La marge Est du bassin étant moins affectée par les fractures ouvertes n'a pas une capacité hydraulique intéressante car les valeurs de K_1 y sont les plus faibles.

Au total, une direction globale de perméabilité maximale SE selon le cours général du bas-fond de Bidi se dégage clairement (Fig. 29).

2-3-4 Relation entre la perméabilité induite et le réseau hydrographique

Les courbes d'équi-perméabilité induite maximale suivent assez bien le réseau d'écoulement superficiel (Fig. 29). Cependant, les directions de perméabilité maximale ne coïncident pas souvent avec la direction linéamentaire la plus fréquente pour le cercle considéré. C'est le cas du méga-linéament d'orientation N50°E traversant le bassin versant de Bidi dans sa partie centrale. Cette situation s'explique par le fait qu'un seul linéament peut faire augmenter la perméabilité induite maximale d'un cercle donné, alors que la direction considérée n'est pas statistiquement représentative.

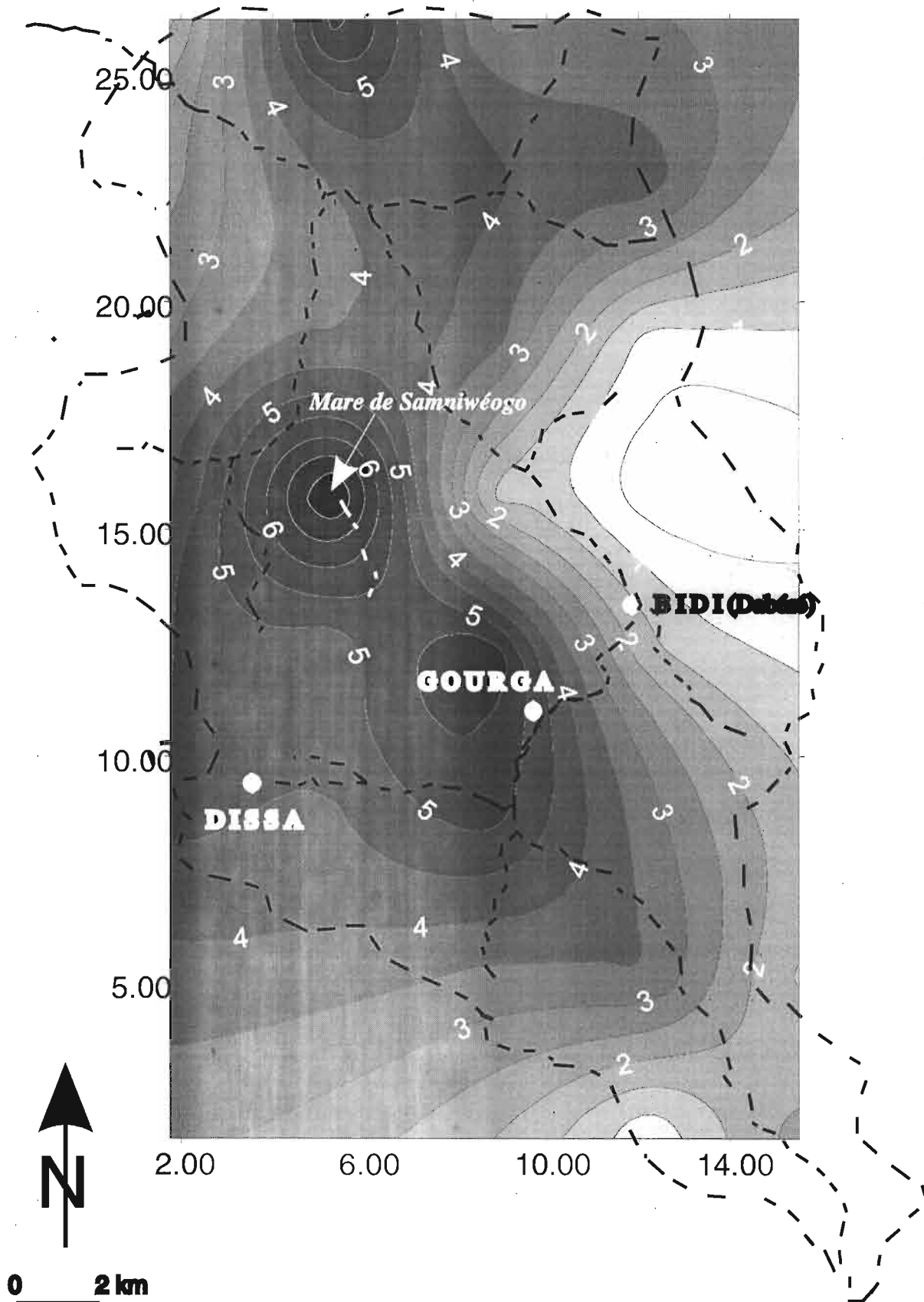


Figure 29 : Carte d'équi-perméabilité induite maximale ($\times 10^{-7}$ m/s), bassin de Bidi (Burkina Faso)

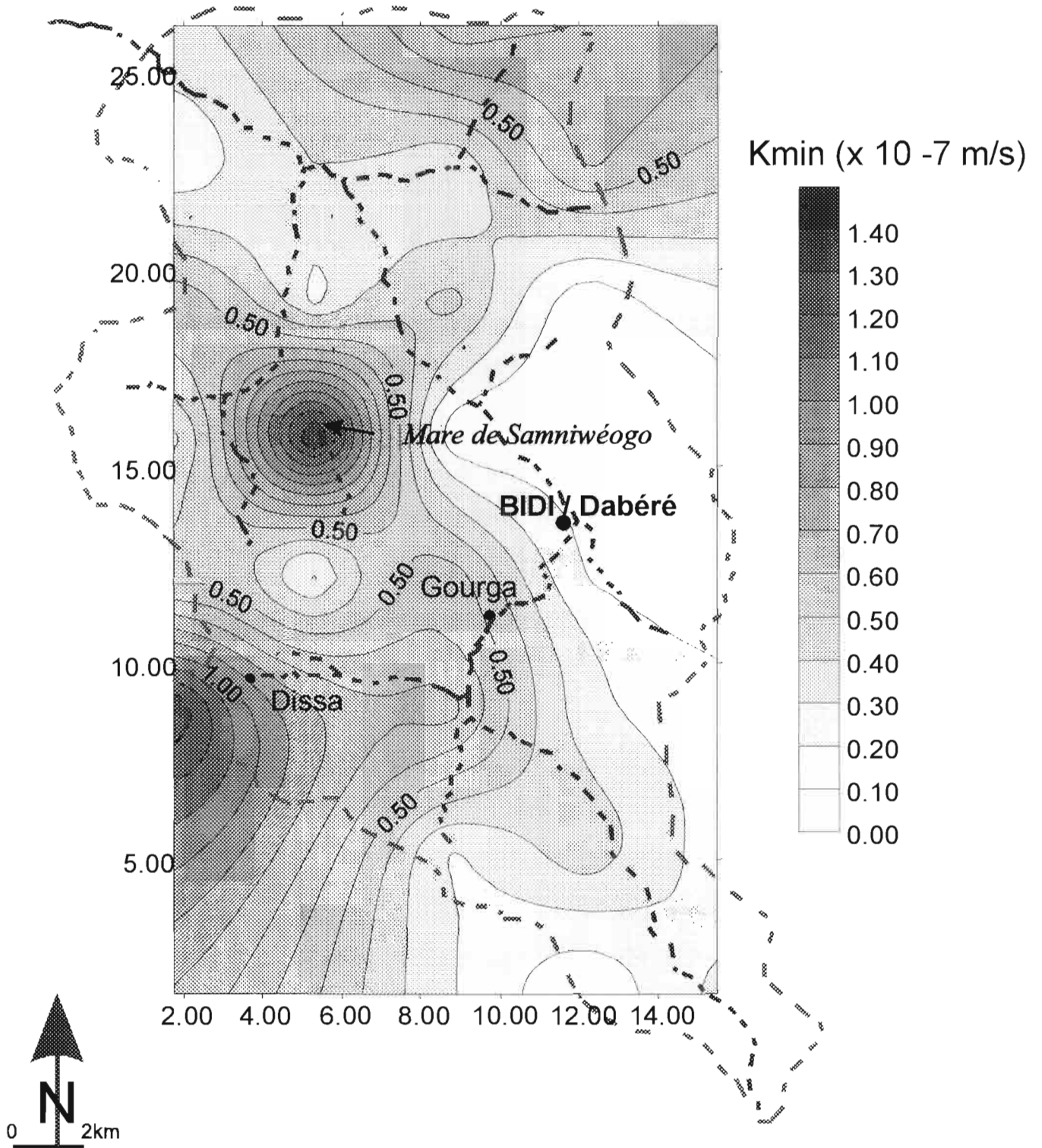


Figure 30 : carte d'équi-perméabilité induite minimale ($\times 10^{-7} \text{ m/s}$), bassin de Bidi (Burkina Faso)

3 - GÉOLOGIE STRUCTURALE

L'étude des structures visibles sur les affleurements rocheux (fractures sèches, veines de quartz, filons de quartz et pegmatites, zone de cisaillement) permet d'identifier les zones de broyage et des fractures non colmatées favorables pour l'implantation de forages d'eau à gros débits (supérieurs à 5 m³/h). C'est pourquoi le levé systématique de ces structures tardives visibles sur les affleurements a été entrepris en vue de compléter l'étude de la fracturation à partir des linéaments.

Dans un premier temps, nous traiterons de la déformation dans les roches encaissantes (schistosités, plissements) ; dans un second temps, les structures observées dans le massif granitique de Bidi (fluidalité magmatique, dykes de pegmatite, failles, couloir de cisaillement) seront abordées.

3-1 LES STRUCTURES DE DÉFORMATION PRÉCOCE

3-1-1 Schistosité dans les roches encaissantes

A l'échelle régionale, les formations sont affectées par une schistosité présente dans les roches volcaniques et volcano-sédimentaires. Dans les roches volcaniques, cette schistosité est synchrone à un métamorphisme degré schistes-verts. La schistosité régionale a une direction NO-SE dans l'ensemble volcano-sédimentaire à l'ouest du massif de Bidi, et une orientation NE-SO dans l'ensemble volcanique à l'est du massif de Bidi (Fig. 30). Elle est subverticale et parallèle à la lithologie. Des mesures rotatives au Max1 montrent dans le complexe volcano-sédimentaire à Samené, des structures géologiques de direction N05°E. Ceci témoigne de la variation de la direction de la schistosité régionale.

3-1-2 Foliations internes du granite de Bidi

Dans le massif granitique de Bidi, la foliation est subverticale (Fig. 32). Elle est soulignée par les minéraux de feldspaths, de micas et des enclaves basiques dont l'orientation varie de N100°E au Sud-Ouest du massif, N80°E au centre à N10-N40°E à l'Est du granite de Bidi. Cette organisation spatiale des directions de foliations minérales et les limites du massif cartographiées sur le terrain confèrent une forme en rognon au massif de Bidi.

3-2 LES STRUCTURES DE DÉFORMATIONS TARDIVES

3-2-1 Les zones de cisaillements

Des zones de cisaillements identifiées sur le terrain et correspondant à des laminages affectent aussi bien les roches encaissantes volcano-sédimentaire et volcanique que le massif granitique lui-même. Ces zones allongées en couloirs de longueur pluri-kilométrique et de largeur métrique à hectométrique, peuvent s'aligner dans certains cas sur des dizaines de kilométriques suivant trois directions reconnues : N65°E, N165°E et N130°E. Sur la carte structurale de la région d'étude (Fig. 32), sont représentées quatre zones de cisaillements qui ont été identifiés sur le terrain :

- la zone de cisaillement N65°E de Kéké : elle correspond à un linéament de type A + B sur les images satellitaires et sur les photographies aériennes (Fig. 17 et 24). Il est marqué sur le terrain par un laminage du granite (cassure des phénocristaux suivant un mouvement dextre). Cette zone peut être suivi sur 3 km d'extension.
- la zone de cisaillement N165°E de Samené : Cette zone de cisaillement traverse la région d'étude depuis le Nord-Ouest du bassin de Bidi, en domaine volcano-sédimentaire, jusqu'au Sud de Dissa, sur roche granitique (Fig. 9). Sur le domaine volcano-sédimentaire, la roche est mylonitisée avec un jeu sénestre ; dans les granites, elle se présente sous forme d'un orthogneiss.
- la zone de cisaillement N160°E de Dissa : Son extension est de 200 mètres environ. Dans cette zone de broyage, le stock important d'eau constitue un facteur favorisant le développement de la végétation. Le sens du mouvement décrochant est dextre.
- la zone de cisaillement N140°E de Bidi : elle longe l'axe médian du bas-fond de Bidi et prolonge celui-ci. Cet accident a été identifié sur le terrain dans la zone de Koumbri et figure sur la feuille géologique de Ouahigouya à l'échelle 1/200 000 (Gamsonré, 1975). Un profil géophysique N90°E traversant le bas-fond de Bidi à la hauteur de Baongopooré marque bien cet accident. Cette zone de broyage se caractérise par un palier de basses valeurs de résistivité apparente. En outre, la composante en quadrature du Max1 remonte brutalement dans l'axe central de la zone broyée (Fig. 33). La structure linéamentaire de types A + B + C (Fig. 9, 17 et Fig. 24) correspondant à cette zone de cisaillement central large de 150 m et longue de plus de 10 km.

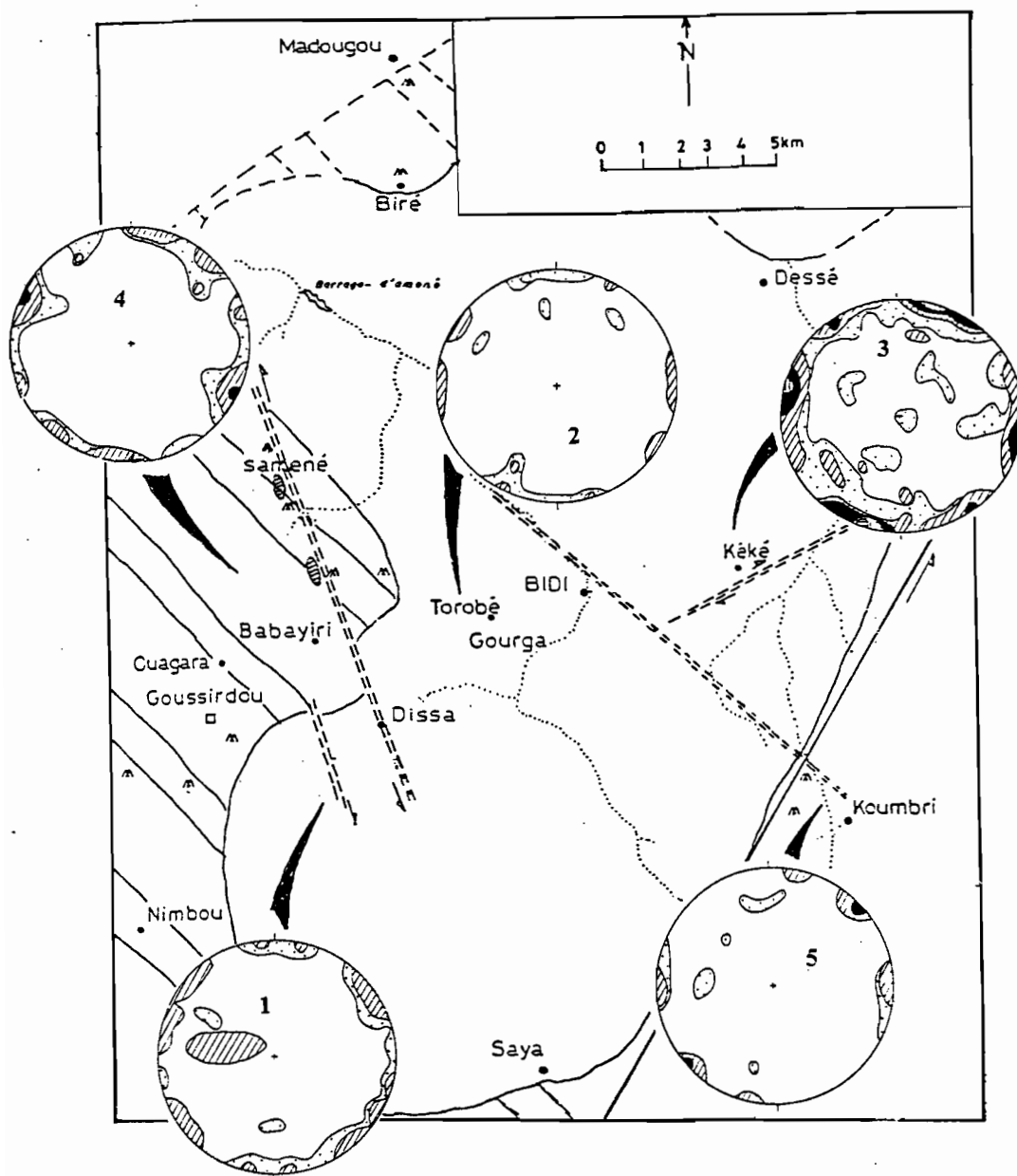


Figure 31 : Diagrammes de densité des pôles des fractures sèches (1 à 3) dans différents secteurs du massif de Bidi et de la schistosité dans les roches encaissantes (4, 5)

Sens de la plus forte densité : blanc, pointillé, hachures obliques, noir, hachures horizontales

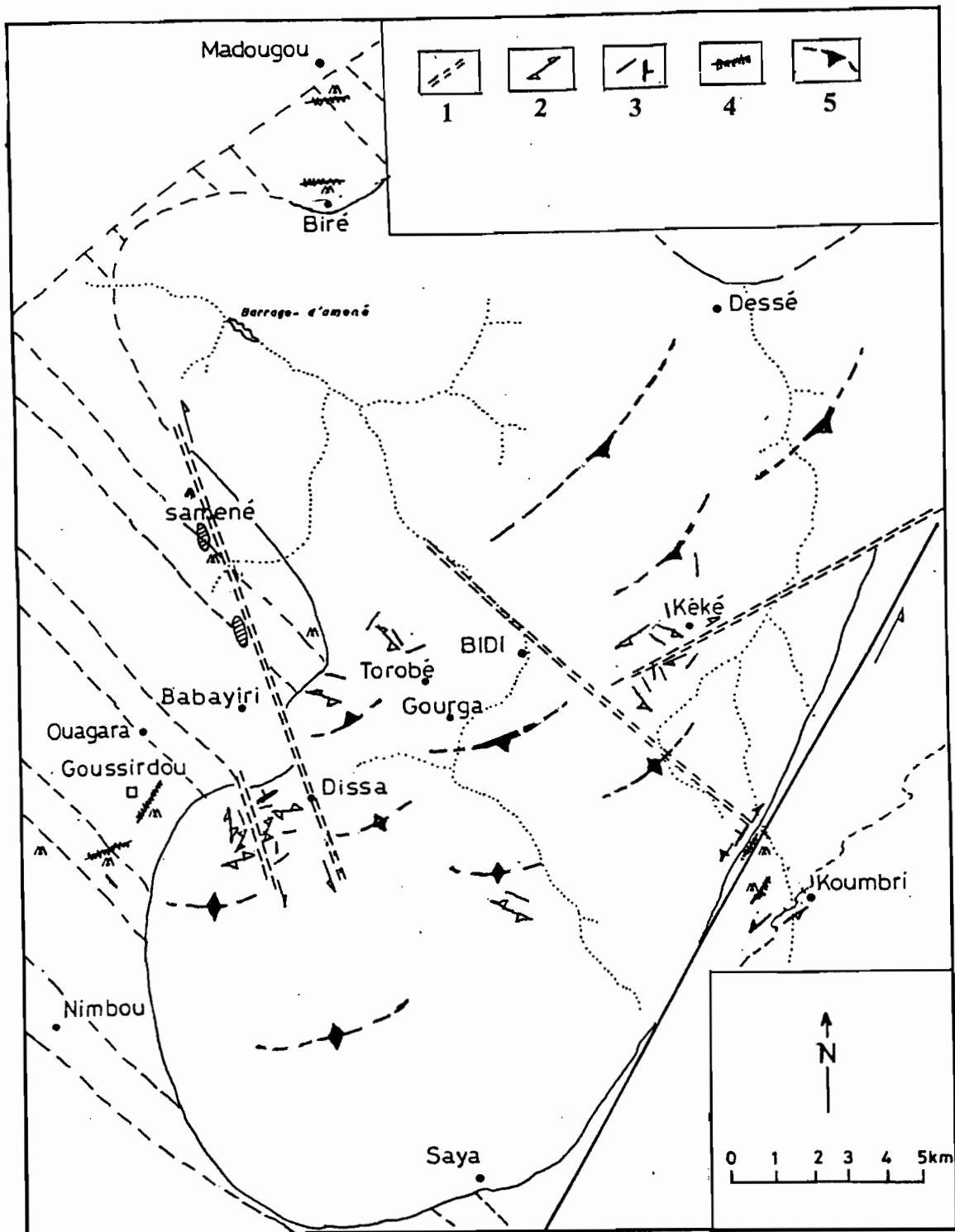


Figure 32 : Carte des structures de déformations de la région de Bidi

Légende : 1-foliation minérale du massif de Bidi ; 2-faille décrochante ; 3-filons, lentilles, veines de quartz, pegmatites ; 4-stockwerk orpaillé ; 5-couloir de cisaillement

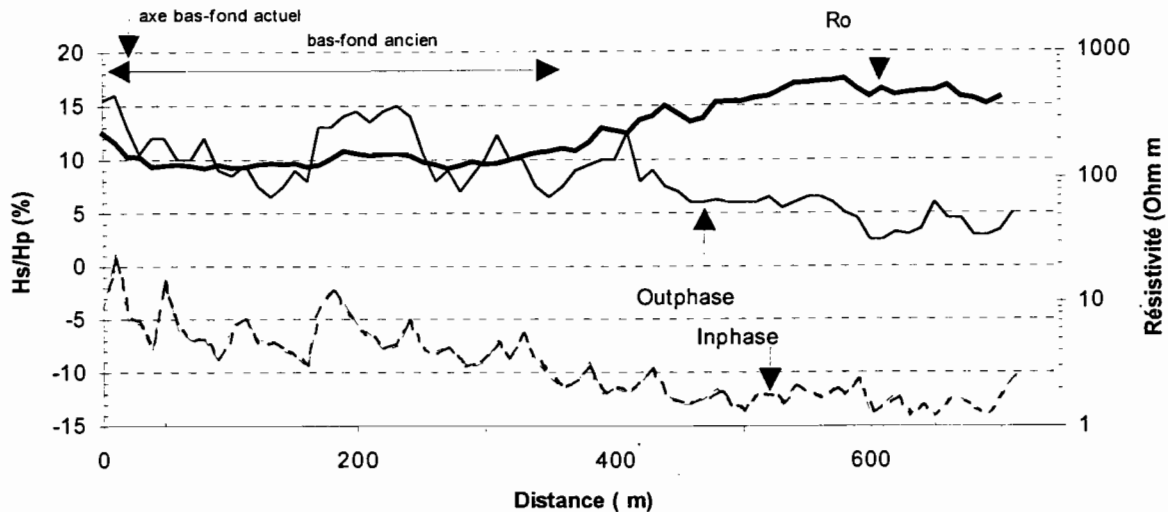


Figure 33 : Identification de la zone de cisaillement central de Bidi correspondant à une large anomalie conductrice en palier de basses valeurs de résistivité apparente et à une remontée de la composante en quadrature du Max1 au milieu de la zone de broyage

3-2-2 Les cassures fines

Les formations volcano-sédimentaires sont affectées par des cassures fines non pénétratives assimilables à une schistosité de fracture. Cette schistosité de fracture sub-verticale a une orientation N130°E ou N35°E. Lorsque ces deux directions coexistent, la roche se débite en losanges. C'est le cas à Goussirdou et dans les inselbergs de Ouagara.

Sur les granites, on distingue des fractures qui peuvent être remplies par des fluides tardifs ou des fractures dites sèches.

3-2-3 Les fractures remplies

Ce sont des filons (décimétriques) et filonnets (centimétriques) ou souvent des veinules (millimétriques) de quartz blanc laiteux, de quartz microcristallin, de quartz sombre ou de quartz enfumé, de pegmatites. Ces structures filoniennes se rencontrent aussi bien dans l'encaissant volcano-sédimentaire et volcanique que dans le massif de Bidi.

- Dans le massif granitique de Bidi

Les filons de pegmatite ou parfois d'aplite sont à quartz + feldspath. Leur puissance peut atteindre le mètre. Les directions moyennes les plus fréquentes sont EW, NNE, NE et ESE ;

des filons d'aplo-pegmatite de direction Est-Ouest sont parfois broyés dans la zone centrale du bassin de Bidi (secteur de Torobé).

Les filonnets de quartz sont très fréquents avec du quartz blanc laiteux ou du quartz enfumé. Au centre du massif (Torobé) les directions sont N120°E, N100°E, alors qu'à Dissa et à Babayiri, elles sont N50°, N10 et N90°E.

- Dans l'unité volcano-sédimentaire

Les filonnets de quartz s'organisent en réseaux entrecroisés assez localisés dans le massif rocheux. Seule la direction N80°E s'exprime bien et correspond à des filons de quartz noir ou blanc laiteux parfois. Dans la structure filonienne de Goussirdou, la puissance peut atteindre par endroit, le mètre.

- Dans l'unité volcanique

La roche présente des veinules sans une direction privilégiée. Les filonnets faisant l'objet d'orpaillage ont une direction N50°E parallèlement au contact géologique près de Koumbri.

3-2-4 Les fractures sèches

Ce sont des cassures dans la roche sans aucun produit de remplissage minéral. Elles portent le nom de "Non failles" pour exprimer l'absence de tectoglyphes. Leurs pendages sont généralement sub-verticaux. La densité des fractures est très variable d'un secteur à l'autre.

- Dans le massif granitique de Bidi

Les fractures peuvent être continues (quelques mètres) ou discontinues (quelques centimètres). A l'Ouest du massif de Bidi (à Dissa et au Sud-Ouest de Samniwéogo), les fractures sèches ont des directions dominantes N10°, N135°E. Au centre (Torobé), les directions NS, N80°, N40° et N125°E sont les plus répandues. A l'Est (Kéké), ce sont les directions N10°, N120-140°E qui prédominent. Les fractures sont plus nombreuses à l'Est du massif sans doute à cause de l'effet de la faille transcurrente N50°E qui borde le massif de Bidi (Fig. 32).

- Dans l'unité volcano-sédimentaire

Les fractures sèches sont très peu exprimées dans les roches volcaniques et volcano-sédimentaires. La fracturation se confond avec la schistosité de fracture. Cependant, les orientations SE des "Non-failles" fortement redressées se rencontrent dans le complexe volcanique de Koumbri.

Pour l'ensemble des fractures mesurées sur les granites de Bidi, deux faits se dégagent :

- les pendages sont sub-verticaux. Ce fort pendage des fractures tardives pourrait mieux assurer le drainage souterrain des eaux collectées en surface et participer à la recharge des nappes souterraines ;

- les directions N100° et N20° des fractures sèches sont prédominantes. Ce système de fracturation est mieux marqué sur les roches granitiques que les roches volcano-sédimentaires.

3-2-5 Les failles

Nous avons identifié sur le massif granitique de Bidi, des failles décrochantes discontinues, en segments de taille métrique. Ces structures s'observent dans différents secteurs du massif (Dissa, Torobé, Sud-Ouest de Samniwéogo, Sud de Gourga) avec des directions concordantes et se poursuivent en relais selon une direction N120°E senestre à l'Ouest de Bidi et une direction N60°E dextre à l'Est de Bidi. Les premières directions de failles décrochantes sont les plus nombreuses sur le terrain.

Sur l'affleurement granitique de Dissa, des failles inverses de direction N50°E à N90°E affectant les veines de quartz enfumé ont été identifiées. Les failles décrochantes et les failles inverses ont servi au calcul des tenseurs de contraintes effectué au laboratoire de Géologie de la faculté des sciences et techniques de l'université de Ouagadougou, et donnent le résultats suivants (Tab. 18) :

Tableau 18 : Tenseurs de contraintes obtenus à partir des failles en relais sur le massif granitique de Bidi selon la méthode Etchecopar (1981)

| Stations | σ_1 | σ_2 | σ_3 | % de mesures |
|-----------------------------|------------|------------|------------|---------------------|
| Torobé | N104E 20° | N299E°70° | N195E 05° | 100 % de 8 mesures |
| Dissa, failles décrochantes | N270E 00° | N179E 86° | N00E 04° | 80 % de 9 mesures |
| Dissa, failles inverses | N116E 10° | N218E 50° | N19E°38° | 100 % de 5 mesures |
| Kéké | N93E°00° | N360E 80° | N183E 10° | 100 % de 21 mesures |

Les tenseurs obtenus aussi bien avec les failles décrochantes que les failles inverses donnent une direction moyenne de compression horizontale Est-Ouest (contrainte maximale σ_1) et une direction d'extension Nord-Sud (contrainte minimale σ_3), Tab. 18. La concordance des tenseurs au

centre (Torobé) et à l'Est (Kéké) et à l'Ouest (Dissa) du massif de Bidi, revêt du caractère régional du tenseur moyen, affectant l'ensemble du massif. Signalons que Joanes *et al.* (1989) indiquent à partir de l'analyse de linéaments satellitaires Landsat du Burkina Faso, des directions de contraintes maximales et minimales en compression d'orientation N05°E et N95°E.

3-2-6 La faille transcurrente sénestre N50°E de Koumbri

Elle a été identifiée sur image satellitaire SPOT. Sur la carte topographique en annexe I, elle est soulignée par un alignement de reliefs cuirassés suivant un axe Soulou-Baraboulé. Sur le terrain, elle s'exprime par des structures de déformations aussi bien dans le granite que dans l'encaissant volcanique. Dans le granite, à l'échelle de l'affleurement, la roche a une apparence sombre à verdâtre (nombreuses veinules chloriteuses) et l'on observe un cisaillement dextre sur des porphyroblastes de quartz. A l'échelle du microscope, le quartz est déformé (extinction onduleuse très prononcée, microfaille sur quartz lié à un broyage) et le plagioclase est déformé ; le microcline est en voie d'altération en séricite ; aux minéraux initialement présents dans le granite, s'ajoute dans la paragenèse des minéraux d'altération (chlorite en grande abondance et calcite en amas dans les veinules, topaze) l'ensemble des minéraux est affecté par de la déformation cassante : il s'agirait d'une cataclasite. Dans l'encaissant volcanique, la faille transcurrente s'exprime par une déformation plus ductile (panneaux sigmoïdes d'andésite dans du basalte). Les filonnets de quartz dans les schistes versicolores et les andésites sont boudinés. L'étude minéralogique des méta-andésites et méta-basaltes de l'unité volcanique basique montre une association minérale à chlorite + séricite + calcite + quartz correspondant à un métamorphisme de faciès schistes verts.

3-3 IMPORTANCE HYDROGÉOLOGIQUE DES DIRECTIONS STRUCTURALES

Les travaux d'hydraulique villageoise de la figure 34 dans la province du Yatenga ont permis de dégager des directions structurales intéressantes: il s'agit des directions NE et SE à SSE sur des roches granitiques et sur des schistes.

Les directions décalant les cours d'eau se sont révélées également favorables à l'implantation de forages, d'après ces mêmes auteurs. En effet, cinq (5) types de linéaments sont distingués (Fig. 16) dans la province du Yatenga (Ministère de l'eau, 1990). Ces travaux indiquent que les linéaments décalant le cours d'eau (type 2) sont à rechercher sur les granites leucocrates (cas du granite rose de Bidi). De plus, il apparaît que le taux de succès croît avec la longueur du linéament sur les granites leucocrates et également sur les roches volcaniques, mais dans une moindre mesure sur les roches volcano-sédimentaires.

Les linéaments prolongeant les bas-fonds ne semblent pas être intéressants d'après la synthèse des travaux d'hydraulique villageoise. Toutefois, l'axe N160E des deux directions

conjuguées (N60 et N120°E) qui prolonge, jusqu'à Koumbri, le bas-fond de Bidi (structure linéamentaire de type A + B + C), Fig. 17, présente un intérêt certain pour des gros débits de forages d'eau.

A cela, nous pouvons ajouter que les directions sub-méridiennes (N165 à N15°E) correspondant aux fractures sur les granites ou à des zones de cisaillement. Il faut ajouter également les directions EW de fractures sèches. L'ensemble de ces structures de déformation cassante présentent un intérêt hydrogéologique du fait de leur prépondérance, de leur pendage redressé et de leur caractère tardif.

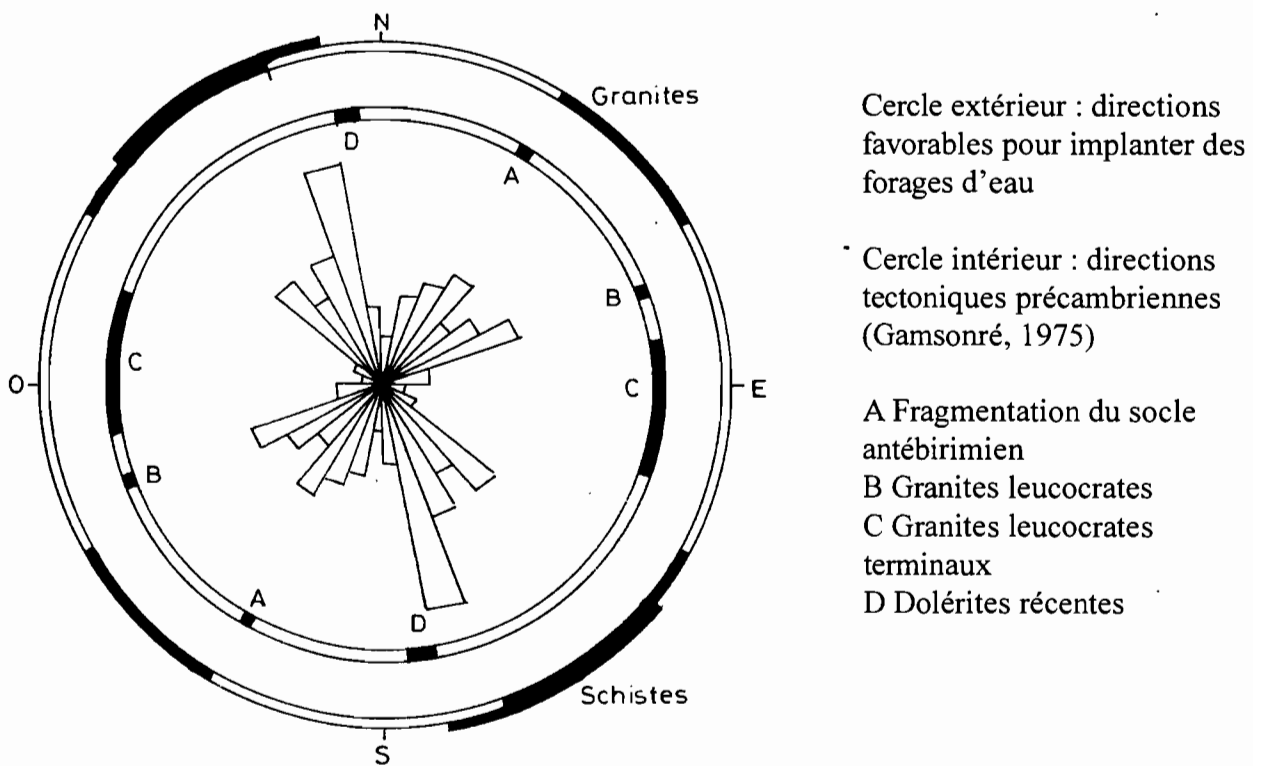


Figure 34 - Rosace linéamentaire d'image Landsat TM et directions structurales importantes en hydrogéologie dans la province du Yatenga (Travaglia, 1979, in Ministère de l'eau, 1990).

Les fractures, filons et failles tardives en ouverture ou en extension peuvent présenter une conductivité hydraulique et une perméabilité plus élevée que la roche cristalline initiale. Ces fractures ouvertes s'expriment dans la géomorphologie par le réseau hydrographique et les alignements de corniches de cuirasses latéritiques (BGR, 1987).

Les linéaments de type A correspondent à une végétation active et dense en saison sèche peut être un indice de la présence d'un stock hydrique important circulant dans les fissures

profondes du socle. Aussi, les directions SE de pegmatites sont des structures ouvertes à rechercher dans les investigations géophysiques.

Les zones d'extension de grande dimension ont une hydraulicité plus grande et sont de ce fait considérées comme favorables à la présence d'eau souterraine. Surtout, les zones d'intersection des linéaments semblent plus favorables à l'implantation de forages d'eau.

Au regard de tout cela, nous retiendrons les directions des structures linéamentaires (A+B+C) ou (A+C) qui suivent le réseau hydrographique, qui le prolongent (ou qui le recourent) et qui s'alignent sur des corniches de cuirasses latéritiques. Dans la zone de Bidi, les directions qui satisfont à ces conditions sont les SE-NO (N160°: axe central de directions conjuguées. Sur les affleurements rocheux, ces directions correspondent aux failles décrochantes. Nous pouvons retenir également les directions des couloirs de cisaillement à pendage sub-verticaux (N165°E), les contacts géologiques, les failles actives à paliers de résistivités (NS et NE), la faille transcurrente N50°E de Koumbri. Enfin, les directions de fracturation tardive NS et EO, subverticales et correspondant à des méga-linéaments plurikilométriques sont à retenir comme favorables pour l'implantation de forages d'eau.

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'essentiel du substratum du bassin de Bidi est granitique (91 % de la superficie) avec des roches encaissantes volcaniques et volcano-sédimentaires. Les roches volcano-sédimentaires en bandes orientées N140°E sont affectées par une schistosité de fracture N35°E ou N140°E. Une schistosité plus pénétrative très variable affecte les roches basiques de l'unité volcanique.

Les structures identifiées dans le massif granitique de Bidi comprennent des déformations précoces (foliations internes, couloirs de cisaillements) et des déformations tardives se manifestant par :

- des zones de cisaillement sub-méridiens sénestres et NE dextres de part et d'autre d'un axe de déformation conjuguées N140°E ;
- des failles décrochantes (ENE-OSO) sénestres et dextres de part et d'autre de l'axe majeur de cisaillement N140°E ; des queue de cheval caractérisent ces failles décrochantes en relais.
- des fractures remplies de pegmatites d'orientation ENE ;
- enfin, des déformations tardives caractérisées par des fractures sèches discontinues pour la plupart, d'orientation NS et EO dominantes mais très redressées et de ce fait pouvant présenter une importance en hydrogéologie.

Les déformations contemporaines à la mise en place du massif granitique de Bidi (foliation interne, plagioclase déformé, quartz déformé, minéraux d'altération schistes verts) témoignent du caractère syntectonique du granite de Bidi.

Quelles relations peut-on établir avec les marqueurs indirects de la fracturation mises en évidence par l'étude linéamentaire. Les photos-linéaments à l'échelle 1/50 000 ne montrent pas les directions des failles décrochantes tardives (failles en relais, faille transcurrente) qui sont pourtant bien observées sur le terrain. Bien que l'échelle assez grande des photographies aériennes pour révéler les structures importantes, cette absence des directions N120 à N140°E, serait liée en partie à la position du soleil (la prise de vue aérienne s'est faite entre 8 h et 9h30) qui ne permet pas de bonnes réflectances des structures au sol orientées SE pour des lignes de vol Est-Ouest. L'image SPOT XS dont les résolutions spatiale (20 mètres) et spectrale ainsi que le rehaussement apporté (étalement linéaire de contraste) en font un outil d'investigation linéamentaire de choix. L'image numérique SPOT XS présente cependant une lacune suivant les directions N15 à N40°E correspondant à la trajectoire du satellite SPOT ; les structures linéamentaires qui sont parallèles ou sub-parallèles à la trajectoire du satellitaire (N25°E) sont ainsi masquées.

CONCLUSION SUR L'ÉTUDE DE LA FRACTURATION

Le réseau linéamentaire en trois types (alignements de végétation, contraste de tonalité et de texture, corniches de cuirasses) établi à partir d'images satellitaires et de photographies aériennes en période sèche de l'année montre la prépondérance des alignements de végétation dans un contexte granitique de milieu sahélo-soudanien. Ces linéaments de type A représentent donc des couloirs où le stock hydrique important permet la croissance d'espèces végétales. Mieux, lorsque la structure linéamentaire est constituée de divers types de linéaments (contraste de tonalité et de texture, corniches de cuirasse), la structure déformée est plus importante comme l'ont confirmé les travaux de géologie de terrain et de géophysique. L'étude linéamentaire ne saurait se suffire en elle-même sans la géologie de terrain ou sans des contrôles par la géophysique compte tenu du manque d'affleurements rocheux.

L'étude structurale de terrain a révélé une des manifestations de la phase D3 de la tectogénèse éburnéenne : il s'agit de la faille transcurrente sénestre N50°E de Koumbri. Elle est identifiée cartographiquement et par des marqueurs divers de terrain : étirement de minéraux de quartz, paragenèse minérale chlorite + séricite + calcite + quartz, boudinage de quartz faiblement minéralisé en or, panneaux sigmoïdes d'andésite dans le basalte. Cette déformation importante dont l'extension va au delà de la zone d'étude (de Soulou à Baraboulé), affecte le massif de Bidi par des microfailles, ce qui laisse penser à son influence sur l'accrétion du pluton granitique de Bidi et sur son jeu après sa mise en place. La faille

transcurrente sénestre du sillon Boromo-Goren mise en évidence par Milési *et al.* (1986) selon une direction méridienne, se poursuivrait plus au Nord du pays en s'incurvant vers le Nord, suivant un axe NE Soulou-Baraboulé.

Cette déformation décrochante majeure contrôlerait la mise en place du granite de Bidi. Cette implication de la tectonique transcurrente dans l'intrusion granitique a été observée dans le cas de plusieurs massifs syntectoniques au Burkina Faso (Bourges *et al.*, 1994 ; Lompo, 1991). La forme sigmoïde du massif granitique de Bidi concorde avec une mise en place suivant les directions N130°E, N80°E et N25°E, respectivement au sud-est, au centre et au nord-est du massif.

De plus, les travaux de terrain ont permis d'identifier des zones de cisaillements sub-méridiennes sénestres et NE-SO dextres ainsi qu'une large zone (plus de 150 m) centrale longeant et prolongeant l'axe majeur du bas-fond de Bidi à la hauteur de Dabéré correspondant à une structure linéamentaire A + B + C.

L'application de la théorie de la perméabilité induite par les fractures (méthode de Franciss), indique une perméabilité plus élevée dans le centre du bassin, dans la zone de la mare de Samniwéogo et de la mare de Dissa (7.0^{-7} à 5.10^{-7} m/s) et Gourga, suivant une direction globale sud-est. Cela montre que par le biais de la fracturation, une roche stérile peut présenter une plus grande capacité à emmagasiner et à drainer l'eau. Mais comment reconnaître sur le terrain les zones de fracturation intense à même de guider les investigations hydrogéologiques en milieu cristallin ? Dans les chapitres suivants, nous traiterons de la localisation sur le terrain des structures de broyage et de la géométrie des différents aquifères (aquifères colluvio-alluviaux, aquifères des altérites et aquifères de fissures).

CHAP. VIII - LES DIFFÉRENTS AQUIFÈRES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES GÉOPHYSIQUES

Deux types d'aquifères sont distingués dans la région de Bidi (Ministère de l'eau, 1990) :

- les aquifères superficiels : formations colluvio-alluviales des bas-versants et des bas-fonds, cuirasses latéritiques, altérites latéritiques et argileuses, arènes sableuses ;
- les aquifères profonds discontinus du socle fissuré associés aux zones de broyage (failles, zones de cisaillement, contacts géologiques).

Dans un premier temps, nous décrivons les techniques utilisées pour la localisation sur le terrain des zones de broyage (indices biologiques, investigations géophysiques). Ces méthodes de localisation complètent l'analyse linéamentaire qui a été traitée au chapitre VII.

Dans un deuxième temps, nous décrivons les différents aquifères de la région de Bidi, à partir des coupes de forages, des fosses pédologiques et des fluctuations des niveaux des différentes nappes souterraines.

1 LA LOCALISATION DES DIFFÉRENTS AQUIFÈRES

L'analyse linéamentaire a distingué trois types de linéaments (les alignements de végétation, les contrastes de tonalité et de texture, les corniches de cuirasses latéritiques). Les indicateurs naturels permettent de repérer ces linéaments sur le terrain et de les décrire afin de les associer éventuellement à des zones de broyage. Ils permettent également de localiser les aquifères. Par la suite, les méthodes géophysiques confirment et précisent la position exacte des aquifères associées aux zones de broyage du socle.

1-1 L'UTILISATION DES INDICES BIOLOGIQUES EN PROSPECTION

De nombreux hydrogéologues utilisent les indices de végétaux et de termitières pour la prospection des eaux souterraines. Dans le cadre de notre étude, à Bidi, les travaux de Savadogo (1984) nous ont guidé dans la prospection et la reconnaissance des structures de broyage du socle cristallin.

- Les termitières épigées

Ce sont des édifices de hauteur allant de 50 cm à plus de 2 m. Les termitières se localisent dans les zones de broyage où les termites trouvent non loin du sol, l'humidité et le matériel argileux nécessaire à l'édification de leurs nids. Ces alignements de termitières (*Macrotermes bellicosus* et *subhyalinus*) soulignent également bien le contact géologique.

L'utilisation des termitières dans la prospection des zones de faiblesse du socle s'avère délicate en végétation de brousse tigrée. En effet, ces édifices épigés de termitières s'organisent de façon auréolaire du sommet à la base des reliefs en suivant l'évolution de la brousse tigrée. Il y a

alternance de zones nues, dont les réserves hydriques du sol sont inexistantes et où les termitières sont mortes, avec des zones boisées où les termitières sont vivantes.

- Les végétaux hydrophiles

La très forte représentativité des linéaments de type A (alignements de végétaux en zone d'interfluves et le long des axes d'écoulement d'eau de surface) dans le bassin de Bidi atteste que certaines espèces végétales peuvent être utilisées dans l'identification des zones de broyage.

Ces espèces permettent de recaler les anomalies de télédétection correspondant à des discontinuités du sous-sol. Dans la zone de Bidi, ce sont notamment les espèces arborées et arbustives (*Piliostigma reticulatum*, *Diospyros mespiliformis*, *Mitragyna inermis*, *Anogeissus leiocarpus*, *Ficus gnaphalocarpa*, *Adansonia digitata*, *Parkia biglobosa*, *Butyrospermum parkii*) et les hautes herbes le long des ravines (*Andropogon gayanus*).

1-2 L'IDENTIFICATION DES ANOMALIES CONDUCTRICES PAR LA GÉOPHYSIQUE

1-2-1 La configuration des dispositifs de mesures géophysiques

Pour que les résultats des diverses investigations géophysiques conjointes (électrique, MaxMin, EM16, EM16-R) soient concordants, les dispositifs d'investigation latérale suivants ont été choisis :

- Pour les traînés électriques, la configuration suivante a été retenue à la suite de sondages électriques verticaux au droit de forages d'eau dont les coupes géologiques sont connues : AB = 180 m, MN = 20 m, pas de 10 m. Cette configuration a été utilisée dans d'autres zones de socle cristallin au Burkina Faso.
- Pour les traînés électromagnétiques au MaxMin avec des bobines horizontales (Max1), la fréquence utilisée est de 3 520 hertz, pour une longueur de ligne de 100 m.
- Pour les traînés électromagnétiques au VLF (EM16), l'appareillage étant formé d'un récepteur, aucune configuration géométrique particulière n'est nécessaire. L'émetteur ayant donné des signaux intéressants est le GBR situé en Grande Bretagne. La seule contrainte est que la structure recherchée recoupe la direction de l'émetteur. Deux paramètres sont mesurables : la phase (Inphase et Outphase) et la résistivité (EM16R).

Discussion

Les choix de la fréquence d'émission et de la longueur de ligne de la méthode électromagnétique en bobines horizontales (Max1) ont fait l'objet de tests spécifiques sur le profil 5 situé à proximité de Torobé (2,5 km environ à l'ouest de Bidi/Dabéré, Annexe II). Sur la figure 35 sont représentées, pour les fréquences 7 040, 3 520 et 1 740 hertz, les courbes du rapport H_s/H_p (champ secondaire / champ primaire) des composantes en quadrature (Outphase ou O) et en phase

(Inphase ou I) du Max1 pour une longueur de ligne de 50 m. L'examen de ces courbes montre que plus la fréquence d'émission est grande, plus la composante imaginaire marque l'anomalie conductrice. Nous avons néanmoins retenu la fréquence 3 520 hertz car la largeur et le contraste des anomalies conductrices liées à cette fréquence, sont comparables à celles du profil de résistivité électrique (R) placé en haut de la figure 35.

Pour retenir la longueur de ligne adéquate, les deux longueurs (50 et 100 m) ont été déployées avec une même fréquence d'émission (3 520 hertz). La figure 36 présente pour le profil 5 de la région de Torobé, les variations de la résistivité électrique apparente et de la réponse du Max1 pour les longueurs de ligne 50 et 100 m. Les anomalies signalées par la composante imaginaire pour la longueur 100 m (O100) sont plus contrastées que pour la longueur 50 m (O50).

Certaines anomalies larges de plus de 50 mètres signalées par les profils géophysiques ne seront pas bien identifiées pour la longueurs. De plus, même pour les anomalies de faibles largeurs, une longueur de ligne de 100 m permet de mieux les identifier.

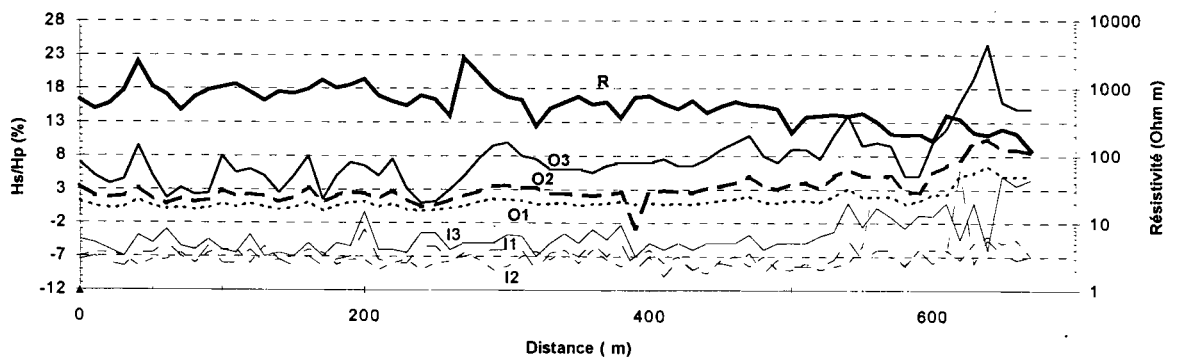


Figure 35 : Variation latérale de la résistivité électrique et des composante en phase et en quadrature pour des fréquences variables avec une longueur de ligne identique du Max1, profil 5 (Torobé, région de Bidi).

R : résistivité en Ohms.m, O1, O2, O3 : Valeurs de la composante imaginaire respectivement pour les fréquences 1760, 3520 et 7040 hertz, I1 à I3 : valeurs de la composante réelle respectivement pour les fréquences 1760, 3520 et 7040 hertz pour une longueur de ligne de 50 m.

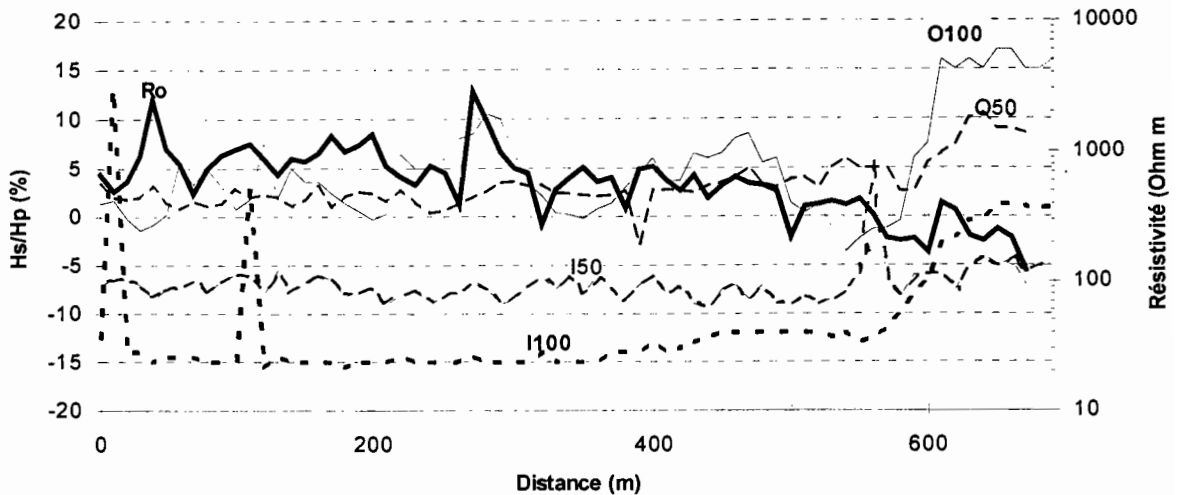


Figure 36 : Variation latérale des paramètres physiques pour une fréquence de 3520 hertz et des longueurs de lignes de 50 et de 100 m (profil 5, région de Bidi)

fréquence = 3520 hertz , l = 50 m et 100 m région de Bidi (profil 5) I50 et I100 : Inphase pour des longueurs de ligne de 50 et 100 m ; O50 et O100 : Outphase pour des longueurs de ligne de 50 et 100 m.

1-2-2 Comparaison entre les différentes méthodes

Dans le soucis de dégager les avantages et inconvénients de chaque méthode d'investigation, nous comparons et discutons tout d'abord leurs réponses respectives pour la détection des anomalies conductrices, puis leurs mises en oeuvre sur le terrain.

- Les réponses des différentes méthodes

Le Max1 ($f = 3520$ hertz, $l = 100$ m) semble donner des anomalies assez contrastées qui se recalent bien sur les anomalies des traînés électriques ($AB = 180$ m, $MN = 20$ m), Fig. 35 et 36.

Les anomalies de l'EM16 sont trop nombreuses et entachées de beaucoup de perturbations artificielles ; un lissage des réponses du récepteur VLF permet de mieux rendre compte des anomalies et de leurs positions exactes par l'utilisation du filtre de Fraser appliqué sur les valeurs de la composante en quadrature (Outphase) : pour quatre mesures consécutives, la troisième mesure prend la valeur $(a + b) - (c + d)$, Fig. 37a. Dans ce cas, les anomalies conductrices sont à l'aplomb des zones de basses réponses.

Les résistivités de l'EM16-R sont très variables et ont des valeurs plus basses que celles de l'électrique (dispositif Schlumberger, $AB=180$ m, $MN=20$ m), Fig. 8. Les anomalies signalées par la méthode électromagnétique VLF sont très molles et ne sont donc pas très pratiques si elles ne sont pas couplées à d'autres méthodes d'investigations latérales.

La résistivité électrique représente la référence du point de vue de la position de l'anomalie conductrice car elle a l'avantage de caractériser la résistance à la conduction du courant électrique

au point de mesure représenté par le centre du dispositif (O). L'examen comparatif de la position des anomalies conductrices et résistives montre des décalages pouvant atteindre 30 mètres entre les différentes méthodes géophysiques d'investigation latérale (Fig. 36, 37, 38, 39). Le décalage est presque systématique entre les anomalies signalées par les traînés électriques et les traînés électromagnétiques (Max1). Suivant les positions respectives du récepteur et de l'émetteur du Max1, l'anomalie électrique peut s'observer avant ou après celle du Max1. L'EM16 et l'électrique ne montrent pas de décalages importants.

En conclusion de l'étude comparative des différentes méthodes géophysiques d'investigation latérale, il apparaît nécessaire de confirmer la position des anomalies conductrices du Max1 par des traînés électriques.

- La mise en oeuvre des différentes méthodes

Les méthodes électromagnétiques d'investigation latérale sont légères et d'exécution plus rapide que la méthode électrique. L'électrique de type Schlumberger (méthode des résistivités) est la plus redoutée en prospection géophysique, car elle est lourde et nécessite des moyens humains (4 à 5 personnes) et logistiques (chariot ou véhicule tout terrain) importants. Le MaxMin et le VLF nécessitent seulement 2 personnes. Ces deux dernières méthodes donnent de bons résultats pourvu que les longueurs de lignes et les fréquences d'émission soient adaptées au site étudié.

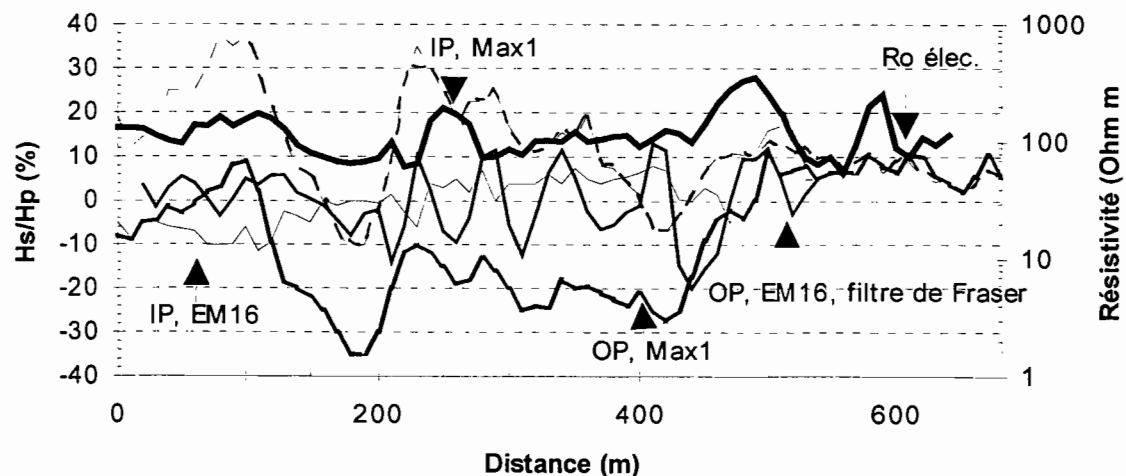


Figure 37 : Corrélation entre les anomalies électromagnétiques et les anomalies de résistivité électrique - profil 17, région de Bidi

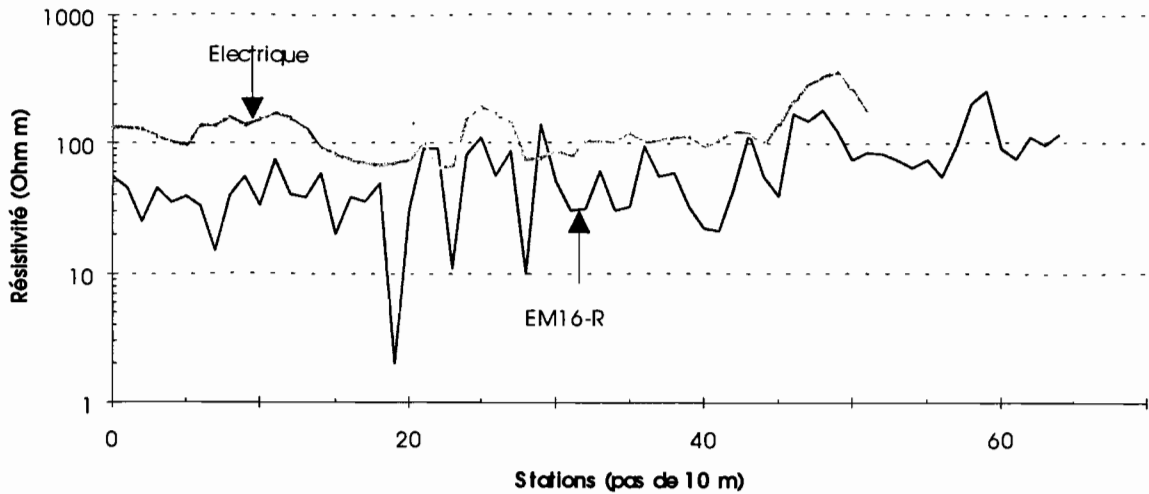


Figure 38 : Comparaison entre résistivité électrique et résistivité de l'EM16-R, profil 17, région de Bidi

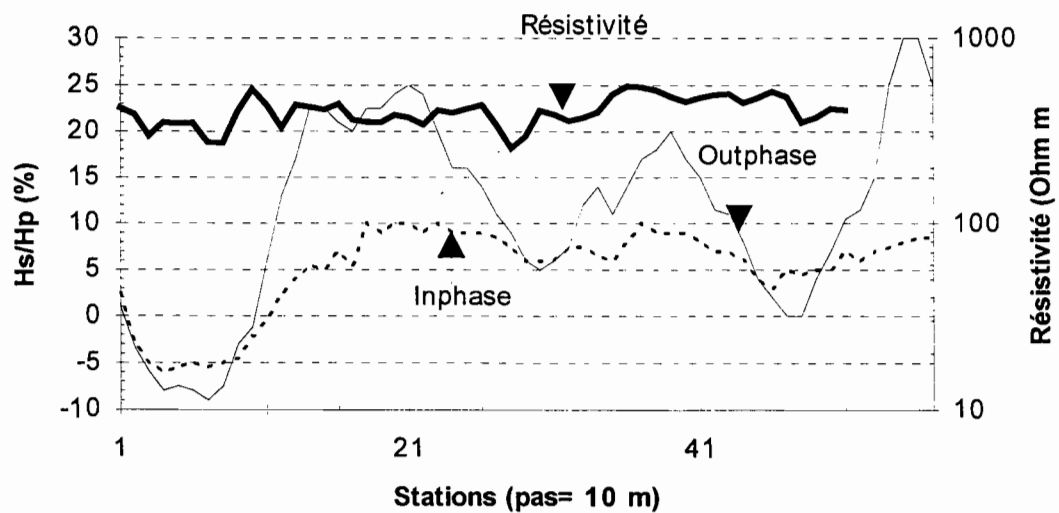


Fig. 39 : Décalage des anomalies entre les profils électriques et électromagnétiques (Max1), profil 20, région de Bidi

1-2-3 L'influence des mégafractures sur l'allure des courbes géophysiques

Dans le bassin de Bidi, les structures de broyage important se distinguent nettement par l'allure de courbes géophysique. Ce sont les failles, les contacts géologiques et les zones de cisaillement.

- Les failles

Pour identifier les failles et déterminer leurs directions nous avons utilisé la méthode électrique (profils et carte d'iso-résistivité) et la méthode électromagnétique (Max1).

Sur les sites de Marango et de Nayiri, dans la région de Bidi (Fig. 40a et 40b), deux failles ont été identifiées par des profils géophysiques. Ces failles se manifestent sur les traînés électriques par un palier de hautes valeurs de résistivités apparentes (compartiment soulevé) passant à un palier de basses valeurs de résistivités (toit du substratum effondré). Les mesures rotatives au Max1 ont été utilisées pour déterminer la directions des failles sur les deux sites précédents. Ces mesurent indiquent des orientations N05°E à Marango et N40°E à Nayiri. Sur l'image satellitaire SPOT XS de juillet 1988, ces deux failles sont nettement mieux représentées que sur les photographies aériennes et correspondent à des linéaments de type contraste de tonalité (type B).

Dans la zone du barrage de Gourga, la carte des résistivités apparentes réalisée à partir des mesures effectuées par l'EIER (Sama, 1989), indique une faille d'orientation N50°E. Elle sépare un compartiment Nord de hautes résistivités dont le toit du substratum est sub-affleurant (10 m) d'un compartiment Sud de faibles résistivités où le toit du substratum est plus profond (30 m). Il s'agit d'un accident faillé qui, par recalage avec la carte de photos-linéaments, correspond à un linéament de type B ou contraste de tonalité et de texture.

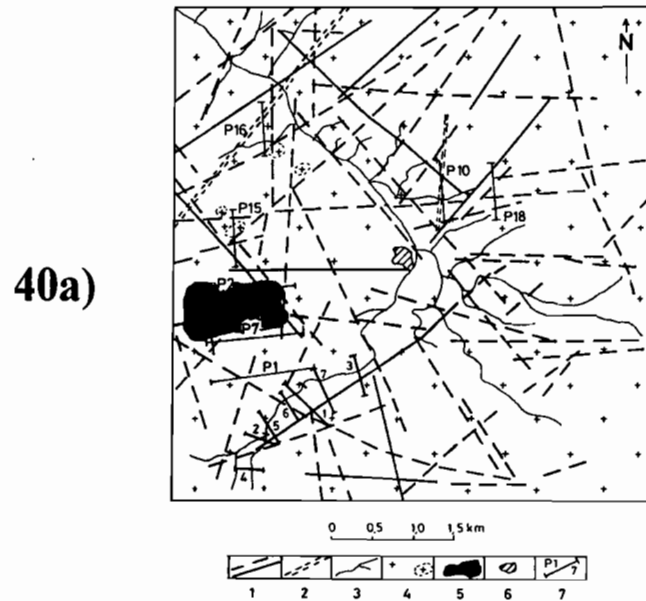
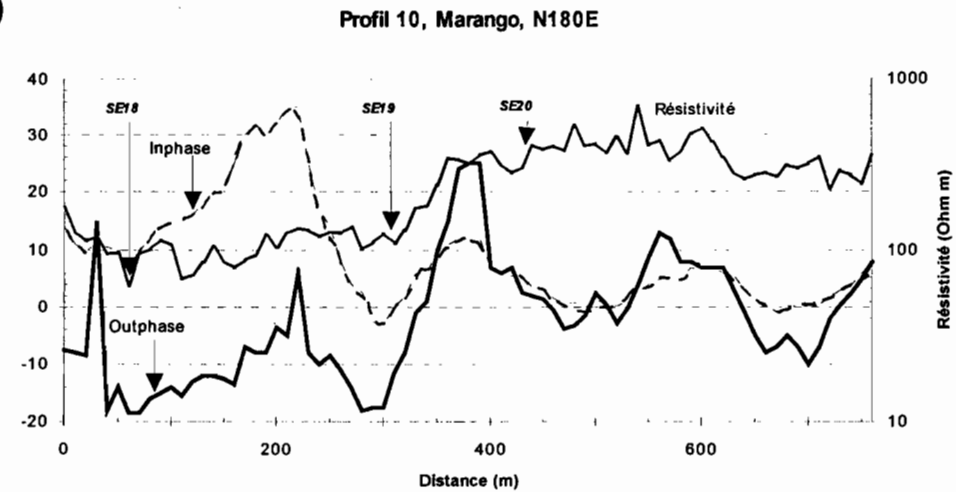
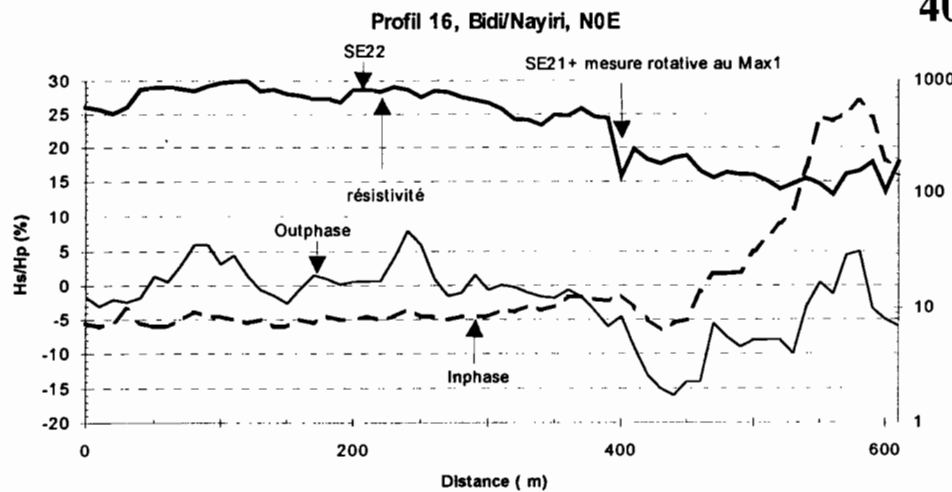


Figure 40 a : Réseau de photos-linéaments dans les secteur de Bidi - Situation de profils géophysiques

Légende : 1-photos-linéaments ; 2-linéament satellitaire ; 3-réseau hydrographique ; 4-affleurement granitique ; 5-bas-plateau cuirassé (Torobé) ; 6-habitations de Bidi/Dabéré ; 7-profils géophysiques de la campagne 1993/1995 (P1) et ceux réalisés par l'EIER en 1989-1990 (7)

Figure 40b : Paliers de résistivités apparentes à Bidi/Nayiri (P16) et Bidi/Marango (P10)

Ces paliers de résistivités apparentes sont liés à des failles associées à des linéaments (Figure 40a)



Les observations de terrain montrent que les linéations minérales des plans de cisaillement dans la zone de Bidi (zone de cisaillement de Samené) ont des plongements très forts (70 à 80°). De telles déformations peuvent donner, à grande échelle, des structures en horst et graben, comme le montrent les coupes électriques interprétatives.

- Les contacts géologiques

Plusieurs observations de terrain et techniques géophysiques ont été utilisées conjointement dans la mise en évidence du contact géologique entre les granitoïdes et les roches volcano-sédimentaires au Nord des parcelles agronomiques expérimentales de l'Orstom à Samniwéogo. Ce sont par ordre croissant de leur importance et de leur pertinence, la botanique, l'entomologie, la géomorphologie et la géophysique.

Un premier indice de changement de la nature des formations géologiques est l'apparition d'espèces végétales distinctes. Ainsi, en se déplaçant des parcelles agronomiques vers Samené, la végétation passe des arbustes tels *Piliostigma reticulatum*, *Guiera senegalensis* et *Balanites aegyptiaca*, *Acacia sieberiana*, *Acacia pennata* dans la zone granitique, à des espèces plus hydrophiles (*Combretacées*, *Anogeisus leiocarpus*...) dans la zone volcano-sédimentaire.

Un second indice est donné par l'existence dans la zone de transition géologique d'une bande de termitières épigées de type *Macrotermes* d'orientation N140°E sur une largeur de 50 m. Cette bande de termitières longe les cuirasses de Moyen-glacis de la zone des parcelles agronomiques.

Un troisième indice est donné par des témoins de cuirasse de Moyen-glacis en croupe gravillonnaire ou carapacé ou de forme monoclinale. Dans le domaine granitique, la cuirasse latéritique présente des tubulures et des nodules centimétriques rouge violacée goethitique ou hématitique, des débris de quartz abondants. Dans le domaine volcano-sédimentaire les faciès sont pisolitiques avec des nodules de couleur rouge-violacé et une auréole goethitique, ou micro-conglomératiques à blocs pisolitiques. Dans la zone de contact géologique, les reliefs de cuirasse de Moyen-glacis sont disposés suivant une orientation N160°E.

A l'aide de méthodes géophysiques d'investigation latérale (Max1, EM16, électrique), nous avons exécuté deux profils parallèles séparés de 100 m et tous orientés selon une direction N360°E pour traverser d'abord les granitoïdes puis les roches volcano-sédimentaires. Plusieurs enseignements découlent de l'analyse des courbes géophysiques :

- en électrique, un palier de hautes valeurs sur substratum granitique, passe à de basses valeurs de résistivité dans les volcano-sédiments (schistes amphiboliques). La zone de contact est marquée par une anomalie de type filonien (large de 60 m environ) c'est-à-dire en forme de W et par des failles dont l'anomalie à une forme en V (une fracture se signale à la distance 580 m, dans l'unité volcano-sédimentaire du contact géologique).
- en EM16 : les composantes réelle et imaginaire montrent des contrastes très faibles sans paliers avec cependant quelques anomalies faillées qui se corrélaient bien avec celles indiquées par la méthode électrique. Le contact géologique est marqué par un pic des composantes imaginaire et réelle.

- en Max1 : le changement d'unité géologique s'exprime par un palier de hautes valeurs sur le granite et un autre palier de basses valeurs de la composante imaginaire (OP) sur les schistes amphiboliques (Fig. 41). La pente de raccordement entre les deux paliers est forte (environ 60°). La courbe de la composante réelle (IP) marque le contact par un pic, mais sans former deux paliers distincts comme dans le cas de la composante en quadrature. La pente de raccordement de la composante réelle est identique à celle de la composante en quadrature, plus courte que pour cette dernière. Dans la zone volcano-sédimentaire, après la pente de raccordement, on observe en plus une remontée de la composante réelle à partir de l'anomalie conductrice (faille) à la distance 570 m.

En recalant les deux profils parallèles du Max1 (P21 et P22), le contact est signalé à M47 (470 m) pour le profil 21 et à M48 (480 m) pour le profil 22, ce qui correspond à une orientation du contact géologique de N160°E (Fig. 41).

- Les zones de cisaillement

Dans la partie médiane du bas-fond de Bidi, vers Baongopooré, un profil N80°E a été réalisé. La structure linéaire de type A + B + C d'orientation N140°E, passant à Bidi/Dabéré et Koumbri, a été identifiée par les profils géophysiques. Elle se caractérise par un palier de résistivités apparentes (Fig.41) ; par contre, la composante en quadrature du Max1 n'est pas du tout appropriée pour identifier ce genre d'accident. Ainsi, la largeur de la zone de cisaillement atteint 150 m.

1-2-4 Les types de courbes de sondages électriques

Les sondages électriques réalisés dans le cadre de la campagne 93/95 et ceux réalisés par l'EIER dans la région de Bidi (1989-1990) nous ont permis de dégager des familles de courbes correspondant à des successions identiques de couches de terrain. Nous avons donc tenté une classification inspirée de celle réalisée par Biémi (1992) dans le bassin de la Haute-Marahoué (Côte d'Ivoire) dans un même contexte cristallin que celui du bassin de Bidi. Cinq (5) types de courbes de sondages électriques verticaux peuvent ainsi être distingués.

- Courbes de sondages électriques en "fond de bateau"

Ces courbes caractérisent les régions à cuirasse latéritique (ou carapace latéritique). Ce cas de figure est très répandu dans le pays où la couverture latéritique est généralisée. L'interprétation de ce type de courbe montre une structure à trois couches de terrain électriquement distincts (Fig. 42).

Le recouvrement superficiel : C'est la couche superficielle correspondant à la carapace latéritique. Sa résistivité varie en fonction de son induration, c'est-à-dire, en fonction de l'altération qu'elle a subi (700 et 3 000 Ohms.m). Son épaisseur est généralement faible et varie, dans la zone granitique de Bidi, entre 0,5 m et 3 m.

Le complexe très conducteur : C'est la portion représentée sur la courbe de sondage par le "fond de bateau". Dans la région de Bidi, les résistivités de ce complexe varient entre 50 et 200

Ohms.m. Il est associé à l'altération argileuse dont l'épaisseur (20 à 50 m) est fonction de l'importance de la fracturation.

Le socle résistant : C'est la partie de la courbe du sondage qui remonte avec une pente de 45°. Il correspond au socle sain ou à la roche peu altérée. Les résistivités sont généralement élevées (1 300 à 7 600 Ohms.m) et peuvent tendre vers l'infini.

- Courbes de sondages électriques en "cloche dans le fond de bateau"

C'est une variante du type de courbe de sondage électrique précédent se traduisant par une remontée en cloche dans le fond de bateau (Fig. 42). Cette modification de la courbe peut être liée à la présence d'un horizon d'argiles sèches ou d'argiles gravillonnaires. Ce type de courbe de sondage électrique a été rencontré dans le bas-fond de Bidi, à l'Est de Nayiri (SE 5 et SE 23).

- Courbes de sondages électriques en "cloche puis en fond de bateau"

C'est une variante de la courbe en "fond de bateau". Quatre terrains peuvent être distingués. La couche de terrain superficiel est représentée par un recouvrement arable sableux de champs de cultures avec des résistivités variant entre 90 et 200 Ohms.m et des épaisseurs faibles (1 à 2 m), Fig. 43. Les autres terrains sous-jacents sont les mêmes que ceux définis dans les courbes en "fond de bateau".

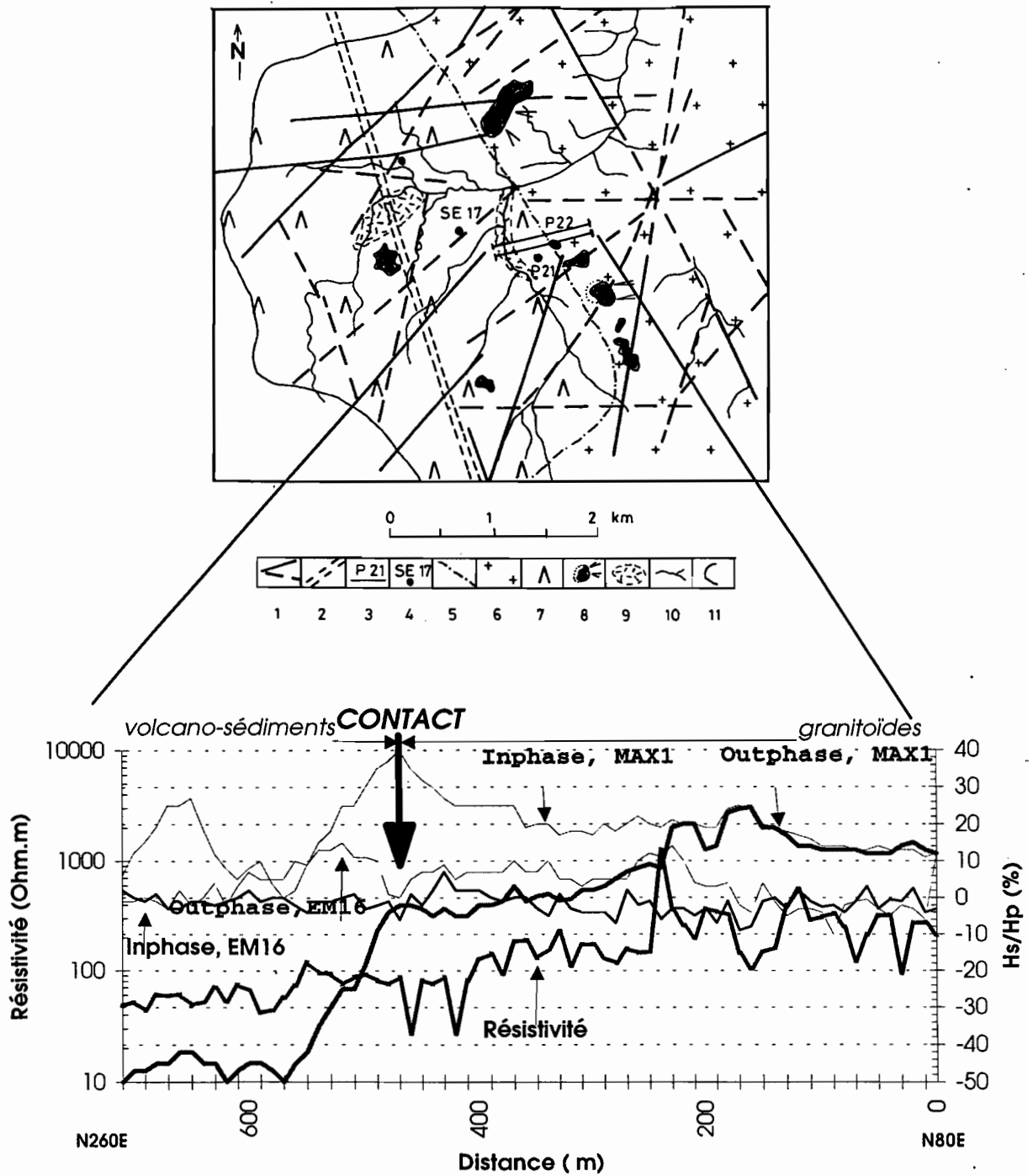


Figure 41 : Identification du contact entre les granitoïdes et les schistes amphiboliques (volcano-sédiments) à l'ouest du bassin de Bidi (profil 21).

Légende : 1-photos-linéaments (en tirets : alignements de végétation ; en trait plein : contraste de tonalité et de texture) ; 2-zone de cisaillement de Samené et structure dans l'unité volcano-sédimentaire ; 3-profils géophysiques P22 et P21 espacés de 100 m ; 4-sondages géophysiques et mesures rotatives au Max1 ; 5-contact géologique ; 6-granitoïdes ; 7-volcano-sédiments et direction de la schistosité d'après les observations de terrain et les mesures rotatives au Max1 ; 8-Cuirasse de Moyen-Glaci ; 9-Cuirasse de Bas-glaci ; 10-réseau hydrographique ; 11-limite du bassin de Bidi Hs/Hp (%) : ratio entre les champs secondaire et primaire

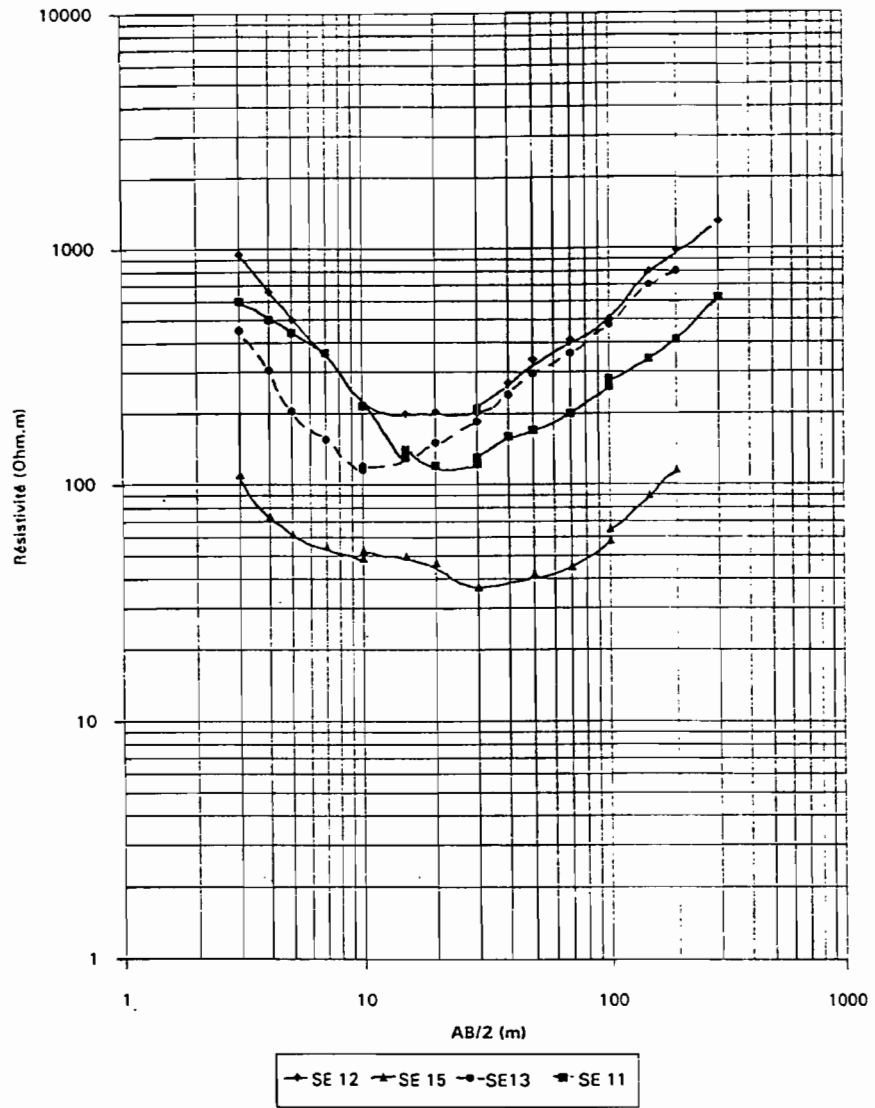


Figure 42 : Courbes de sondages en "fond de bateau"

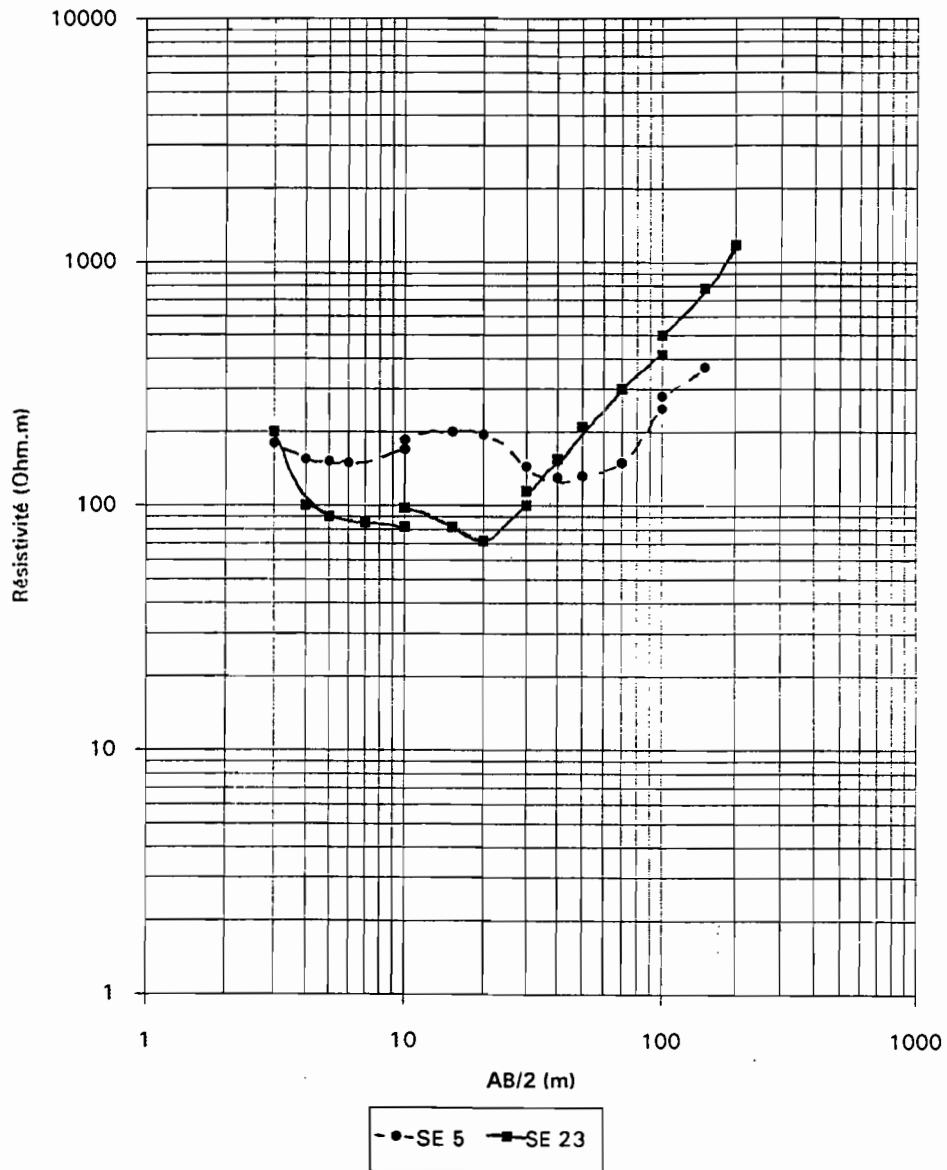


Figure 43 : Courbes de sondages en "cloche dans le fond de bateau"

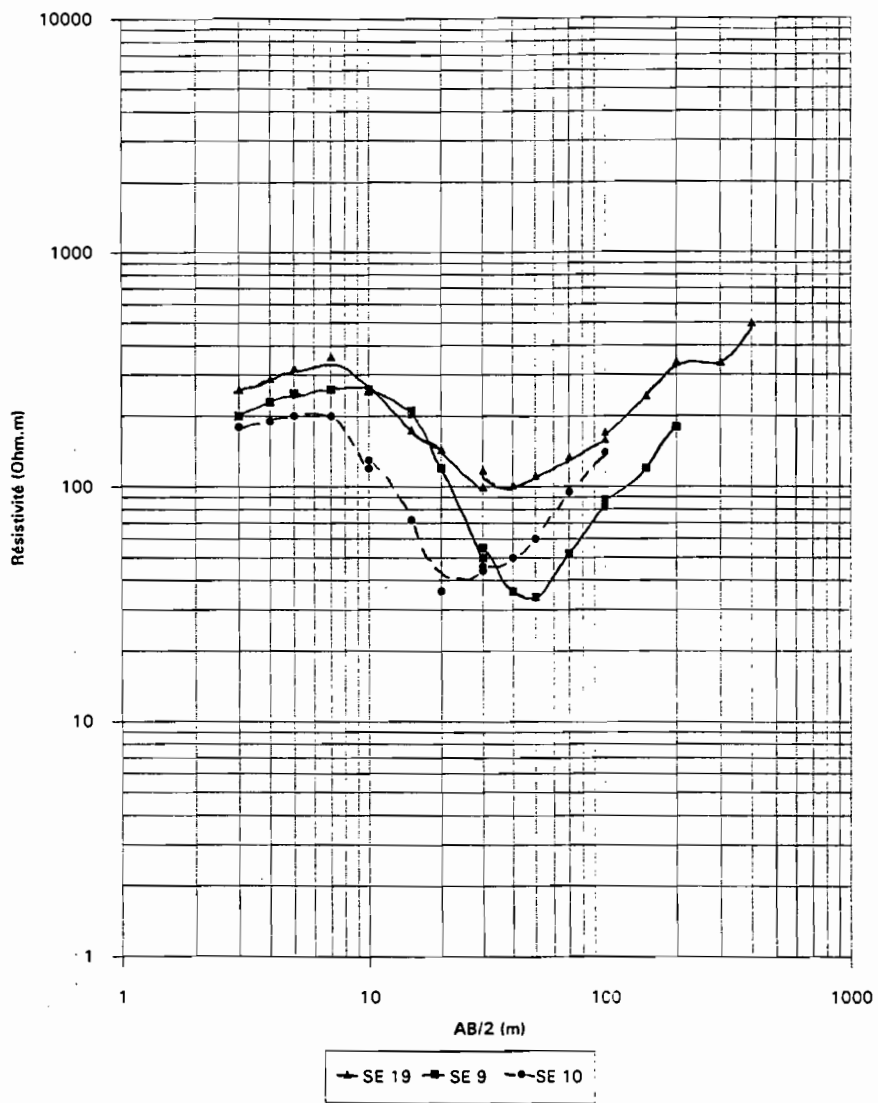


Figure 44 : Courbes en "cloche et en fond de bateau"

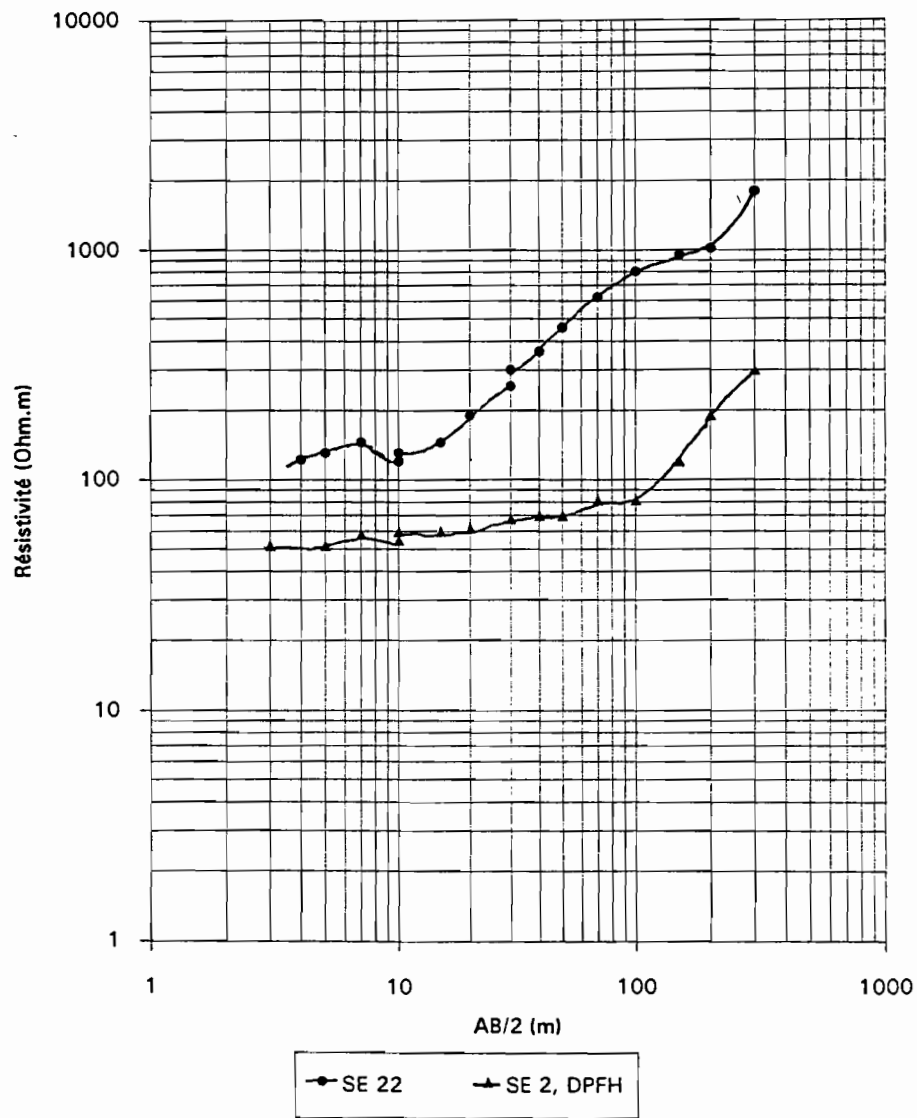


Figure 45 : Courbes de sondages à une "seule branche

- Courbes de sondages électriques à une "seule branche"

Ce type de courbe indique un terrain à deux couches. La première couche est formée par des sables argileux dont la résistivité s'échelonne entre 50 à 120 Ohms.m ; les épaisseurs vont de 0,30 à 15 m pour les plus faibles. La forme de cette courbe suppose l'absence d'une couche latéritique qui correspond à la première partie de la figure 45. La seconde couche de terrain correspond au socle résistant. Ce type de courbe est rencontré dans les sondages 3, 4 et 22 (Campagne 93-95) réalisés entre Bidi/Nayiri et Bidi/Torobé. Le sondage 2 réalisé par la DPFH à Silmimossi indique une profondeur du socle de 50 mètres environ. Il indique un substratum résistant sub-affleurant (moins de 15 m).

N. B. : Le sondage 3 effectué sur une anomalie conductrice du profil 2 a été réalisé perpendiculairement à la faille. S'il avait été réalisé dans la direction de la faille, il aurait une allure mettant en évidence une altération plus élevée (forme "en fond de bateau" par exemple).

- Courbes de sondages électriques à "remontée traînante"

Dans ce cas, les deux branches de la courbe sont dissymétriques (Fig. 46). La diminution de la pente montante est due à l'existence d'un terrain très important en hydrogéologie, à savoir le socle fissuré, entre l'horizon conducteur et le socle sain. Plus l'épaisseur du socle fissuré est grande, plus elle s'exprime sur la courbe par une remontée traînante marquée. Ce type de sondage est lié à l'influence d'une mégafracture, Savadogo (1984), Biémi (1992). L'inflexion de la branche montante peut être assez prononcée et donner une courbe de sondage avec "escalier sur la branche montante" (Fig. 47).

1-2-5 Les sondages électromagnétiques

L'interprétation des courbes de sondages électromagnétiques (nombre d'induction en fonction du pourcentage de la composante en quadrature ou la composante en phase) aboutit à des successions de couches de terrains identiques à celles des sondages électriques verticaux (type Schlumberger) dans les cas suivants :

- bobine verticale (Max2), direction du sondage parallèle à la faille ;
- bobine horizontale (Max1) et direction de la ligne perpendiculaire à la faille (Tab. 19, Fig. 48).

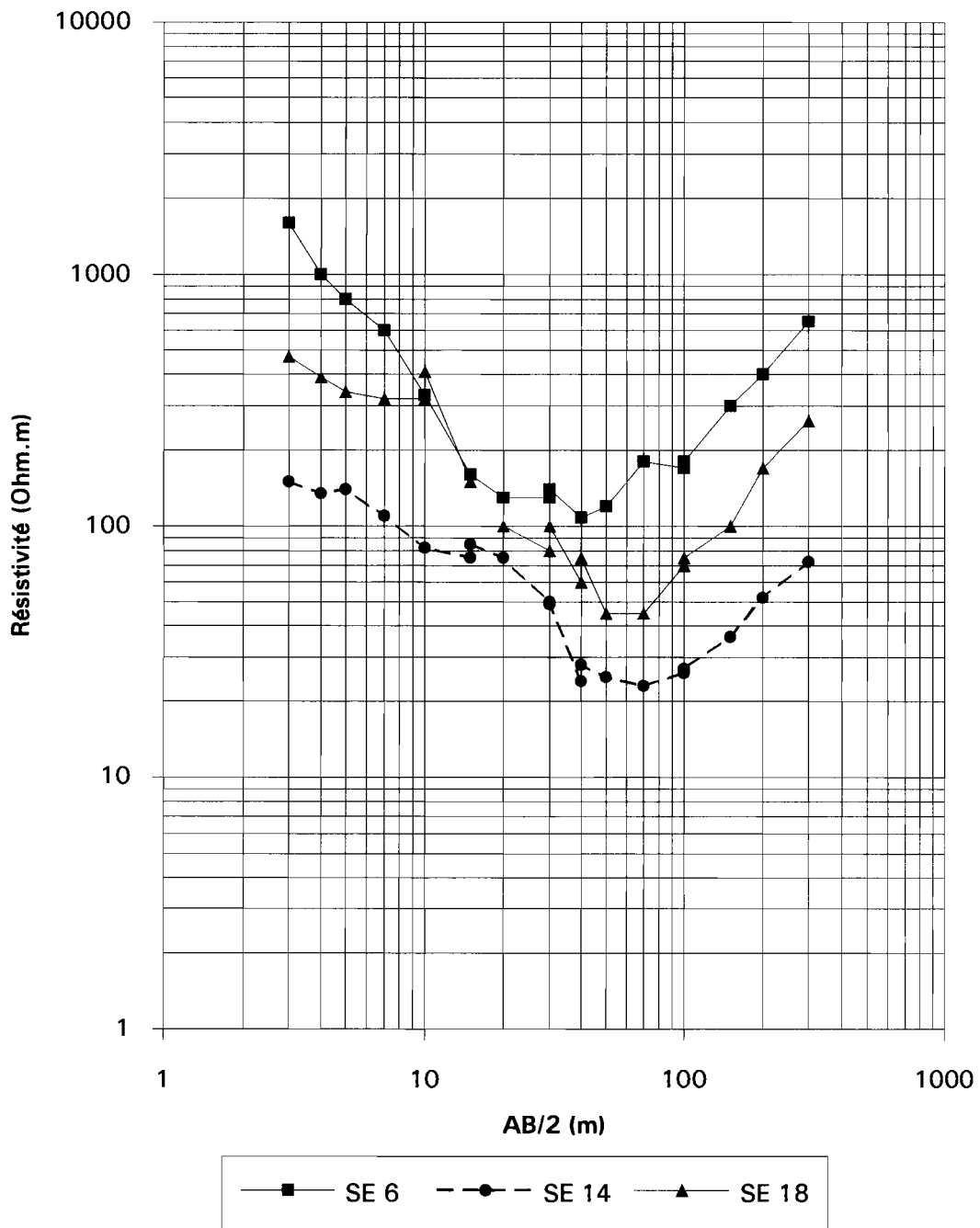


Figure 46 : Courbes de sondages à "remontée traînante"

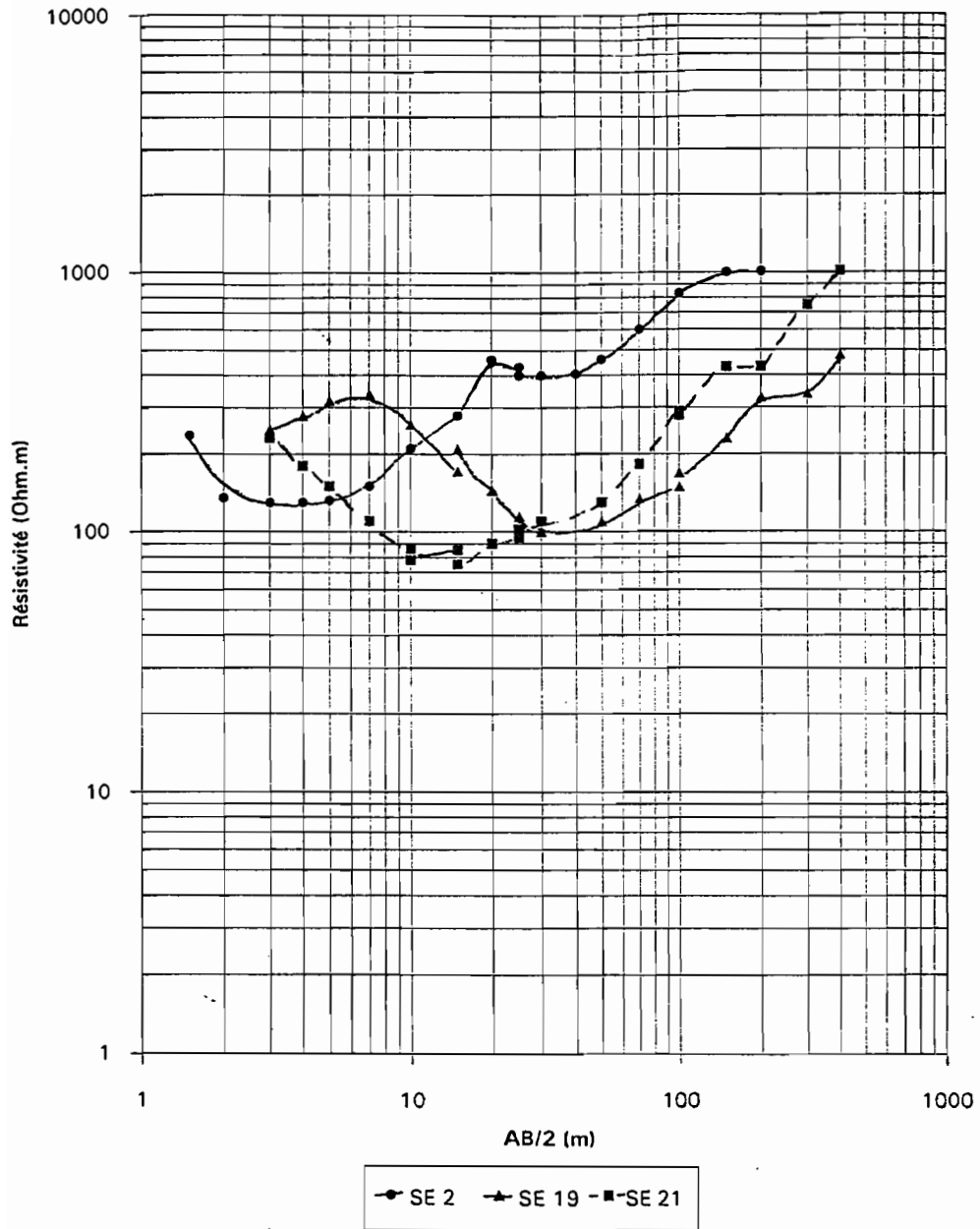


Figure 47 : Courbes de sondages en "escalier sur la branche montante"

Tableau 19 : Comparaison entre sondages électriques verticaux et sondages électromagnétiques du profil 18.

SE12, M30

| n° couche | SEV | | Max1, N0°E | | Max2, N0°E | | Max1, N°90E | |
|-----------|------------------|-------|------------------|-------|------------------|-------|------------------|-------|
| | R ($\Omega.m$) | E (m) | R ($\Omega.m$) | E (m) | R ($\Omega.m$) | E (m) | R ($\Omega.m$) | E (m) |
| 1 | 1 300 | 2 | 824 | 13 | 1 291 | 3 | 1 140 | 3 |
| 2 | 186 | 34 | 280 | 78 | 81 | 54 | 36 | 5 |
| 3 | 7 700 | | 6 362 | | 8 000 | | 19 000 | |

SE13, M42

| n° couche | SEV | | Max1, N0°E | | Max2, N0°E | | Max1, N°90E | |
|-----------|------------------|-------|------------------|-------|------------------|-------|------------------|-------|
| | R ($\Omega.m$) | E (m) | R ($\Omega.m$) | E (m) | R ($\Omega.m$) | E (m) | R ($\Omega.m$) | E (m) |
| 1 | 725 | 2 | 824 | 13 | 1 177 | 2 | 1 140 | 3 |
| 2 | 103 | 34 | 280 | 78 | 81 | 51 | 36 | 5 |
| 3 | 1 560 | | 6 362 | | 8 870 | | 19 000 | |

SEV : sondage électrique vertical ; N45°E : direction de la l'anomalie ; N0°E : direction de la ligne perpendiculaire à l'anomalie

Discussion et conclusion

Plusieurs observations et conclusions peuvent être tirées de investigations géophysiques latérales et en profondeur

- Investigation latérale

Trois méthodes géophysiques ont été utilisées pour l'identification des structures conductrices à partir de la carte des linéaments : la méthode électrique, déjà utilisée dans la région de Bidi et les méthodes électromagnétiques nouvellement utilisées (MaxMin et VLF). Les dispositifs proposés permettent de comparer dans une certaine mesure les différentes méthodes entre elles : pour les traînés électriques AB = 180 m, MN = 20 m ; pour les traînés MaxMin en bobines horizontales : F = 3 520 hertz et l = 100 m ; pour le VLF, l'émetteur GBR a été utilisé. La méthode électrique reste la plus fiable pour la détermination précise de la position de l'anomalie. Un décalage appréciable (30 m) a été observé entre la position des anomalies conductrices des méthodes électromagnétiques et électrique. Il paraît donc toujours nécessaire d'utiliser la méthode électrique pour déterminer avec une bonne précision la position exacte des anomalies conductrices. Cependant, la rapidité d'exécution et la facilité de mise en oeuvre des méthodes électromagnétiques nous conduisent à conseiller leur utilisation dans la première phase d'investigation latérale ; les zones d'anomalies ainsi décelées, seront ensuite confirmées, et leur position précisée par des profils électriques courts.

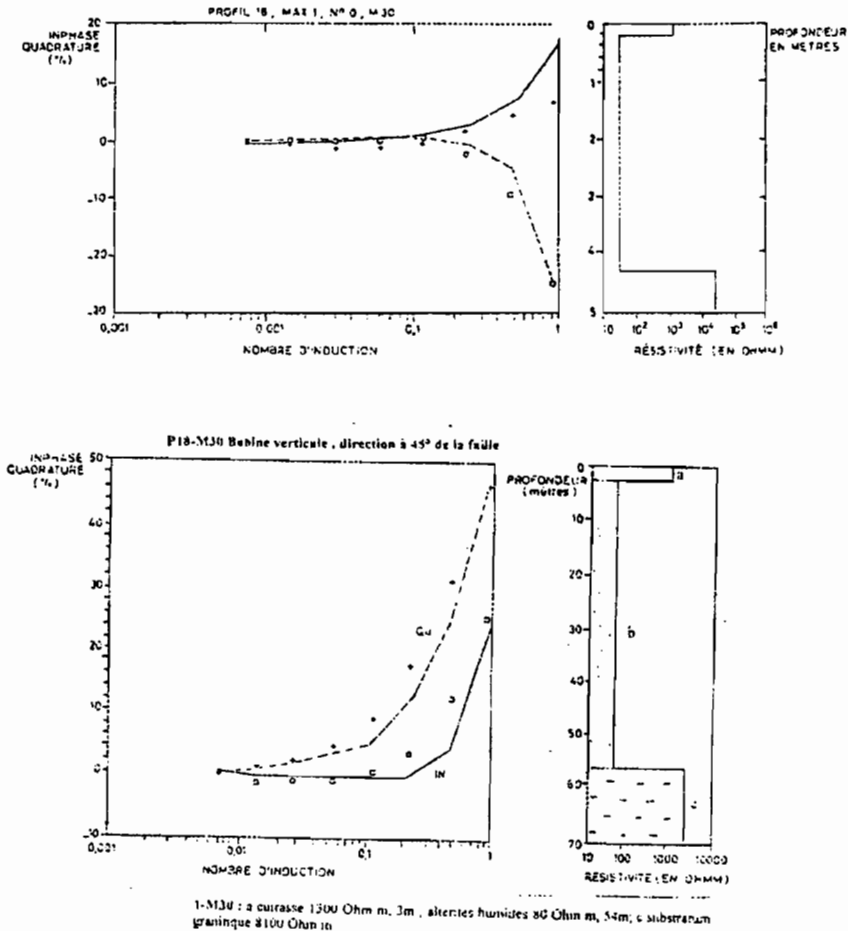


Figure 48 : Interprétation des sondages électromagnétiques de fréquence (simulation à l'aide du programme EMIXMM)

a) les bobines sont horizontales et la direction du sondage est parallèle à l'anomalie ; b) les bobines sont verticales et la direction du sondage recoupe l'anomalie (Ou : Quadrature ; IN : phase)

Ces dispositifs d'investigation latérale constituent les bases de l'identification des zones de broyage du socle (failles, contacts géologiques, zone de cisaillement, fractures) qui constituent des réservoirs préférentiels de stockage d'eau souterrain. Les failles et contacts géologiques sont donc des zones importantes en hydrogéologie. Dans la région de Bidi, les failles se distinguent bien grâce aux profils de résistivités électriques où elles se manifestent par des paliers bien distincts, correspondant à des structures en horst et graben. Dans l'identification du contact géologique entre les granitoïdes et les schistes amphiboliques près de Samené, la composante imaginaire du Max1 s'est avérée plus efficace que les autres méthodes. L'EM16 a aussi l'avantage de bien identifier ce contact géologique par un pic, mais les amplitudes des phases sont insuffisamment contrastées pour identifier les fractures. Par contre, l'électrique montre des paliers moins nets que dans le cas du Max1, mais conserve tout son intérêt pour identifier les fractures et les filons dans la zone de contact géologique.

La zone de cisaillement longeant la partie médiane du bas-fond de Bidi, longue de plus de 15 kilomètres se manifeste par un palier net de résistivités apparentes.

Les indicateurs naturels (arbres hydrophiles, termitières du groupe Macrotermes) sont, en prospection hydrogéologique, les premiers indices de localisation des zones de broyage du socle. Leur utilisation dans le contact géologique entre les granitoïdes et les schistes amphiboliques près de Samené s'est révélée efficace. En ce qui concerne la végétation, le contact géologique est marqué par le passage d'espèces végétales spécifiques aux zones granitiques (*Piliostigma reticulatum*, *Guiera senegalensis* et *Balanites aegyptiaca*, *Acacia sieberiana*, *Acacia pemata*) à des espèces caractéristiques des zones schisteuses (*Combretacées*, *Anogeisus leiocarpus*...).

- Investigation en profondeur

L'investigation en profondeur a été réalisée dans le bassin de Bidi au moyen de sondages électriques verticaux et de sondages électromagnétiques de fréquence. Les sondages électriques ont été interprétés manuellement à l'aide d'abaques (méthode Cagniard) ; les valeurs trouvées ont été ensuite traitées sur micro-ordinateur en utilisant le logiciel SEV (Geostudi, Italie). Dans cette méthode d'interprétation combinant la lecture d'abaques et l'utilisation d'un logiciel, les erreurs de modèles de terrain sont minimisées et la recherche du meilleur modèle est optimisée en temps de traitement par rapport à une simulation automatique ou semi-automatique par le programme.

La classification des sondages électriques verticaux dans le bassin de Bidi s'inspire de celle réalisée par Biémi (1992) dans le bassin de la Haute-Marahoué (Côte d'Ivoire). Dans un même contexte cristallin, les formes de courbes sont identiques mais, dans la région de Bidi, le nombre de familles de courbes de sondages a été réduit à cinq. Les autres familles distinguées dans le bassin de la Haute-Marahoué sont considérées comme des variantes.

Le sondage électromagnétique de fréquences est d'exécution plus rapide (9 mesures en 3 minutes pour le dispositif Max1 par exemple) par rapport au sondage électrique vertical (21 mesures en 1 heure environ de manipulation). Il donne les mêmes modèles de terrain que le sondage électrique vertical à condition d'utiliser une configuration en bobines horizontales dont la direction recoupe celle de l'anomalie, ou une configuration en bobines verticales avec une direction de ligne parallèle à l'anomalie.

2 LES AQUIFÈRES SUPERFICIELS

2-1 L'AQUIFÈRE DE BAS-FOND

Les bas-fonds sont des fonds plats ou concaves de vallons ou d'axes d'écoulements déprimés (Raunet, 1985). La largeur du bas-fond dépend de la nature du substratum, de l'intensité de la fracturation et de l'importance des écoulements. Les failles conjuguées affectant le socle constituent

des zones de faiblesse par où sont collectées et circulent les eaux de ruissellement (Fig. 27). Ces eaux de surface alimentent des puits villageois qui captent la nappe phréatique superficielle, généralement bien alimentée par les eaux de crue du marigot. Les dépôts alluviaux et colluviaux sont en effet des réservoirs pouvant piéger les apports importants d'eau de surface.

2-1-1 Lithologie

La partie superficielle des aquifères de bas-fond est constituée de formations colluvio-alluviales en horizons discontinus composés de sables argileux, d'argiles sableuses ou gravillonnaires en alternance. On y distingue également des radicelles, des termites, des pores fonctionnels (souvent de la taille du centimètre) et des horizons argileux.

En profondeur, on passe à des argiles sableuses bariolées (traces d'oxydes et d'hydroxydes de fer) dans la zone de battement de la nappe à partir de 1,80 mètre (près de Monisaka). A la base des profils d'alluvions et de colluvions, se trouve un niveau gravillonnaire (nodules gravillonnaires et quartz de taille centimétrique).

Au total, l'examen des coupes de fosses pédologiques (Fritsch, 1994) permet de distinguer trois (3) horizons dans le bief de Gourga :

- un horizon meuble supérieur appauvri sableux et sablo-argileux dont l'épaisseur est croissante de l'axe des versants (0,2-0,6 m) vers l'axe du bas-fond (0,4-1 m). Les structures pédologiques sont faiblement développées. Ces recouvrements sableux présentent une stratification nette (alternance de lits à sables grossiers, d'argiles et de limons). Une couche humifère brun foncé, sablo-argileux (10 % d'argile) se trouve à la base de cet horizon.
- un horizon intermédiaire argileux vers les hauts versants, micropélitique, polyédrique ou massif avec un débit polyédrique. Cet horizon peut être marqué par des intercalations argilo-sableuses à argileuses (35 % d'argile, 40 à 60 % d'argile).
- un horizon inférieur bariolé, argileux, massif, à débit polyédrique grossier avec de nombreux macropores tubulaires et alvéolaires.

La base du profil colluvio-alluvial comprend des graviers pouvant évoluer vers une carapace. En effet, des horizons gravillonnaires, carapacés à cuirassés près de la surface ou à partir de 90 cm de profondeur, se localisent entre la digue filtrante et le barrage de Gourga (Fig. 14). L'épaisseur totale de ces formations alluviales et colluviales dans le bief de Gourga dépasse à peine le mètre.

Leur épaisseur est plus élevée à quelques kilomètres en aval du barrage de Gourga. En effet, la coupe du forage "Dispensaire" (P11) à l'Est de Nayiri (DPFH) indique 7 m d'épaisseur d'argiles grises

grises alluviales. D'autre part, dans la zone de Marango/Monisaka, d'après la coupe interprétative de sondages électriques verticaux (SE 23 et SE 25, Fig. 49), l'épaisseur des formations alluviales et/ou colluviales varie de deux mètres sur les berges (colluvions) à 15 mètres dans l'axe du bas-fond. Les sondages électriques que nous avons réalisés dans le bas-fond présentent des courbes en "cloche dans le fond de bateau" (Fig. 43). Les valeurs de résistivités apparentes en saison sèche de ces horizons s'échelonnent entre 50 et 100 Ohms.m.

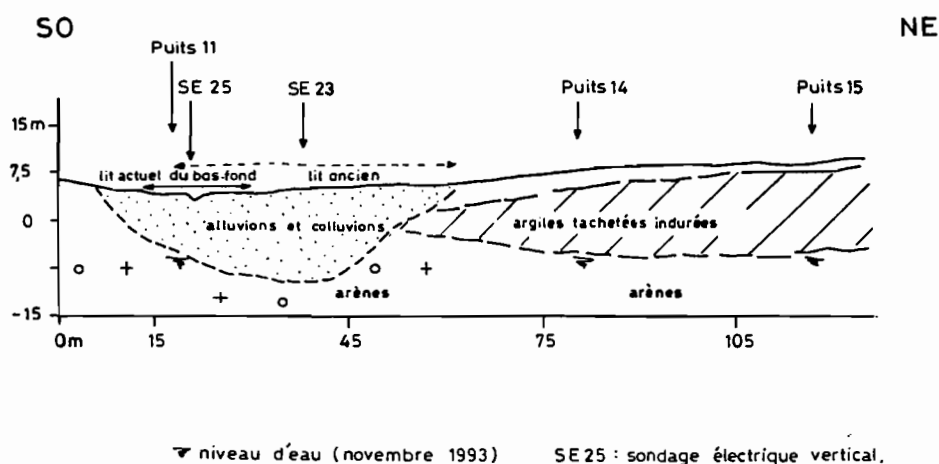


Figure 49 : Extension latérale des colluvions-alluvions en aval du bas-fond de Bidi (à l'est de Bidi/Nayiri)

2-1-2 Les anciens axes de bas-fonds

A partir d'observations de terrain, de coupes pédologiques et de corrélations de sondages géophysiques, nous avons pu mettre en évidence la divagation du lit du bas-fond de Bidi.

La disposition des aménagements maraîchers de contre-saison près des puits captant la nappe colluvio-alluviale de bas-fond à Monisaka où se rencontrent des espèces végétales hygrophiles (*Ficus gnaphalocarpa*, *Anacardium occidentale*) indique un déplacement du lit ancien du bas-fond de 100 à 300 mètres par rapport à son lit actuel (Fig. 14).

Les traînées électriques dans le bas-fond de Bidi indiquent des zones de basses valeurs de résistivités de plus de 150 m de large (Fig. 33). Les coupes de sondages électriques en forme de "cloche dans le fond de bateau" (Fig. 43) à l'Est de Bidi/Nayiri montrent une allure similaire à celle du bas-fond actuel. Le déplacement du bas-fond atteint 200 mètres par rapport à son lit actuel.

Par ailleurs, dans le bief de Gourga/Tilli, les profils pédologiques (Fristch, 1994) en aval du barrage indiquent un déplacement de 50 mètres environ de l'axe de drainage (lit mineur) du bas-fond.

2-2 L'AQUIFÈRE DE CUIRASSE LATÉRITIQUE

Les horizons cuirassés ou carapacés (haut, moyen et bas-versants) présentent une structure alvéolaire qui leur confère une capacité à emmagasiner l'eau. Dans la région de Bidi, depuis la grande sécheresse des années 1970, les niveaux des nappes de cuirasses ont fortement baissé et seules quelques cuirasses basses sont encore noyées. Les sources de déversement des nappes de cuirasse ont maintenant des débits très faibles (quelques litres par seconde en saison sèche à la source de Koumbri). Certaines sources ont tari (cas de la source de Bidi/Nayiri qui coulait il y a une trentaine d'années).

Les horizons de cuirasses se rencontrent sur les mi-versants et les bas-versants en raccord avec le bas-fond (rive droite du barrage de Gourga). L'épaisseur de la cuirasse dépasse 10 mètres sur les plateaux cuirassés près de la source de Koumbri et à Samené où le substratum est volcanique et volcano-sédimentaire. Elle atteint 7 m près des parcelles agronomiques de Samniwéogo. Il est à remarquer que les épaisseurs de cuirasse qui sont indiquées sur les coupes de forages englobent, en plus de la cuirasse, les argiles tachetées indurées sous-jacentes (près de 17 m sur la coupe géologique du puits busé de Samené), ce qui exagère l'épaisseur de la cuirasse.

Les sondages électriques verticaux montrent que la cuirasse s'exprime soit sur les courbes en "fond de bateau" (cuirasse affleurante, horizon gravillonnaire), soit sur les courbes en "cloche et en fond de bateau" (cuirasse ou horizon gravillonnaire recouvert par de la terre arable) ou enfin par une courbe en "fond de bateau avec un intermédiaire en descente" dont le palier indique le niveau de la nappe (SE18, Fig. 46). L'épaisseur de la cuirasse est de 3 à 5 m sur les sondages électriques verticaux réalisés en rive droite du bas-fond de Bidi, 2 kilomètres à l'Est de Dabéré, sur substratum granitique (Fig. 50). Les résistivités de la cuirasse varient de 500 à 3 000 Ohms.m.

2-3 LES ALTÉRITES ARGILEUSES

En zone de socle, les altérites argileuses (argiles tachetées indurées, arènes sableuses, altérites argileuses) sont des réservoirs d'eau souterraine importants liés aux zones de broyage du socle. Les altérites argileuses forment un horizon en dessous de la cuirasse latéritique ou des formations superficielles (sables éoliens, colluvions, alluvions). Leurs épaisseurs sont variables suivant l'importance du broyage subi par la roche et la profondeur du substratum. Dans ce paragraphe, nous verrons comment les méthodes géophysiques peuvent préciser la largeur et la profondeur des zones de broyage. Ces renseignements sont indispensables pour l'implantation des ouvrages de captage.

2-3-1 Largeur de la zone de broyage

Les anomalies conductrices

Les anomalies conductrices correspondant aux zones de broyage du socle sain s'expriment sous diverses formes. Dans le cas d'un traîné électrique de type Schlumberger, les zones filoniennes, dont

l'épaisseur est plus grande que 20 m (écartement des électrodes M et N de mesure de la différence de potentiel), s'expriment par une augmentation de la résistivité apparente au milieu de l'anomalie conductrice lorsque les électrodes M et N sont à l'aplomb du filon (Fig. 41, profil 21). L'anomalie a alors une forme en "W". Les zones de failles (Fig. 40a et 40b) présentent des paliers de hautes et basses valeurs de résistivités apparentes. Les contacts géologiques s'expriment par des paliers de la composante en quadrature.

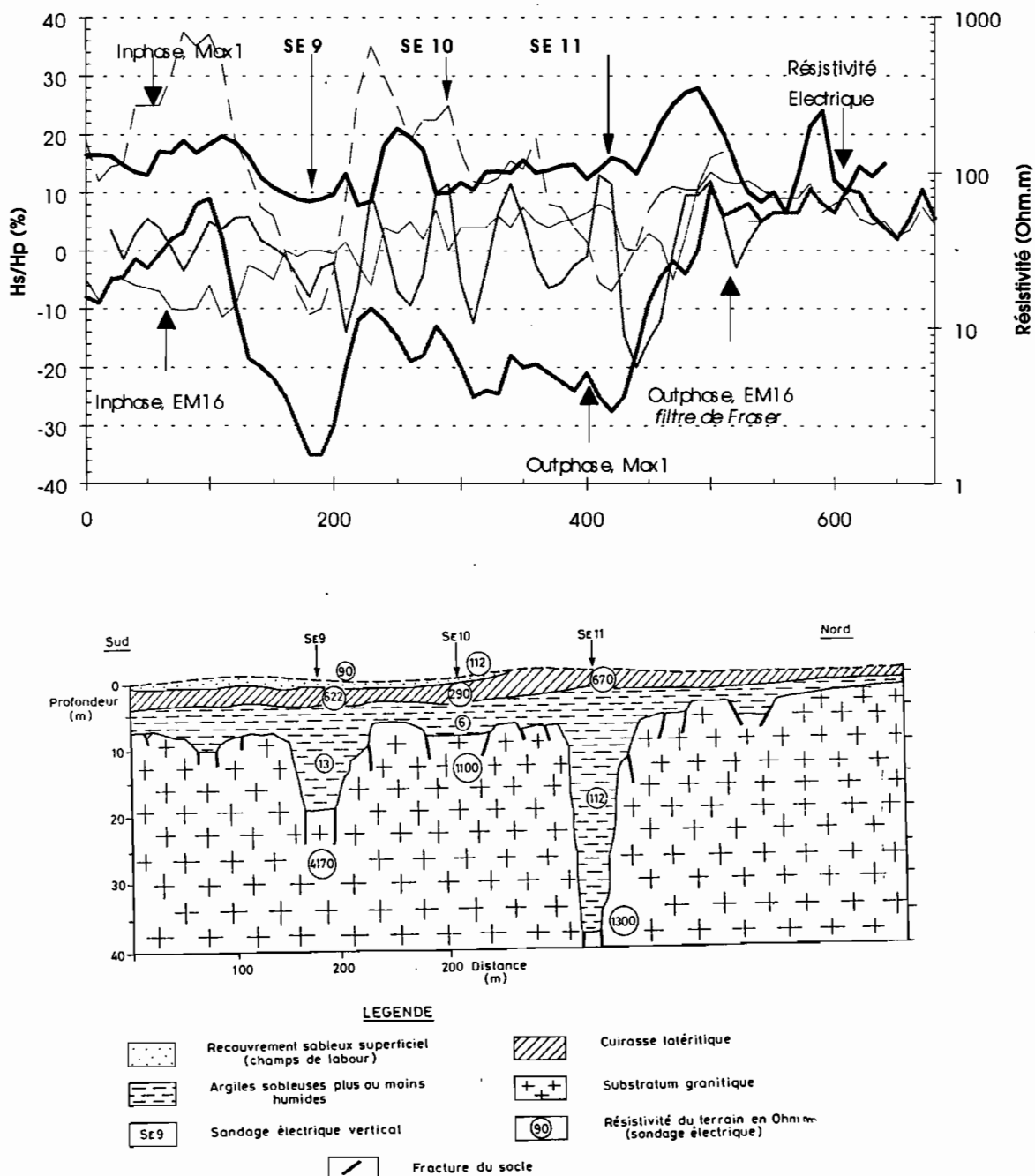


Figure 50 : Structure des aquifères (cuirasse latéritique, altérites argilo-sableuses, zone fissurée du socle) d'après la coupe interprétative de sondages électriques verticaux en rive droite du bas-fond de Bidi (2 km au SE de Dabéré), profil 17

Largeur de la zone de broyage

Les largeurs des anomalies conductrices sont différentes selon les techniques géophysiques. Ainsi, le MaxI donne des anomalies plus larges que l'électrique (30 m pour le MaxI et 15 m pour l'électrique, Fig. 39). Egalement, l'anomalie de la composante en quadrature du MaxMin n'est pas perturbée par des pics à l'aplomb des filons et par conséquent elle traduit mieux toute la largeur de la structure conductrice. Dans le bassin de Bidi, les largeurs des zones de broyage varient de 20 à 60 mètres. Leur position sur le terrain dépend de la configuration des dispositifs (voir paragraphe précédent). Dans la zone de cisaillement central de Bidi (Fig. 11), la largeur de broyage atteint 150 m.

2-3-2 Profondeur d'altération

Les renseignements sur la profondeur du substratum (ou encore l'épaisseur d'altération) sont fournis par les coupes de forages d'eau réalisés dans le cadre des campagnes d'hydraulique villageoise et les sondages géophysiques.

Les forages d'eau réalisés dans le cadre des programmes d'hydraulique villageoise dans la province du Yatenga (Bilan d'eau, 1993) indiquent, dans la région de Bidi, une épaisseur d'altération (cuirasse comprise) variant entre 30 m sur substratum granitique et plus de 40 m sur substratum de schistes volcano-sédimentaires (Fig. 3).

Les sondages géophysiques que nous avons réalisés sur les anomalies conductrices situées en zone d'interfluve de milieu granitique ont montré des épaisseurs d'altération argileuse de près de 50 m (Fig. 50) sous une couche de formations superficielles de 4 à 7 m d'épaisseur. Des épaisseurs plus élevées se rencontrent dans les rejets de horst et graben : 35 m d'altérites au dessus du granite fissuré. Cette zone fissurée est marquée par un palier sur la branche montante du sondage 19 du profil 10, près de Marango à l'Est de Dabéré (Fig. 45). Les sondages IWACO, dans le secteur de la mare de Samniwéogo, indiquent une épaisseur d'altérites de 80 m.

2-3-3 Le toit du substratum

Le substratum est la couche de terrain résistant qui s'exprime sur les sondages électriques verticaux par une augmentation de la résistivité avec une pente de 45 degrés de la branche montante de la courbe. Elle se situe sous les altérites argileuses. En terme de lithologie, le substratum résistant peut correspondre soit à la roche fissurée de faible épaisseur surmontant le socle sain, soit au socle sain lui-même.

La structure et la profondeur du toit du substratum dans le bassin de Bidi peuvent être identifiées par quatre approches possibles :

1) Par cartographie des affleurements rocheux dans la région

L'esquisse géomorphologique de la région de Bidi (Fig. 13) montre que le substratum rocheux affleure rarement. A Bidi/Nayiri, de petits affleurements de granite de l'ordre du mètre carré sont visibles dans les champs. D'autre part, les forages d'eau réalisés ont atteint le socle sain entre 4 m et 12 m respectivement à Bidi/Dabéré et au puits "Dispensaire" (Fig. 15).

2) Par des profils géophysiques d'investigation latérale avec des corrélations des sondages électriques verticaux

L'allure de la courbe des résistivités apparentes permet de se renseigner sur la topographie du toit du substratum. Les sondages réalisés sur les zones d'anomalies confirment mieux cette topographie très irrégulière du substratum (Fig. 49). Les structures en horst et graben peuvent être mises en évidence par l'examen des courbes de résistivité électrique et les profondeurs du substratum déterminées par corrélation entre les sondages électriques verticaux (Fig. 40b).

3) Par des cartes d'iso-résistivités apparentes

Les traînés électriques et les profils rectangles réalisés en 1989-1990 par l'EIER dans le bief de Gourga (où est construit un petit barrage) ont montré l'existence d'anomalies conductrices d'orientation Est-Ouest (N117°E, N99°E) et Nord-Est (N20°E, N36°E, N45°E, N72°E) recoupant l'axe du bas-fond (Sama, 1989). Nous avons dressé, dans le cadre de notre étude, une carte des résistivités apparentes issues de ces travaux (Fig. 51 et Fig. 52). Cette carte d'iso-résistivités indique deux compartiments distincts qui sont séparées par une faille Est-Ouest à la hauteur de la digue filtrante :

- un compartiment Nord de fortes résistivités pouvant atteindre 600 Ohms.m en moyenne et s'étendant surtout en rive gauche du bas-fond ;
- un compartiment Sud (vers le quartier Tilli, en rive droite du marigot) avec des résistivités moyennes inférieures à 250 Ohms.m.

En recalant ces anomalies électriques avec la carte des photos-linéaments (Fig. 40a et 40b), on met en évidence un effondrement du toit du socle. Cet effondrement est lié à une structure linéamentaire de types B (contraste de tonalité) et A (alignement de végétation). L'orientation de cette structure linéamentaire est N50°E ; elle passe à la hauteur de la digue filtrante.

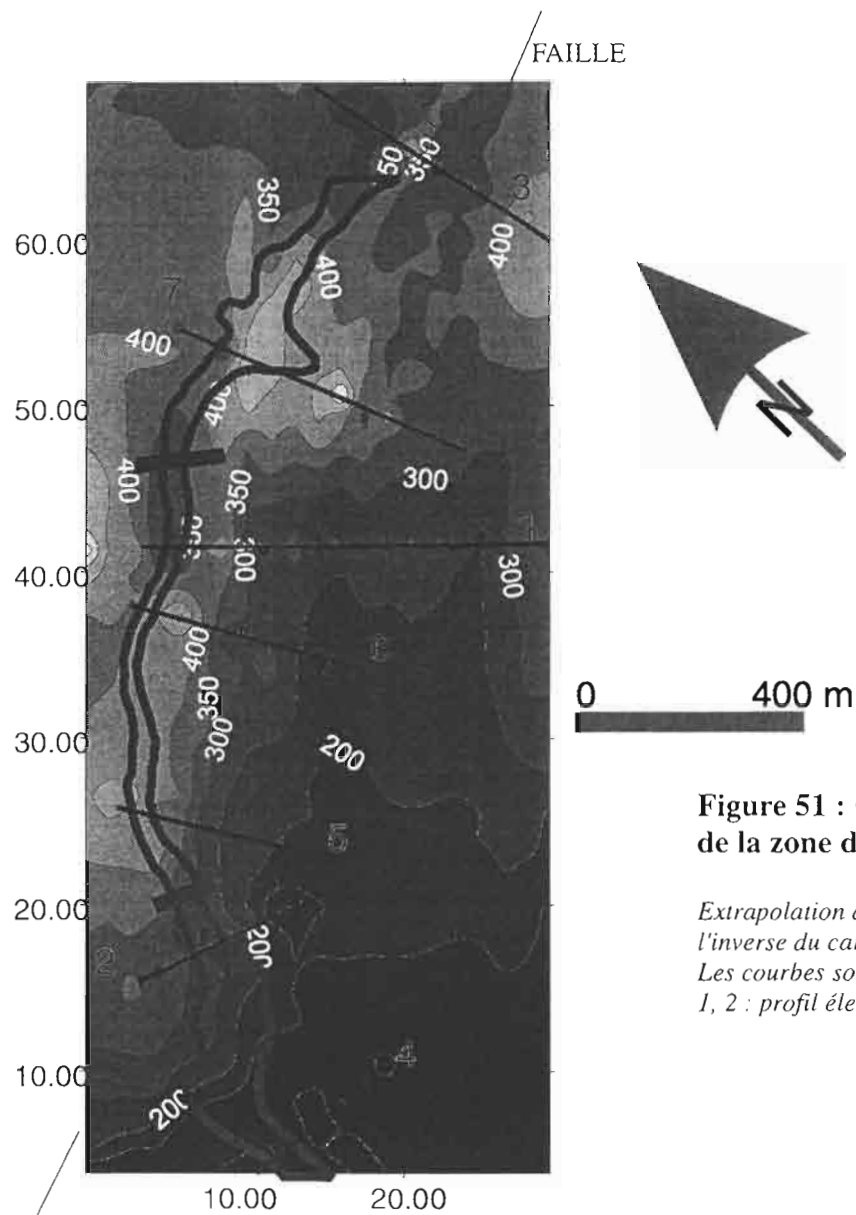
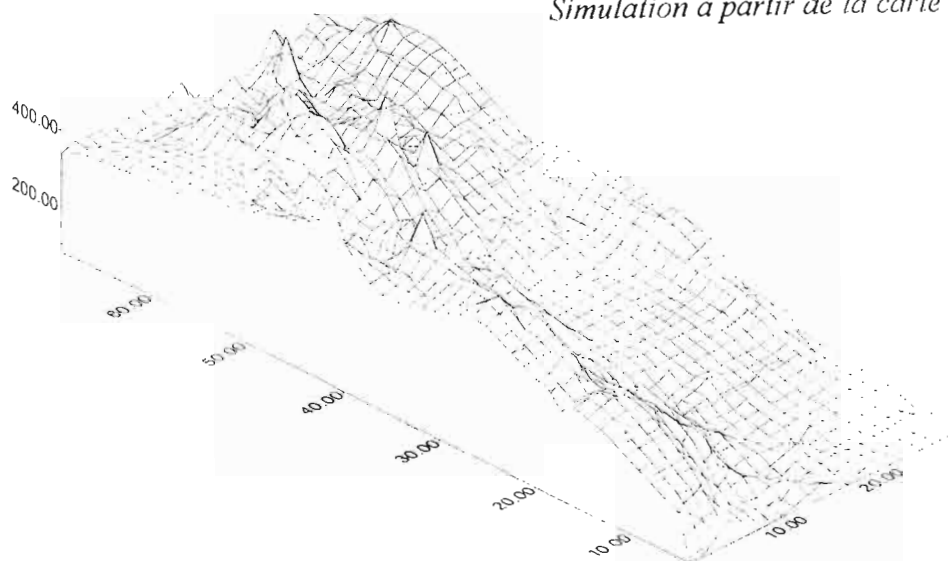


Figure 51 : Carte d'iso-résistivités apparentes de la zone du bief de Gourga/Tilli

*Extrapolation à partir de la méthode de l'inverse du carré de la distance
Les courbes sont équidistantes de 50 Ohms.m
1, 2 : profil électrique (EIER, 1989/1990)*

Figure 52 : Vue perspective du toit du substratum granitique dans la zone du bief de Gourga/Tilli

Simulation à partir de la carte d'iso-résistivités apparentes



4) Par l'examen de la carte d'égal profondeur du substratum réalisée à partir de 18 sondages électriques verticaux (Lachaud, inédit) dans le secteur du petit barrage de Gourga. Les modèles de terrain issus de l'interprétation de J. C. Lachaud ont été contrôlés par l'utilisation du logiciel SEV (Fig. 53 et Fig. 54).

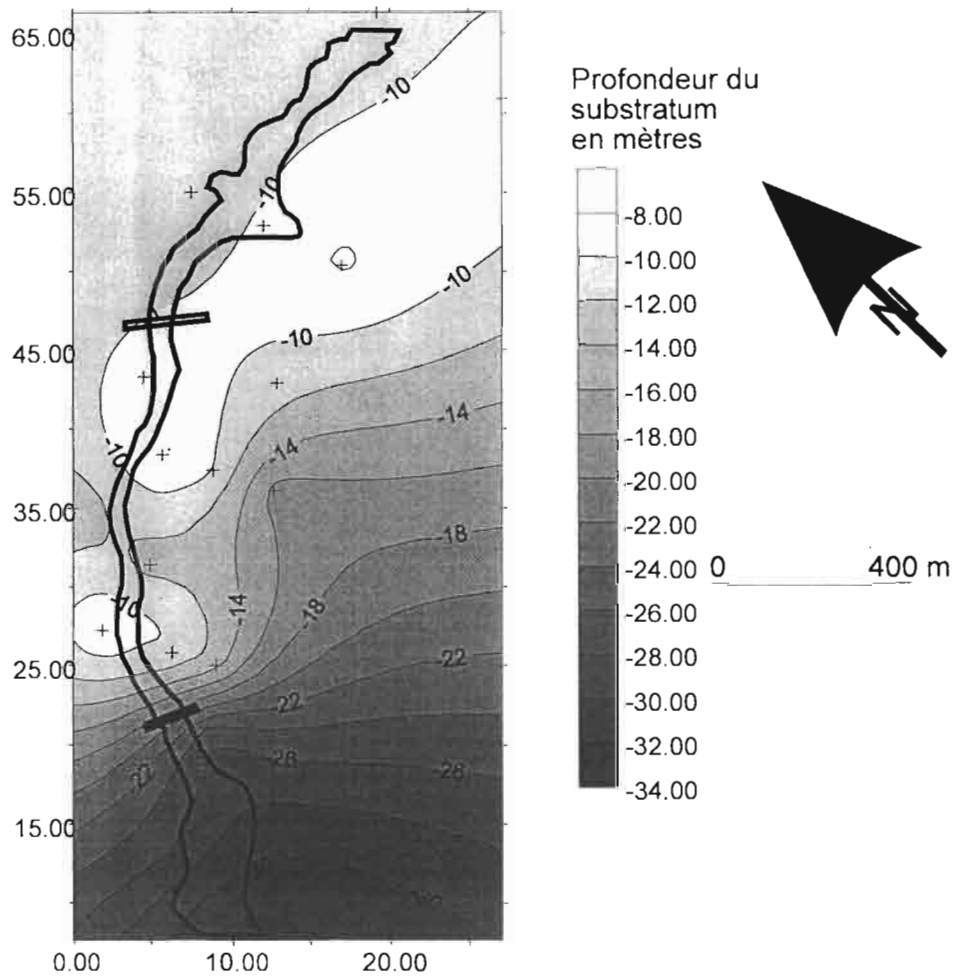


Fig. 53 : Carte isohypse du toit du substratum dans le bief de Gourga/Tilli

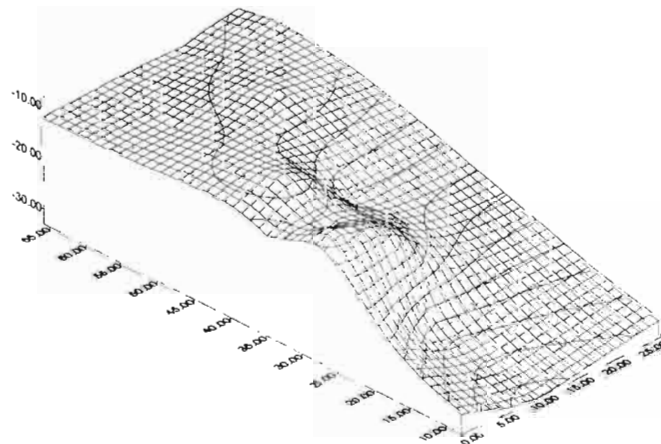


Figure 54 : Vue perspective du toit du substratum dans le bief de Gourga/Tilli

Le socle atteint 36 mètres de profondeur à l'amont de la digue filtrante vers Tilli, alors qu'il est sub-affleurant (profondeur inférieure à 10 m) sur la rive gauche. Ainsi de l'amont à l'aval du barrage de Gourga, la résistivité augmente dans le même sens que la remontée du substratum. Le bas-fond, dans ce bief, coule vers l'Est en suivant la faille majeure N50E. La digue du barrage de Gourga est située sur la partie la plus haute du socle granitique, ce qui lui assure une plus grande stabilité bien que des anomalies conductrices de faible ampleur soient signalées près de la digue par les profils rectangles et carrés (Sama, 1989).

Les deux représentations du toit du substratum (à partir des traînés électriques et des sondages électriques) ont la même allure (Fig. 51 et 53) à la différence que le substratum paraît moins tourmenté sur le bloc diagramme issu des sondages électriques du fait qu'il ne prend en compte que quelques valeurs ponctuelles de profondeur du substratum résistant.

La carte d'iso-résistivités montre un toit du substratum cristallin assez tourmenté, aussi bien dans l'axe du bas-fond de Gourga que sur les rebords. Dans les autres secteurs, les coupes de forages et les affleurements de granite montrent qu'en rive gauche du bas-fond de Bidi, le substratum est généralement plus haut qu'en rive droite. De part et d'autre du bas-fond, le socle semble présenter une structure en horst et graben.

3 L'AQUIFÈRE PROFOND DE MILIEU FISSURÉ ET SA PRODUCTIVITÉ HYDRAULIQUE

C'est bien cette frange fissurée qui est recherchée en prospection géophysique, surtout lorsque cette zone est associée à une faible épaisseur d'altérites argileuses (Savadogo, 1984). La remontée traînante observée sur les sondages électriques correspond à la frange fissurée du substratum.

Il ressort des campagnes d'hydraulique villageoise dans la province du Yatenga (Ministère de l'eau, 1988) que le contexte géologique des granites syntectoniques (désignés sous le terme granites récents) est très difficile pour l'implantation des forages d'eau. Ainsi, le taux de succès des forages implantés par géophysique (méthode électrique de type Schlumberger) est de 52 % contre 42 % sans utilisation de la géophysique). Les débits sont généralement inférieurs à 1 m³/h comme l'indique la figure 3. Seul le forage de Gourga, dans la zone granitique du bassin de Bidi, a un débit d'exploitation de 4,8 m³/h.

En zone de roches volcaniques ou volcano-sédimentaires, le taux de succès devient encore plus faible que dans la zone granitique. Il est seulement de 45 % si l'implantation se fait sur le croisement des linéaments à cause du développement d'une épaisse couche très argileuse (Ministère de l'eau, 1990). La proportion d'argiles dans les altérites schisteuses est en effet nettement supérieure à celle des altérites granitiques.

Des essais de pompages donnent les caractéristiques hydrodynamiques moyennes des différents aquifères de la province du Yatenga (Ministère de l'eau, 1988 ; Ministère de l'eau, 1990) avec des transmissivités (T) de l'ordre de 10^{-5} m²/s, des coefficients d'emménagement (S) faibles pour les schistes ($< 10^{-5}$) et assez élevés sur substratum granitique. Par comparaison, S varie de $7,3 \cdot 10^{-4}$ dans les altérites argileuses à des valeurs comprises entre 0,012 et 0,05 dans les arènes grenues surmontant le socle fissuré granitique (Tab. 20).

Tableau 20 : Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de socle cristallin (Ministère de l'eau, 1990 ; Coulibaly, 1992 ; BRGM, 1992)

| | Granites | Schistes |
|---|---|--|
| altération argileuse | T : $9 \cdot 10^{-5}$ m ² /s S : $7,3 \cdot 10^{-4}$ (drainage important) | T : $3 \cdot 10^{-5}$ m ² /s (drainage faible) |
| arènes grenues (Bidi/Gourga) F2 essais | T : 6 à $20 \cdot 10^{-5}$ m ² /s S : 0,012 à 0,05 (drainage très important) | |
| zone fissurée | T : $8 \cdot 10^{-5}$ à $0,34 \cdot 10^{-5}$ m ² /s S : 0,095 à $1,8 \cdot 10^{-4}$ | T : 7 m ² /s S : 0,78 à $1,5 \cdot 10^{-4}$ |

CONCLUSION

L'étude des aquifères de socle cristallin du bassin de Bidi (province du Yatenga) par des méthodes directes (fosses pédologiques, coupes de forages d'eau) et par des méthodes indirectes (géophysique) montre deux types principaux de réservoirs d'eaux souterraines :

- les aquifères superficiels localisés dans les formations superficielles : colluvions et alluvions de bas-fonds, cuirasse et base de la cuirasse, altérites argileuses et arènes.
- les aquifères profonds comprenant la frange fissurée au-dessus du socle.

Les investigations géophysiques permettent de bien identifier chacun de ces réservoirs.

Les résultats des investigations géophysiques latérales

Parmi les méthodes d'investigation latérale, le dispositif de prospection électromagnétique Max1 ($f = 3520$ hertz, $l = 100$ m) est de mise en oeuvre et d'exécution très rapides. Par rapport à la méthode électrique, il nécessite une main d'oeuvre beaucoup plus faible (2 personnes au lieu de 5). Il est donc à recommander systématiquement pour en prospection hydrogéologique pour les investigations latérales. Plus économique en temps, il permet un bon repérage des anomalies conductrices (Nakolendoussé, 1991). Cependant, un contrôle systématique par des profils électriques courts ($AB=180$ m, $MN=20$ m) reste nécessaire pour préciser la position des points devant faire l'objet d'investigations en profondeur (sondages).

Dans la région de Bidi, pour mettre en évidence les structures conductrices par la géophysique, nous avons testé des dispositifs de mesure et retenu les configurations suivantes :

- pour l'électrique, $AB = 180$ m et $MN = 20$ m ;
- pour le MaxMin en bobines horizontales, $F = 3\ 520$ hertz et $l = 100$ m.

Les zones de faiblesse du socle (failles, filons, fractures, contacts géologiques, zone de cisaillement) ont été caractérisées par les profils géophysiques. Les résultats originaux de ces travaux sont la caractérisation des zones de failles et de contacts géologiques par les méthodes d'investigation latérale. Pour l'identification des failles, la méthode électrique s'est avérée la plus efficace. Elle a montré distinctement un palier de basses valeurs de résistivité (graben) et un autre de hautes valeurs de résistivité (horst), (profils 10 et 16 à Nayiri et Marango). Pour le contact géologique entre les granitoïdes et les volcano-sédiments, la composante en quadrature du Max1 s'est révélée la plus appropriée. Elle montre deux paliers distincts : un palier de hautes valeurs en zone granitique et un autre de basses valeurs sur les volcano-sédiments. Le VLF indique des pics très distincts marquant avec précision le contact géologique. La méthode électrique présente toutefois l'avantage de montrer les filons et fractures caractéristiques des zones de contacts géologiques. Pour ce type d'accident, elle complète donc utilement les deux autres méthodes.

La caractérisation des aquifères

Le premier type d'aquifère est constitué par les formations colluvio-alluviales de bas-fond. Elles sont constituées de sables et d'argiles en alternance, dont l'épaisseur passe de 1 m près du barrage de Gourga à plus de 7 m, 7 km plus en aval. Dans le bief de Monisaka, nos travaux ont mis en évidence un ancien axe de bas-fond où l'épaisseur des alluvions, attestée par des corrélations entre sondages électriques verticaux, atteint 15 m.

Le second type d'aquifère est constitué par les formations latéritiques (cuirasse, carapace, altérites latéritiques). Sur les plateaux, l'épaisseur de la cuirasse atteint 10 m. Sur les zones de mi-versants et de bas-versants l'épaisseur des cuirasses varie entre 3 et 5 m. La cuirasse s'exprime sur

les courbes de sondages électriques avec des formes en "fond de bateau", en "cloche et en fond de bateau" et en "fond de bateau avec un intermédiaire en descente". Les cuirasses et carapaces ne sont aquifères de nos jours que dans les zones basses, près des bas-fonds, mais les altérites latéritiques, à la base des cuirasses, constituent toujours des réservoirs qui sont captés par les puits villageois.

Le troisième type d'aquifère est représenté par les altérites argileuses dans les zones de broyage du socle. Leur épaisseur est de 30 m mais peut atteindre 80 m dans les rejets de faille. La largeur de la zone de broyage identifiée grâce aux profils latéraux varie en général entre 10 et 60 m. Elle atteint 150 m dans la zone de cisaillement central de Bidi.

Le dernier aquifère, le plus intéressant en zone de socle pour l'implantation des ouvrages de captage, est la franche fissurée surmontant le socle sain. Cette franche fissurée se traduit par une remontée traînante sur les sondages électriques. C'est le cas des sondages 18 (Marango), 7 et 8 (Silmimossi). Sur les sondages 7 et 8, l'existence de la franche fissurée est confirmée par la coupe du forage de Silmimossi où l'épaisseur du granite altéré atteint 30 m. A une échelle plus grande, la carte de résistivité apparente permet aussi bien de visualiser la topographie du substratum que les profondeurs du socle qui sont données par les sondages électriques. La carte de résistivité permet donc de localiser les aquifères profonds et les déformations affectant le socle. Ainsi, nos travaux ont montré une faille N50°E longeant le bief de Gourga. Par ailleurs, la carte de résistivité montre que le toit du substratum granitique dans le bassin de Bidi est tourmenté lui donnant une structure en horst et graben. L'interprétation en terme de profondeurs du substratum de cette carte de résistivités passe par l'utilisation des sondages électriques et les corrélations entre les sondages.

CHAP. IX : LA CARACTÉRISATION HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

Dans ce chapitre nous traiterons de la qualité chimique des différentes nappes du bassin de Bidi (nappes colluvio-alluviales, nappe des altérites et nappe profonde de milieux fissurés).

L'étude hydrochimique des eaux de Bidi a été abordée pour la première fois en 1991. Elle a porté sur cinq échantillons d'eaux de puits et de forages le long du bas-fond de Bidi (Coulibaly, 1992). Cette étude a montré que les eaux analysées sont très peu minéralisées avec un faciès bicarbonaté sodique ; des coliformes fécaux, des coliformes totaux et des streptocoques sont présents. Nous avons étendu et complété ces données par des analyses physico-chimiques d'eau de puits villageois et de forages d'eau dans différents contextes géomorphologiques (bas-fond, plateau latéritique du petit bassin de Samené). Les aquifères captés par les différents ouvrages échantillonnés peuvent être regroupés en trois ensembles :

- 1- les formations sableuses et argileuses le long du bas-fond (colluvio-alluvions),
- 2- la cuirasse latéritique, les argiles latéritiques et le toit des altérites argileuses (cas de plusieurs puits busés ou des puits de plateaux),
- 3- le socle fissuré.

1 PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

La conductivité varie entre 33 (altérites latéritiques de plateaux) et 608 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (socle fissuré), ce qui correspond à une minéralisation totale variant de 50 à 453 mg/l (Tab. 21). En général, cette minéralisation est faible dans les nappes peu profondes, car les eaux souterraines n'ont pas drainé par infiltration directe de grandes épaisseurs de terrain. Elle est de 80 mg/l dans les colluvions-alluvions de bas-fonds. Dans l'aquifère des altérites latéritiques, la minéralisation totale varie entre 50 et 232 mg/l. Elle est plus élevée dans le socle fissuré granitique (393 à 453 mg/l).

Tableau 21 : Concentrations moyennes en ions majeurs des eaux souterraines du bassin versant de Bidi, province du Yatenga

| aquifères | | pH à 25°C | Cond ° $\mu\text{S}/\text{c}$ m | Ca mg/l | Mg mg/l | Na mg/l | K mg/l | SO ₄ mg/l | HCO ₃ mg/l | Cl mg/l | NO ₃ mg/l | minéralisation totale mg/l |
|------------------------------|-----|--------------|--|------------|------------|------------|-----------|-------------------------|--------------------------|------------|-------------------------|----------------------------------|
| alluvions (1 éch.) | | 6,6 | 226 | 4 | 1,4 | 10,8 | 15,8 | 1 | 22 | 19 | 6,2 | 80,8 |
| cuirasse (5 éch.) | moy | 6,18 | 135,8 | 7,36 | 2,26 | 5,18 | 5,22 | 0,2 | 45,1 | 38,9 | 8,98 | 118 |
| | min | 6,0 | 33 | 1,2 | 0,5 | 2,3 | 1,3 | 0,0 | 12,2 | 17,5 | 3,1 | 44 |
| | max | 6,8 | 259 | 22,4 | 6,3 | 9,4 | 9,4 | 1,0 | 119,6 | 91,5 | 22 | 231,55 |
| granite fissuré (13 éch.) | moy | 6,7 | 214,73 | 15,64 | 10,93 | 10,65 | 5,48 | 9,48 | 104,56 | 16,9 | 10,65 | 187 |
| | min | 6,26 | 70,0 | 3,2 | 1,01 | 5,5 | 1,12 | 0,0 | 22 | 4,1 | 0,44 | 90 |
| | max | 7,64 | 608,0 | 43,8 | 43,8 | 18,3 | 10,6 | 37 | 302 | 42 | 19,4 | 443,7 |
| schistes (1 éch.) | | 6,2 | 93 | 93 | 3,2 | 4,7 | 6,7 | 0 | 12,2 | 30 | 7 | 64,87 |

Le pH mesuré en laboratoire est généralement faible (de 6,0 à 7,6) ; il semble varier en fonction des saisons : ainsi, entre le 28/5/94 et le 8/5/95, le pH de l'échantillon du forage de Silmimossi passe de 7,1 à 6,5 (Tab. 21).

2 CONCENTRATIONS DES PRINCIPAUX IONS

2-1 LA BALANCE IONIQUE

La condition $(\sum \text{cations} - \sum \text{anions}) / (\sum \text{cations} + \sum \text{anions}) * 100 \leq 6 \%$ n'est rencontrée que dans quatre cas seulement (20 % du nombre total d'analyses). Les analyses d'eau de socle fissuré réalisées pour une vingtaine d'échantillons de socle dans d'autres régions du Burkina, ont montré la même tendance (Savadogo *et al.*, à paraître). Le déséquilibre est largement en faveur des anions. Pour expliquer un tel déséquilibre des cations autres que ceux classiquement dosés jusque là, pourraient avoir des concentrations assez fortes (Al^{3+}) dans les eaux analysées.

2-2 CARACTÈRES GÉNÉRAUX

Les cations les plus fréquents sont Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} . Les anions les plus fréquents sont HCO_3^- et Cl^- . HCO_3^- semble dominant (45 à 120 mg/l) dans les aquifères de zones granitiques (bas-fonds, altérites argileuses, socle fissuré). Cl^- est majoritaire (38 à 91 mg/l) dans les aquifères situés à la base de la cuirasse sur substratum schisteux dans le bassin de Samené (Tabs. 21 et 22). Toutes les eaux analysées ont une concentration en sulfates très faible voire nulle comme c'est le cas souvent en Afrique de l'Ouest (Ousmane, 1983 ; Savadogo, 1984 ; Biémi, 1992). L'ion ferreux et l'ion ferrique sont en faible proportion, soit absents dans les eaux drainant la cuirasse latéritique ; cela est lié à la utilisation du fer sous forme d'oxydes dans les profils d'altération latéritique sous les climats actuels (Savadogo, 1984).

Tableau 23 : Analyses chimiques d'eaux souterraines de la région de Bidi

| Puits ou forage | pH à 25C | Cond. µS/cm | Ca ²⁺ mg/l | Mg ²⁺ mg/l | Na ⁺ mg/l | K ⁺ mg/l | NH ₄ ⁺ mg/l | Fe total mg/l | P mg/l | somme cations en méq/l | HCO ₃ ⁻ mg/l | Cl ⁻ mg/l | SO ₄ ²⁻ mg/l | NO ₂ ⁻ mg/l | NO ₃ ⁻ mg/l | PO ₄ ³⁻ mg/l | F ⁻ mg/l | somme anions en méq/l | Minéralisation totale en mg/l | Balance Ionique en % |
|--------------------------------------|-------------|----------------|--------------------------|--------------------------|-------------------------|------------------------|--------------------------------------|---------------------|-----------|---------------------------------|---------------------------------------|-------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------|--------------------------------------|---------------------------------------|------------------------|-----------------------------|----------------------------------|--------------------------------|
| 1 HOM 15/4/95 (puits) | 6,60 | 226,00 | 4,00 | 1,40 | 10,80 | 15,60 | 0,19 | 0,17 | 0,05 | 1,201 | 22,00 | 19,00 | 1,00 | 0,03 | 6,20 | 0,17 | - | 1,023 | 80,800 | 8,035 |
| 2 Dabéré 14/7/91 (busé) | 6,93 | - | 3,20 | 1,01 | 9,47 | 2,22 | 0,62 | 0,69 | - | 0,760 | 41,48 | 9,48 | 8,00 | 0,23 | 11,40 | 0,41 | 1,09 | 1,373 | 89,920 | -28,761 |
| 3 Dabéré 6/10/91 | 6,35 | - | 4,80 | 2,86 | 5,90 | 4,76 | 1,62 | 0,23 | - | 0,951 | 51,24 | 6,40 | 8,00 | 0,03 | 8,50 | 0,38 | - | 1,337 | 96,340 | -16,860 |
| 4 Dabéré 8/5/95 | 6,55 | 189,30 | 12,00 | 3,90 | 8,10 | 6,60 | 0,08 | 0,36 | - | 1,457 | 22,00 | 42,00 | 20,00 | 0,03 | 18,50 | 0,37 | - | 2,271 | 134,016 | -21,827 |
| 5 Banfora 8/5/95 (busé) | 6,54 | 70,60 | 3,20 | 4,60 | 10,00 | 3,90 | 1,12 | 2,39 | - | 1,183 | 42,70 | 16,00 | 37,00 | 0,30 | 5,30 | 0,74 | - | 2,037 | 128,367 | -26,519 |
| 6 Dispensaire 15/4/95 (busé) | 6,50 | 104,00 | 4,00 | 1,20 | 5,50 | 10,60 | 0,26 | 6,30 | 0,10 | 0,941 | 42,70 | 24,00 | 0,00 | 0,00 | 12,30 | 0,32 | - | 1,585 | 107,540 | -25,477 |
| 7 forage Gourga 14/7/91 | 6,73 | - | 16,68 | 10,00 | 5,81 | 1,12 | 0,00 | 0,02 | - | 1,949 | 103,82 | 16,65 | 5,00 | 0,00 | 18,04 | 0,38 | 0,09 | 2,583 | 177,610 | -13,987 |
| 8 forage Gourga 6/10/91 | 6,26 | - | 18,04 | 5,68 | 8,86 | 6,19 | 0,00 | 0,00 | - | 1,919 | 76,86 | 12,21 | 7,00 | 0,02 | 16,02 | 0,50 | 0,64 | 2,058 | 152,016 | -3,489 |
| 9 forage Gourga 8/5/95 | 6,88 | 215,00 | 15,60 | 7,70 | 18,00 | 5,30 | 0,01 | 0,05 | - | 2,342 | 112,20 | 16,50 | 0,00 | 0,00 | 9,24 | 0,73 | - | 2,476 | 185,340 | -2,795 |
| 10 forage Silmimossi 28/5/94 | 6,50 | 115,00 | 16,80 | 6,30 | 13,00 | 2,50 | 0,00 | 0,00 | 0,40 | 2,007 | 84,20 | 4,10 | 0,20 | 0,00 | 7,90 | 1,21 | - | 1,666 | 136,610 | 9,298 |
| 11 forage Silmimossi 8/5/95 | 7,09 | 147,20 | 10,40 | 5,10 | 18,30 | 7,50 | 0,01 | 0,09 | 0,32 | 1,945 | 79,30 | 13,50 | 0,00 | 0,04 | 19,40 | 0,95 | - | 2,024 | 154,920 | -1,982 |
| 12 forage Tindjem 17/5/95 | 6,87 | 244,00 | 21,20 | 9,70 | 9,40 | 8,50 | 0,04 | 0,07 | 0,29 | 2,508 | 158,60 | 16,50 | 0,00 | 0,00 | 0,44 | 0,87 | - | 3,099 | 225,650 | -10,551 |
| 13 Dissa busé 8/5/95 | 6,38 | 608,00 | 33,60 | 40,20 | 18,00 | 5,50 | 0,18 | 0,11 | 0,22 | 5,973 | 302,60 | 21,00 | 21,00 | 0,00 | 0,44 | 0,67 | - | 6,018 | 443,700 | -0,378 |
| 14 Dissa Forage 8/5/95 | 7,64 | 455,00 | 43,80 | 43,80 | 8,10 | 6,60 | 0,03 | 0,08 | 0,30 | 6,374 | 241,60 | 21,50 | 17,00 | 0,01 | 11,00 | 0,01 | - | 5,098 | 393,852 | 11,122 |
| 15 Saméné/Diallobé (puits) | 6,00 | 70,00 | 1,60 | 0,70 | 3,20 | 10,60 | 0,22 | 0,18 | 0,02 | 0,565 | 12,20 | 22,50 | 0,00 | 0,01 | 3,50 | 0,06 | - | 0,892 | 55,010 | -22,435 |
| 16 Saméné/Tangzougou 14/5/95 (puits) | 6,10 | 228,00 | 9,20 | 2,90 | 4,20 | 2,50 | 7,10 | 0,80 | 0,18 | 1,363 | 119,60 | 17,50 | 0,00 | 0,00 | 3,10 | 0,56 | - | 2,521 | 174,740 | -29,824 |
| 17 Saméné/Nayiri 14/5/95 (puits) | 6,00 | 79,00 | 2,40 | 0,90 | 6,80 | 2,00 | 0,15 | 0,19 | 0,04 | 0,555 | 13,40 | 44,00 | 1,00 | 0,05 | 12,30 | 0,13 | - | 1,684 | 83,510 | -50,417 |
| 18 Saméné/Tangpooré 14/5/95 (puits) | 6,00 | 33,00 | 1,20 | 0,50 | 2,30 | 1,30 | 1,00 | 0,35 | 0,04 | 0,298 | 13,40 | 19,00 | 0,00 | 0,03 | 4,00 | 0,12 | - | 0,824 | 44,240 | -46,861 |
| 19 Saméné/Ladjiyiri 14/5/95 (puits) | 6,80 | 259,00 | 22,40 | 6,30 | 9,40 | 9,70 | 0,06 | 0,07 | 0,19 | 2,313 | 67,10 | 91,50 | 0,00 | 2,18 | 22,00 | 0,59 | - | 4,098 | 231,550 | -27,844 |
| 20 Saméné/busé 14/5/95 | 6,20 | 93,00 | 3,20 | 0,70 | 4,70 | 6,70 | 0,00 | 0,02 | 0,08 | 0,597 | 12,20 | 30,00 | 0,00 | 0,00 | 7,00 | 0,25 | 0,02 | 1,167 | 64,870 | -32,280 |
| Valeurs recommandées CEE | 6,5-8,5 | 400,00 | 100,0 | 500,0 | 100,0 | 12,00 | 0,050 | 0,30 | | | | 200,0 | 250,0 | 0,1 | 50,0 | 2,0 | | | | valeur recommandée : +/- 6,000 |

3 LES FACIÈS HYDROCHIMIQUES

Cinq faciès hydrochimiques peuvent être distingués (Tab. 23, annexe IV). Nous en présentons les caractéristiques principales (Fig. 55).

Tableau 23 : Principaux faciès chimiques (hydrofaciès)

| Anions | Cations | Hydrofaciès |
|---------------------------------------|--|---|
| Cl>HCO3>NO3>SO4 | Na>K>Ca>Mg>NH4 ou Na>K>Ca>NH4>Mg ou K>Na>Ca>Mg | Chlorurées alcalines (échantillons 15, 17, 18, 19) |
| Cl>HCO3>NO3>SO4 | Ca>Mg>Na>K | Chlorurées calciques (échantillons 4, 20) |
| HCO3>Cl>NO3>SO4 ou HCO3>NO3>Cl>SO4 | K>Na>Ca>K | Bicarbonatées alcalines (échantillons 1, 3, 5, 6, 9, 10) |
| HCO3>Cl>NO3>SO4 ou HCO3>NO3>Cl>SO4 | Ca>NH4>Mg>Na>K ou Ca>Mg>Na>K | Bicarbonatées calciques (échantillons 2, 7, 8, 11, 12, 16) |
| HCO3>Cl>NO3>SO4 | Mg>Ca>Na>K | Bicarbonatées magnésiennes (échantillons 13, 14) |

Il n'y a visiblement pas un faciès dominant dans les eaux du bassin de Bidi. La variabilité des faciès chimiques à l'échelle du bassin s'observe également sur un même ouvrage : le forage de Silmimossi indique un faciès bicarbonaté calcique en mai 1995 et un faciès bicarbonaté sodique en mai 1994. Quelques échantillons présentent des concentrations ioniques surprenantes. Il s'agit des échantillons 6 et 15 où le potassium est dominant par rapport au sodium. Dans l'échantillon 6, la concentration en Fe total est très forte (6,30 mg/l).

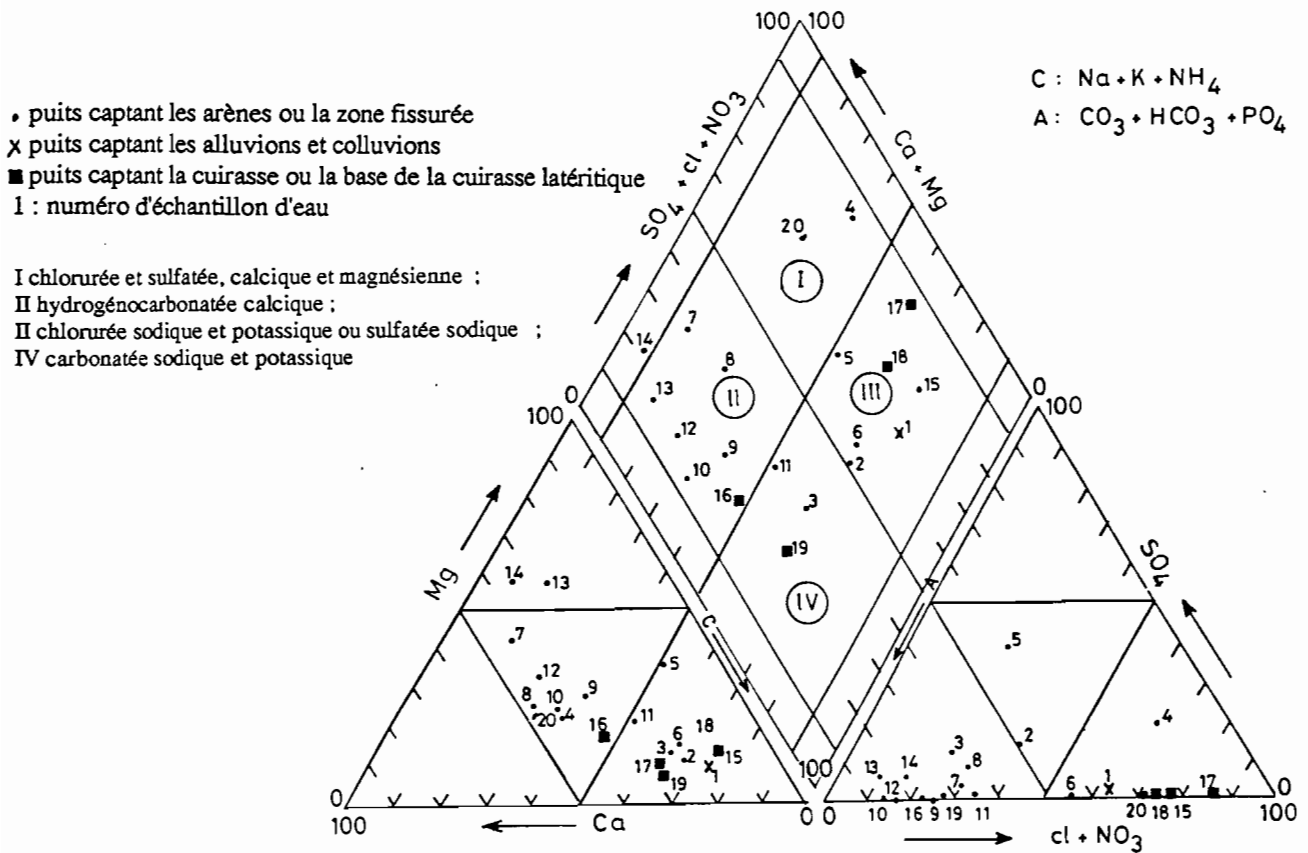


Figure 55 : Le diagramme de Piper des eaux des différents aquifères du bassin de Bidi

3-1 EAUX BICARBONATÉES SODIQUES ET BICARBONATÉES CALCIQUES

Les faciès bicarbonatés sodique et calcique sont les plus représentés dans les eaux analysées provenant d'une part des nappes profondes ou de nappes superficielles. La faible teneur en potassium dans les eaux de surface, s'explique en partie par sa forte absorption par les plantes.

3-2 EAUX CHLORURÉES SODIQUES ET EAUX CHLORURÉES CALCIQUES

Ce sont les faciès chimiques des échantillons d'eau de puits villageois et du puits busé captant les argiles latéritiques et schisteuses du plateau de Samené. Les teneurs en chlorures y

varient entre 17 et 91,5 mg/l et s'expliquent par les difficultés de circulation de l'eau dans les altérites argileuses issues des formations volcano-sédimentaires (Savado, 1984).

3-3 EAUX BICARBONATÉES MAGNÉSIENNES

Elles se rencontrent dans le secteur de Dissa où les ouvrages profonds captent les formations granitiques en contact avec les formations volcano-sédimentaires, riches en ferromagnésiens (biotite, amphibole) qui seraient à l'origine des ions magnésiens dans les eaux (échantillons 15 et 16).

CONCLUSION

Les eaux du bassin cristallin de Bidi sont en majorité bicarbonatées (sodiques, calciques et magnésiennes) à l'instar des eaux du socle cristallin du Burkina Faso (Savado *et al.*, à paraître) avec quelques eaux de type chloruré (sodiques, calciques). Le type chloruré que l'on rencontre dans le bassin de Samené, a été décrit aussi bien dans les formations sédimentaires du bassin de Taoudéni que dans quelques ouvrages de captage du môle Précambrien de Ouagadougou (Ouédraogo, 1994 ;Savado, 1984).

4 CORRÉLATION ENTRE LES IONS MAJEURS

La corrélation entre les concentrations de l'ion bicarbonate et des ions Ca^{++} et Mg^{++} et ainsi que entre NH_4^+ et Mg^{++} est très forte (Tab. 24). Les autres ions sont généralement mal corrélés ce qui semble logique compte tenu de la diversité des faciès hydrochimiques.

Tableau 24 : Matrice de corrélation entre les concentrations d'éléments chimiques des eaux souterraines de la région de Bidi

| | Ca | Mg | Na | K | NH4 | HCO3 | Cl | SO4 | PO4 | NO2 | NO3 | P | Fe total |
|----------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|----------|
| Ca | 1,00 | | | | | | | | | | | | |
| Mg | 0,52 | 1,00 | | | | | | | | | | | |
| Na | 0,50 | 0,35 | 1,00 | | | | | | | | | | |
| K | 0,19 | 0,19 | 0,22 | 1,00 | | | | | | | | | |
| NH4 | 0,32 | 0,72 | 0,40 | 0,01 | 1,00 | | | | | | | | |
| HCO3 | 0,76 | 0,87 | 0,34 | 0,16 | 0,52 | 1,00 | | | | | | | |
| Cl | 0,32 | 0,32 | 0,10 | -0,18 | 0,47 | 0,25 | 1,00 | | | | | | |
| SO4 | -0,11 | -0,10 | -0,18 | -0,27 | 0,07 | -0,12 | -0,26 | 1,00 | | | | | |
| PO4 | -0,30 | -0,29 | -0,09 | -0,02 | -0,28 | -0,48 | 0,11 | 0,02 | 1,00 | | | | |
| NO2 | 0,44 | 0,66 | 0,67 | 0,13 | 0,86 | 0,46 | 0,40 | -0,04 | -0,11 | 1,00 | | | |
| NO3 | 0,25 | 0,71 | 0,44 | 0,18 | 0,85 | 0,53 | 0,32 | -0,05 | -0,27 | 0,83 | 1,00 | | |
| P | -0,31 | -0,29 | -0,10 | -0,03 | -0,27 | -0,49 | 0,10 | 0,01 | 1,00 | -0,12 | -0,28 | 1,00 | |
| Fe total | -0,22 | 0,04 | -0,17 | -0,08 | 0,11 | 0,04 | -0,17 | 0,02 | -0,18 | 0,11 | 0,15 | -0,17 | 1,00 |

Pour mieux établir les corrélation entre l'hydrochimie et la lithologie des aquifères de la nappe captée d'où provient l'échantillon, nous avons tenté d'établir une analyse en composantes

principales des ions majeurs analysés (Ca^{++} , Mg^+ , Cl^- , HCO_3^- , K^+ , SO_4^{2-}), le pH et la concentration minérale. Deux axes peuvent être définis : le premier axe formé Ca^{++} , Mg^+ et HCO_3^{2-} et le second axe par K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} . Ces résultats confirment la bonne corrélation entre Ca^{++} , Mg^+ et HCO_3^- , et dans une moindre mesure entre Na et ces ions. Les ions K^+ , Cl^- et SO_4^{2-} sont bien corrélés entre eux. Seul l'ion majeur NO_3^- est décorrélé avec les autres.

Pour établir la liaison entre la lithologie de l'aquifère et sa qualité hydrochimique, chaque échantillon est associé à un code correspondant à la lithologie et à la position morphologique du piézomètre considéré : socle fissuré granitique de plateau ou de bas-fond (FIG, FIB), aquifère superficiel colluvio-alluvial (AL) et de plateau latéritique (PL). La projection des vingt échantillons d'eau souterraine caractérisés par leur lithologie et leur position morphologique sur le plan factoriel 1-2 montre deux pôles distincts :

- d'un côté, les eaux de la nappe profonde de socle granitique fissuré : le facteur 1 possède de faibles valeurs ;

- de l'autre côté les eaux de la nappe peu profonde (base des altérites latéritiques et socle fissuré de bas-fond) : le facteur 1 est prépondérant tandis que le facteur 2 ne discrimine pas ce groupe du premier.

Les échantillons d'eau provenant des aquifères de même lithologie ou de même situation topographique semblent être bien regroupés (Fig. 56). Seul l'échantillon du puits "LadjiYiri" est isolé des deux groupes ci-dessus définis. Toutefois, le faible nombre des échantillons limite la généralisation de telles relations entre les aquifères et leurs caractères hydrochimiques.

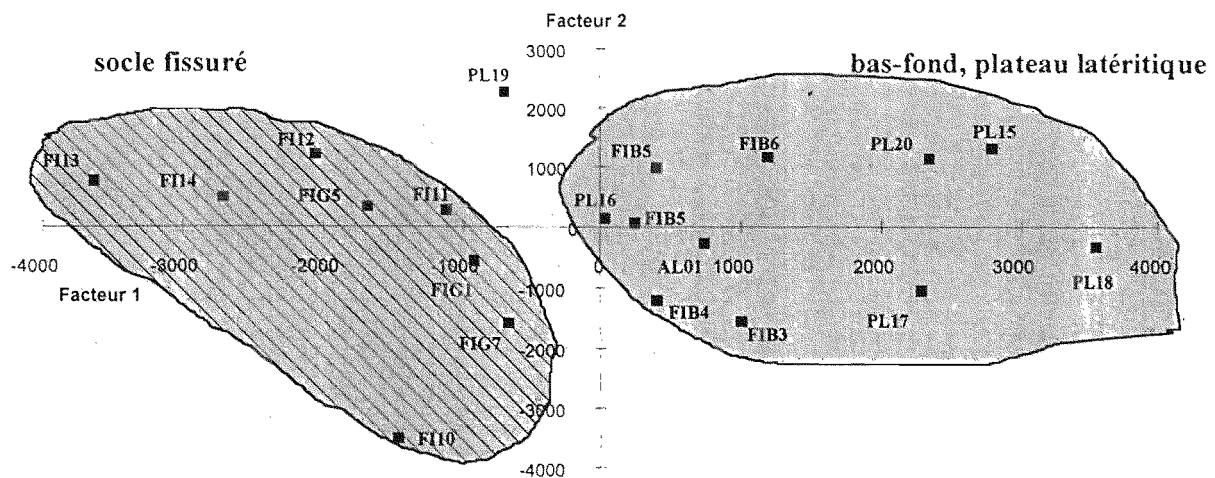


Figure 56 : Projection des individus sur le plan factoriel 1-2 (eaux souterraines du bassin de Bidi)

FI : socle granitique fissuré ; Al : alluvions-colluvions de bas-fond, B : bas-fond ; PL : plateau ; I : numéro d'échantillon d'eau (Tab. 22).

5 QUALITÉ CHIMIQUE ET SIGNIFICATION DE CERTAINS COMPOSANTS CHIMIQUES

5-1 POTABILITÉ CHIMIQUE DES EAUX

Le diagramme de potabilité de Schoeller (Annexe IV) montre que les eaux analysées sont potables. Ceci reste vrai vis-à-vis des normes CEE sauf pour quelques valeurs exceptionnelles :

- sept valeurs de pH sont inférieures à 6,5 surtout dans les échantillons de puits captant les altérites latéritiques du plateau de Saméné (Tab. 22),
- deux conductivités supérieures à 400 S/cm dans le puits busé et le forage de Dissa,
- concentrations des nitrites supérieures à 0,1 mg/l à Dabéré, Banfora. et Saméné/Ladji Yiri, le fer total supérieur à 0,3 mg/l dans cinq ouvrages.

5-2 LES NITRATES

Les nitrates des eaux souterraines ont pour origine les réactions d'oxydo-réduction de matières organiques liées aux activités humaines ou la production animale ou végétale. Les autres origines sont à exclure dans le cas de notre contexte d'étude (dépôts évaporitiques). En effet, le long séjour des déjections animales aux abords des points d'eau contribuent à la "pollution" de la nappe en nitrates (Savadogo *et al.*, à paraître). Les forages profonds n'échappent pas à ce phénomène. Les fissures et fractures associées à ces aquifères assureraient le transit souterrain des nitrates par lessivage jusqu'à contaminer la nappe. C'est le cas constaté dans les eaux des forages de Silmimossi et de Gourga (respectivement à 74 et à 56 m de profondeur).

5-3 LA CONCENTRATION EN ARSENIC

La présence de nombreux sites d'orpaillage en bordure du bassin de Bidi fait penser aux sulfures et métaux arséniés qui accompagnent l'or, dont l'oxydation et la réduction peuvent contribuer à polluer l'eau des nappes d'eau. Cette situation nous a amené à analyser les eaux d'ouvrages du bassin de Bidi et d'autres régions du Burkina. Ces analyses montrent que les eaux de socle cristallin (eaux superficielles ou profondes) sont potables et sans arsenic (Savadogo *et al.*, à paraître).

CONCLUSION

Les eaux du bassin de Bidi sont faiblement minéralisées et présentent un fort déséquilibre de la balance ionique en faveur des anions. Leur étude hydrochimique nous a permis d'identifier des faciès similaires à ceux reconnus dans le socle cristallin d'Afrique de l'ouest : bicarbonatés (sodiques, calciques, magnésiens) et chlorurés (sodiques, calciques) comme indiqué par Savadogo, 1984 ; Biémi, 1992 ; Ouédraogo, 1994 ; Savadogo *et al.*, 1996. Les compositions chimiques sont très variables même si des tendances se dégagent en fonction de la nature de l'aquifère capté (colluvions-alluvions, altérites latéritiques, arènes sableuses et argileuses, zone fissurée granitique

ou schisteuse). Les aquifères de milieu granitique présentent des faciès hydrochimiques bicarbonatés. Sur substratum schisteux, les faciès sont plutôt chlorurés. Les eaux souterraines analysées sont potables et sans arsenic.

CHAP. X - LA PIÉZOMÉTRIE ET LA RECHARGE DES NAPPES D'EAUX SOUTERRAINES

L'observation périodique du niveau de la nappe dans les différents ouvrages de captage (niveau dynamique) ou dans des piézomètres (niveau statique à l'échelle de la journée) permet de rendre compte des fluctuations saisonnières des nappes.

Dans la région de Bidi, le dispositif de mesure du niveau des nappes comprend d'une part, des puits villageois captant la base des altérites latéritiques, les arènes et le socle fissuré et d'autre part, des piézomètres à faible profondeur (6 m maximum) captant les eaux des formations superficielles du bief de Gourga/Tilli.

Dans un premier temps, nous décrivons le régime de la fluctuation piézométrique de la nappe superficielle de bas-fond (Bidjocka, 1990 ; BRGM, 1992 ; Etrillard, 1994). Puis nous décrivons les fluctuations de la nappe captant la base des altérites latéritiques et argileuses du petit bassin de Samené en forme de plateau, ainsi que les fluctuations de la nappe profonde de quelques puits (Gourga, Dissa, Babayiri, Nayiri) situés en différentes positions topographiques.

Dans un second temps, nous tenterons d'évaluer, sur le petit bassin de Samené, d'une part la recharge de l'aquifère à partir de l'analyse des fluctuations piézométriques et d'une estimation des paramètres hydrodynamiques de la nappe de la base de la cuirasse latéritique et, d'autre part, la recharge de l'aquifère à partir de la surface en différentes situations topographiques et hydro-pédologiques (états de surface).

1 LA NAPPE SUPERFICIELLE DE BAS-FOND

Dans ce paragraphe, nous analyserons les fluctuations piézométriques (recharge et décharge) dans le bief de Gourga/Tilli. Ensuite, les mesures limnimétriques sur les plans d'eau du barrage de Gourga et de la mare de Samniwéogo nous serviront pour estimer la vitesse d'infiltration et le volume d'eau réalimentant la nappe superficielle en dessous des retenues d'eau.

1 1 - DISPOSITIF DE MESURE

Dans la région de Bidi, nous avons exploité plus particulièrement les données piézométriques de deux dispositifs de mesures :

- les piézomètres du bief de Gourga/Tilli (Fig. 57) : les piézomètres et les puits de bas-fond captent la nappe superficielle.
- les puits du petit bassin de Samené (Fig. 23).

Dans la zone du barrage de Gourga/Tilli, l'Orstom a entrepris des mesures piézométriques de 1987 à 1991. Ce petit barrage a été réalisé dans l'objectif d'augmenter d'une part l'étendue de la surface submergée à l'amont de la digue et d'autre part, d'augmenter la durée de la submersion (2 à 3 mois) dans la zone du bas-fond sous l'influence de la digue du barrage ; de ce fait la lame infiltrée à la verticale du bas-fond est accrue. La construction d'une digue filtrante en 1987 et d'un petit barrage en 1988 ont permis de tester l'efficacité des deux ouvrages dans la recharge des nappes de bas-fond. Le dispositif de mesures comprenait cinq lignes de piézomètres disposées transversalement par rapport à l'axe du bas-fond : deux lignes piézométriques à l'amont de la digue filtrante, deux lignes entre la digue filtrante et la digue du barrage, et une ligne à l'aval du barrage (Fig. 57). Tous ces ouvrages ont des profondeurs allant de 5 à 10 m et captent la nappe superficielle. Quelques puits sont en position de mi-versant avec des profondeurs de 10 à 12 m. Dans le bas-fond, en aval du barrage de Gourga/Tilli, le puits "aval barrage" a une profondeur d'environ 15 m. A proximité du bas-fond, juste en aval de la digue filtrante, le puits busé de Gourga atteint la profondeur de 22 m.

Parmi les ouvrages de captage recensés dans le petit bassin de Samené, six ont été retenus pour un suivi piézométrique de novembre 1993 à juin 1996 (Fig. 23). Par ailleurs, nous avons retenu quelques puits situés le long du bas-fond de Bidi en vue de permettre le recalage avec les observations en zone de plateaux pendant la même période. D'autres puits en situation de plateau ou de mi-versant ont été également suivis : Torobé (17 m), Dissa (35 m), Babayiri (28 m). Dans le petit bassin de Samené, la profondeur des puits est de 11 à 18 m. Seul le "puits busé" a une profondeur d'environ 35 m. De décembre 94 à décembre 95, la fréquence des mesures a été de quinze jours et de cinq jours, respectivement en saison sèche et en saison pluvieuse. Tous ces puits sont nivelés par rapport à une cote de référence fixée à 10 m (près de Gourga/Tilli).

1-1 LES FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES

La forme des courbes de fluctuation piézométrique est dissymétrique, avec une recharge qui commence dès le début des averses et une décharge qui s'amorce en fin de saison des pluies.

⇒ La recharge

Les crues dans le marigot régulent le processus de recharge de la nappe superficielle sous-jacente. En saison des pluies, la nappe réagit immédiatement dès l'arrivée des crues. Les fluctuations piézométriques ont une forme "en dents de scie" (BRGM, 1992 ; Coulibaly, 1992), Fig. 58 et 59.

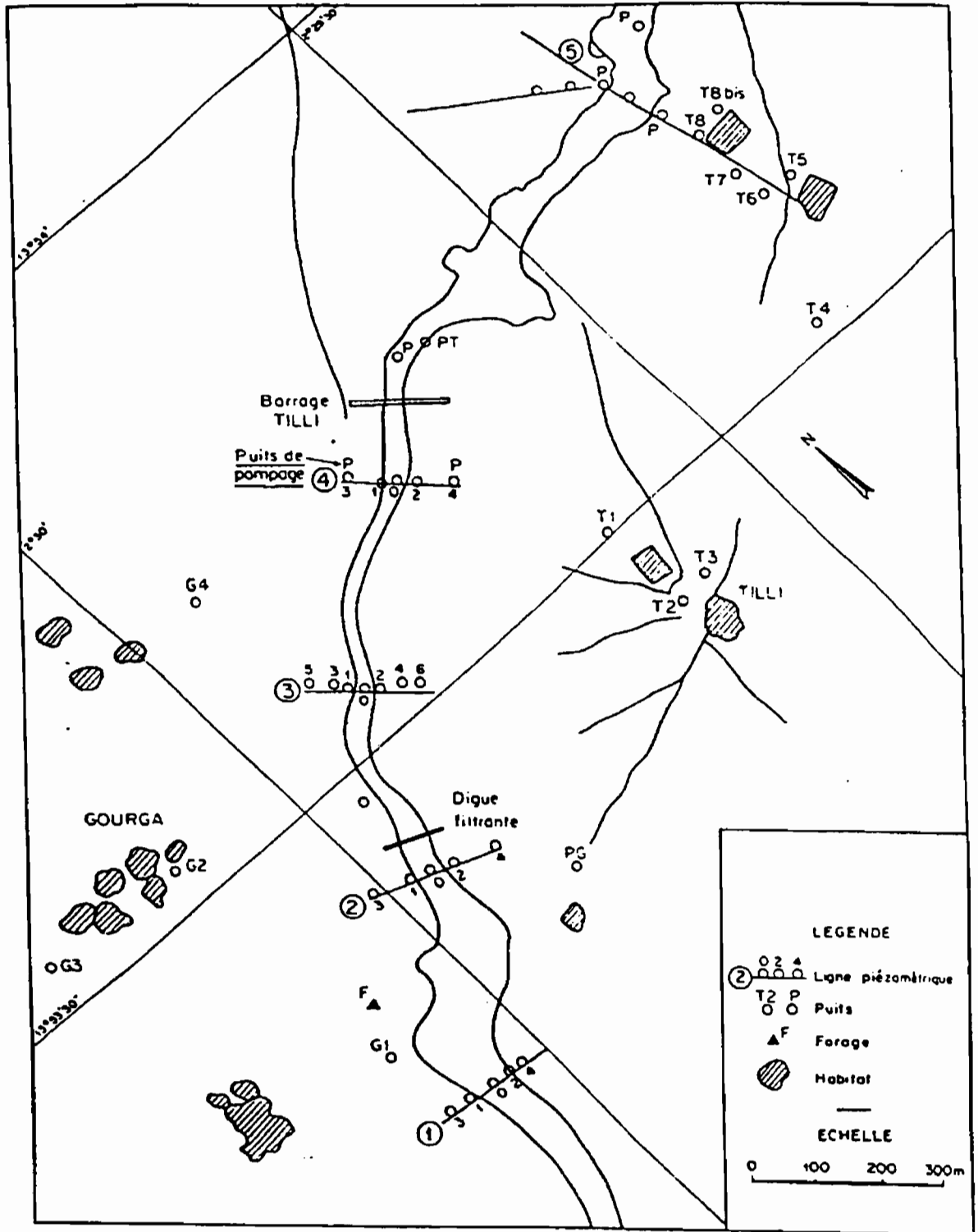


Figure 57 : Situation des piézomètres dans le bief de Gourga (BRGM, 1992)

Le temps de réaction varie d'une ligne à l'autre et sur une même ligne, d'un piézomètre à l'autre. Sur une même ligne, la réaction des piézomètres situés sur les versants du bas-fond se fait avec un retard pouvant atteindre 1,5 mois : en 1990 entre le piézomètre 3-0 situé dans l'axe du bas-fond et le piézomètre 3-6 situé à 100 m de l'axe du bas-fond en rive droite, il y a 75 jours de décalage. Le décalage n'est que de 20 jours environ entre le piézomètre 3-0 et le piézomètre 3-4 situé 60 m en rive droite.

Le piézomètre 4-4 (ligne 4) réagit en 20 j (1989) alors que le piézomètre 3-6 (ligne 3) réagit en 50 jours pour une même distance par rapport à l'axe du bas-fond (100 m). Deux causes peuvent expliquer cette différence de temps de réaction à la recharge : d'une part la différence de hauteur d'eau au dessus du sol sur les lignes 3 et 4 et d'autre part la position de la cuirasse latéritique par rapport au plan d'eau dans la retenue du barrage (en effet, la ligne 4 est située à 120 m en amont du barrage, alors que la ligne 3 est à 320 m plus en amont, en queue de retenue). La ligne 5, située 600 m en aval du barrage réagit avec 2 mois de retard par rapport à la ligne 4, juste à l'amont de la digue. Le barrage joue donc un rôle très net sur le temps de réaction à la recharge. Il tend à raccourcir le temps de réaction de la nappe en amont du barrage en relation avec l'existence de la retenue, mais il tend également à l'augmenter considérablement en aval.

L'amplitude de remontée de la nappe varie d'une année à l'autre et d'une ligne à l'autre en fonction de la position par rapport au barrage et par rapport à l'axe du bas-fond. La remontée au mois d'août est la plus importante de l'année et les minima des niveaux sont atteints en juin-juillet (Tab. 25).

Tableau 25 : Variations du niveau de la nappe au piézomètre 1-0 (BRGM, 1992)

| | 1987 | 1988 | 1989 | 1990 | différence (m) |
|---------------|------|------|------|------|----------------|
| Max cote | 7,82 | 7,84 | 7,69 | 5,49 | 2,35 |
| date | 28/9 | 04/9 | 22/8 | 9/8 | 88-90 |
| Min cote | 1,77 | 1,82 | 1,57 | 1,37 | 0,45 |
| date | 21/6 | 18/6 | | 22/7 | |
| Amplitude (m) | 6,05 | 6,02 | 6,12 | 4,12 | |

Dans l'axe du bas-fond, en 1989, la ligne 1 située la plus en amont montre 6 m de battement, la ligne 2 juste à proximité de la digue filtrante enregistre plus de 6 m de battement ; les lignes 3 et 4, sous l'influence du barrage atteignent 6 m de battement et, en aval du barrage, le piézomètre 5-0 enregistre 7,5 m de fluctuation. Sur la ligne 3, sous l'influence du barrage mais en queue de retenue, le battement devient de plus en plus faible suivant que

l'on s'éloigne de l'axe du bas-fond (5,5 m au piézomètre 3-6 à 100 m de l'axe du bas-fond, alors que le battement est de 6,2 m dans l'axe, au piézomètre 3-0).

D'une année à l'autre, l'amplitude des fluctuations varie en liaison avec la pluviosité (BRGM, 1992). Ainsi, pour le piézomètre 4-0, l'amplitude est de 5,7 m en 1987 (pluie annuelle de 440 mm) ; elle est de 6,47 m en 1988 (553 mm), et de 5,29 en 1989 (553 mm) ; en 1990, elle n'est que de 4,75 m (373 mm), Fig. 60. En comparant ces battements de nappe de bas-fond avec ceux observés entre 1988 et 1989 à Tougou, une différence de 1,1 m seulement s'observe entre les deux années ; cette différence est du même ordre de grandeur (1,20 m) dans le bief de Gourga/Tilli, pour la même période mais en sens inverse, c'est-à-dire qu'à Gourga, on observe une diminution de la recharge qui s'accroît en 1990.

En conclusion de cette analyse des différents battements de la nappe superficielle du bas-fond, on n'observe pas de différences significatives du battement de la nappe d'amont en aval. Sur les lignes 1, 2, 3 et 4, l'amplitude de battement dans l'axe du bas-fond est d'environ 6 m. Elle est d'environ 7 m sur la ligne 5. Dans le bief de Gourga/Tilli, le battement de la nappe superficielle de bas-fond n'apparaît donc pas comme un bon indicateur de la recharge. Nous avons alors cherché à définir deux autres indicateurs qui nous paraissent plus significatifs :

- l'un est lié à la durée de saturation de l'aquifère à une cote donnée, en dessous du niveau maximal atteint en saison des pluies ; la différence de cote choisie est 3 m (elle correspond à la moitié des battements enregistrés).
- l'autre est lié au niveau minimal atteint en fin de saison sèche.

Ainsi, pour la ligne 4, l'influence du barrage apparaît nettement lorsqu'on prend en compte la durée de saturation des terrains 3 m au dessous de la cote maximale (135 j en 1988 contre 113 j en 1987). L'effet de la digue filtrante semble se manifester sur la ligne 2 dès 1987, année de construction de la digue filtrante. Si on compare sur les lignes 1 et 2 la durée de saturation du sol 3 m en dessous de la cote maximale, elle est supérieure sur la ligne 2 de 30 jours en 1987 et de 53 jours en 1989. Sur la ligne 5, on semble observer un accroissement de la durée de saturation après la construction du barrage. Cependant, l'examen des courbes de fluctuations de niveau piézométrique fait apparaître, à partir de 1988 sur la ligne 5, un retard à la recharge de plus de 30 jours par rapport à la ligne 1 (Tab. 26).

Tableau 26 : Durée de l'immersion dans l'axe du bas-fond pour les différentes lignes piézométriques

| | ligne 1 | ligne 2 | ligne 3 | ligne 4 | ligne 5 |
|------|---------|---------|---------|---------|---------|
| 1987 | 75 j | 105 j | 120 j | 113 j | 45 j |
| 1988 | 75 j | 113 j | 128 j | 135 j | 60 j |
| 1989 | 30 j | 83 j | 98 j | 165 j | 60 j |

L'évolution inter-annuelle du niveau minimal de la nappe permet de mettre en évidence l'effet du barrage. En effet, pour la ligne 4 sous l'influence directe du barrage, la remontée est nette : la cote passe de 0,45 en 1987 à 1,70 en 1989 (Tab. 27). La même tendance s'observe sur la ligne 3 mais elle est moins nette que sur la ligne 4 en raison de la position de la ligne 3 en queue de retenue (Fig. 60). Par contre, sur la ligne 5 en aval du barrage, le niveau minimal tend à la baisse après l'année 1988 (année de construction du barrage). La baisse est de 40 cm entre juin 1988 et juin 1990. Cependant, une baisse du même ordre de grandeur est également observée sur la ligne 1, en l'absence de toute influence des aménagements.

L'effet de la digue filtrante sur la remontée du niveau minimal de la nappe ne peut être mise en évidence sur la ligne 2 car la profondeur des piézomètres n'est pas suffisante pour observer l'évolution inter-annuelle du niveau minimal de la nappe.

Tableau 27 : Variations des niveaux de la nappe superficielle au piézomètre 4-0

| | 1987 | 1988 | 1989 | 1990 | Max - Min |
|---------------|------|------|------|------|-----------|
| Max cote | 6,15 | 6,89 | 6,99 | 6,5 | 0,84 |
| date | 28/9 | 04/9 | 22/8 | 9/8 | |
| Min cote | 0,45 | 0,42 | 1,7 | 1,75 | 1,33 |
| date | 21/9 | 15/6 | 15/6 | 28/6 | |
| Amplitude (m) | 5,7 | 6,47 | 5,29 | 4,75 | |

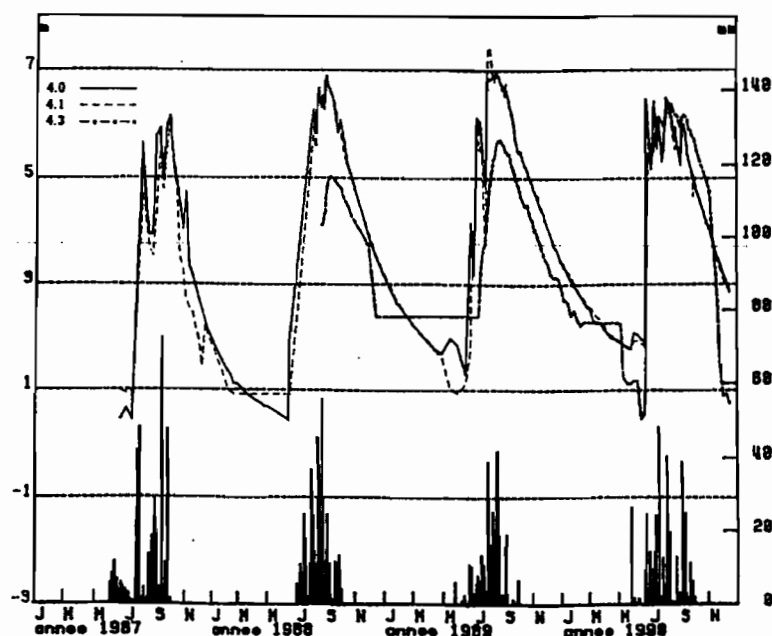


Figure 58 : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga (Ligne 4), BRGM, 1992

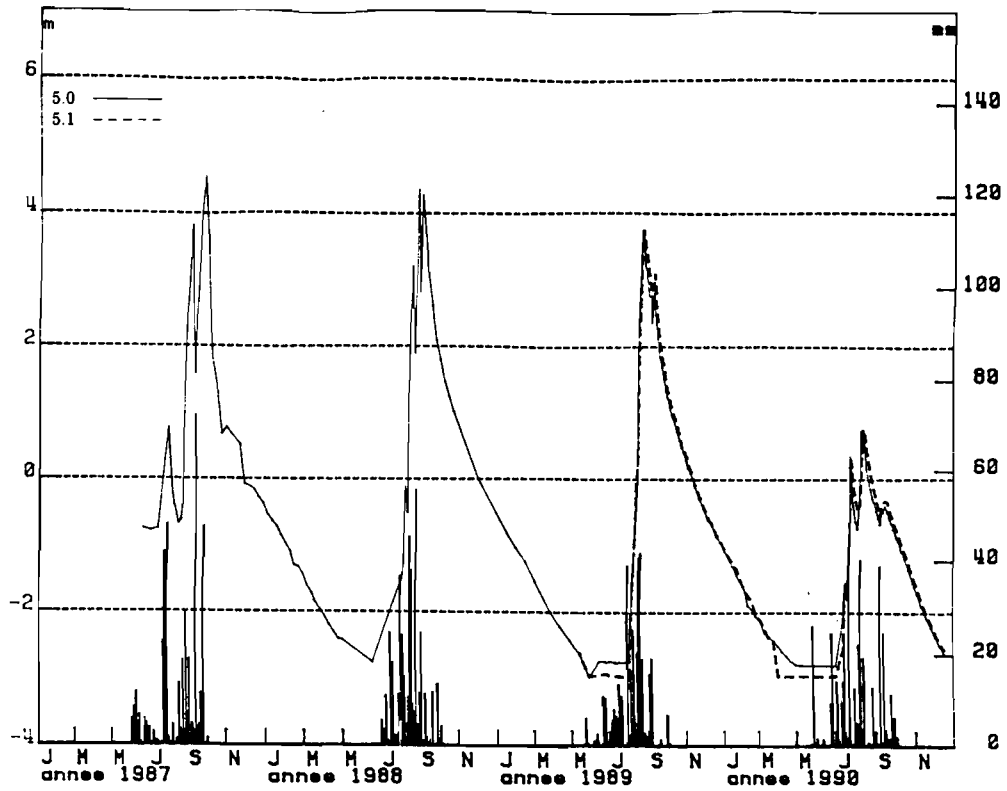


Figure 59a : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga, BRGM (1992)

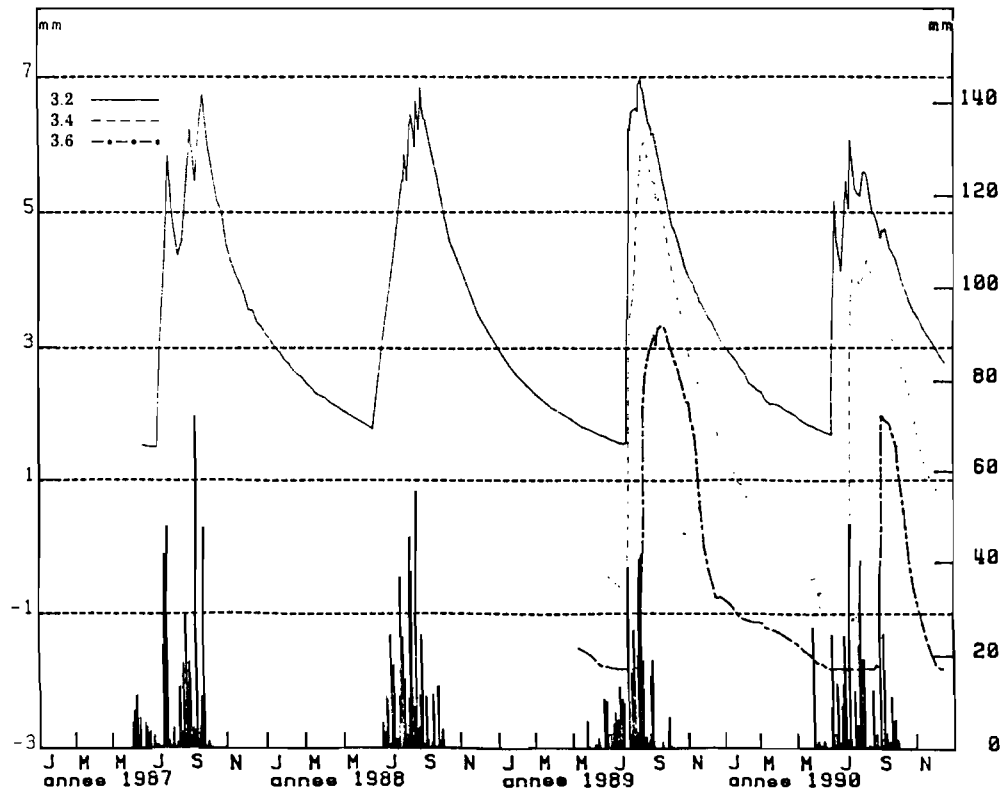


Figure 59b : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga
(BRGM, 1992)

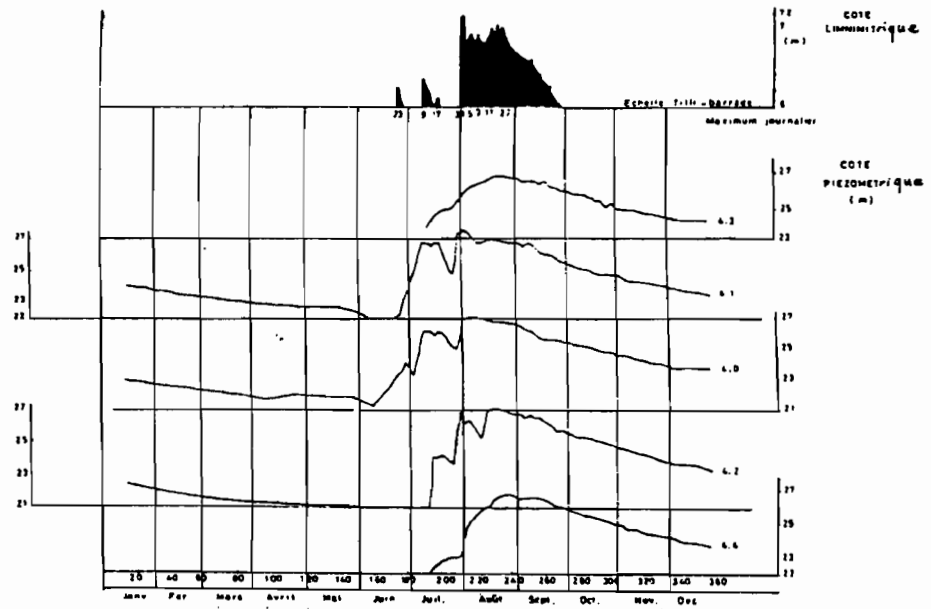


Figure 60 : Fluctuations piézométriques en 1989 dans le bief de Gourga (Coulibaly, 1992)

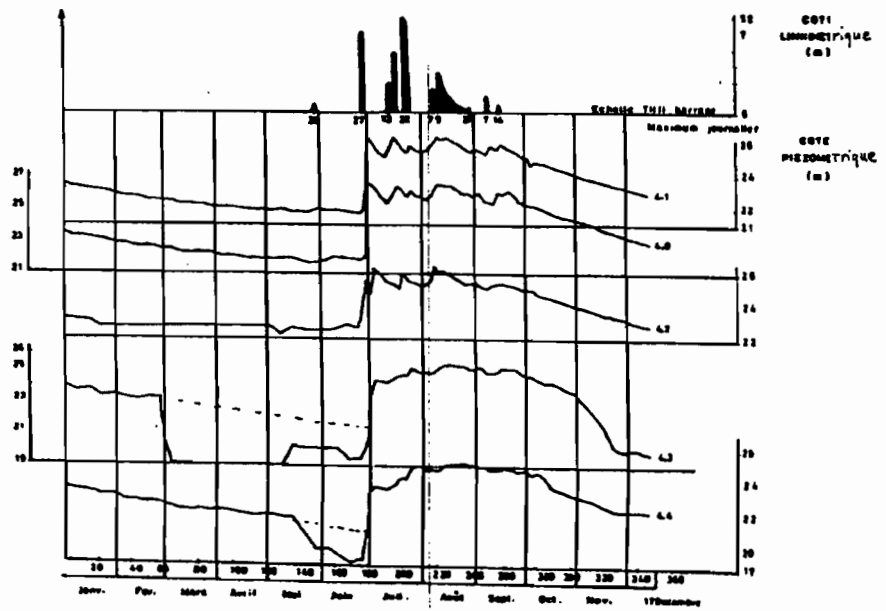


Figure 61 : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga (Coulibaly, 1992)

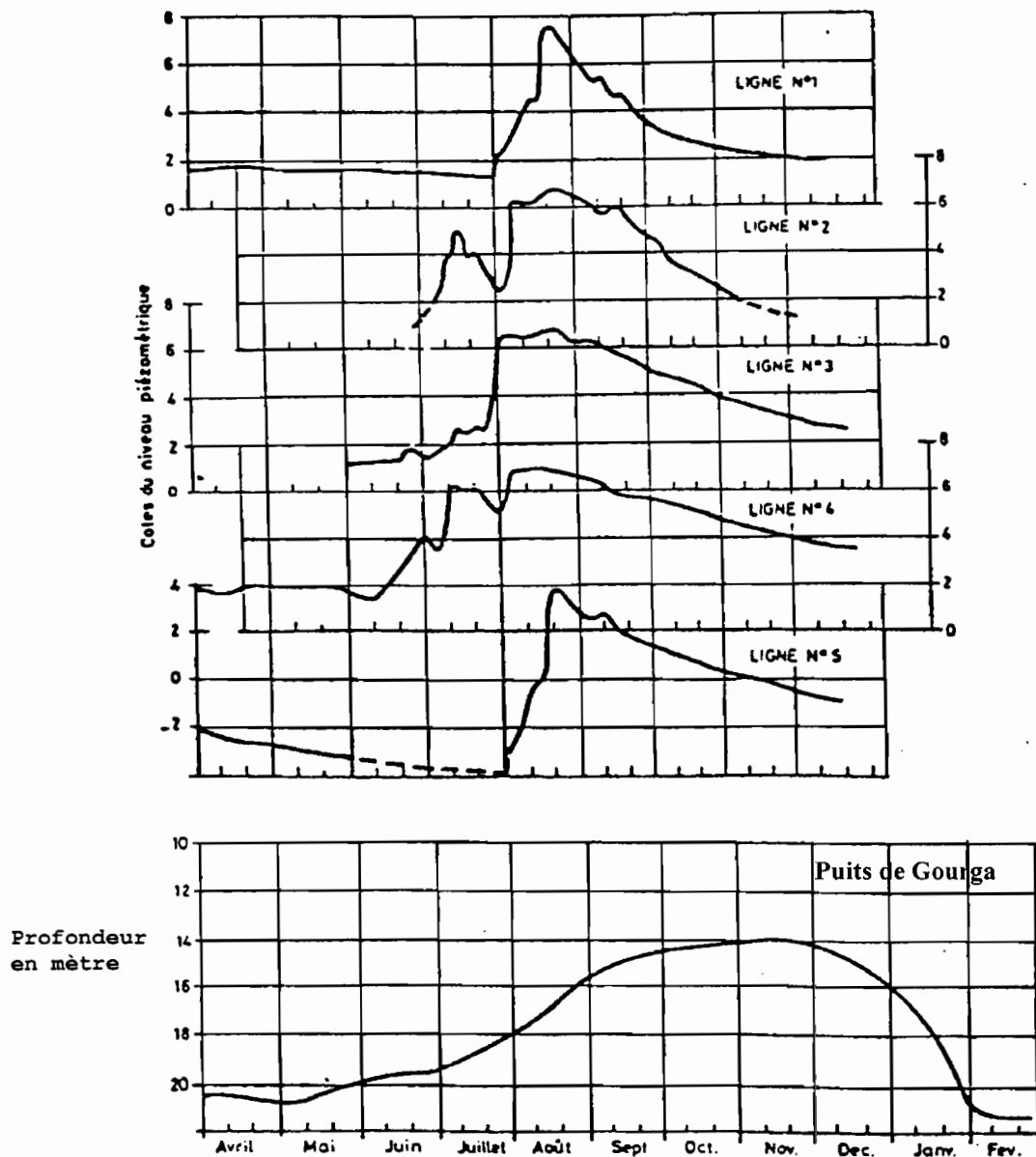


Figure 62 : Fluctuations piézométriques entre 1989 et 1990 dans le bief de Gourga (Lamachère *et al.*, 1992)

Conclusion :

L'examen de la durée de saturation de l'aquifère superficiel dans le bas-fond de Bidi, sur le bief Gourga/Tilli, 3 mètres en dessous de la cote maximale atteinte par la nappe, montre une augmentation de cette durée après la construction du barrage, dans la zone de la retenue. Cette augmentation est de 22 jours entre 1987 et 1988 au piézomètre 4-0 (ligne 4). Cette augmentation passe à 52 jours en 1989.

Dans la zone influencée par le barrage de Gourga, la remontée du niveau minima atteint par la nappe superficielle en fin de saison sèche, peut être observée entre 1987 et 1989. Cette remontée est de 1,3 m entre 1987 et 1989 sur la ligne 4. A l'aval du barrage, le niveau minimal de la nappe superficielle tend à la baisse (piézomètre 5-0) ; entre 1988 et 1990, la baisse du niveau est de 40 cm au piézomètre 5-0.

Le petit barrage de Gourga, dont le plan d'eau est de faible surface, joue un grand rôle dans la durée de la saturation de l'aquifère et dans l'augmentation du volume de la nappe. Ce rôle du barrage est attesté par l'exemple des puits 4-4 et 4-3 situés dans la zone sous influence du barrage, hors de la zone d'inondation, à 100 m de l'axe du bas-fond, en rive gauche (4-3) et en rive droite (4-4). Ces puits offrent à faible profondeur (3 à 9 m) des débits appréciables et une disponibilité permanente de l'eau même en fin de saison sèche, ce qui n'était pas le cas avant la construction du barrage.

⇒ La décharge

La décharge dans le bief de Gourga/Tilli s'amorce dès la fin des crues. Cette décharge est longue. Elle ne peut vraiment être observée qu'en saison sèche (en l'absence de crues) et elle se poursuit jusqu'aux premières crues de l'année suivante (Fig. 61, Fig. 62). Elle est rapide sur les lignes 1 et 2 (6 à 9 cm/j) en amont du bief de Gourga/Tilli, plus lente sur les lignes 3, 4 (3,5 à 4,5 cm/j) qui sont sous l'influence du barrage, plus lente également sur la ligne 5 (2,5 cm/j), très en aval du barrage. Au mois d'octobre, la vitesse de décharge est plus lente sur les lignes 1 et 4 (2,5 à 3 cm/j), mais reste assez forte (4,5 cm/j) sur les lignes 2 et 3 (Lamachère *et al.*, 1993).

Les facteurs pouvant expliquer la décharge de la nappe superficielle de bas-fond sont de deux ordres : l'action évaporatoire de la végétation arbustive et arborée et l'écoulement souterrain (transferts latéraux et verticaux).

- 1) - L'action évaporatoire directe des arbres (Schoeller, 1962). L'étude menée dans des petits bassins versants expérimentaux au Burkina Faso (IWACO, 1990) montre que la transpiration des arbres à racines profondes (*Acacia albida*) représente 3 à 10 % de la pluviosité en 1989 (Tab. 28). Dans le cas du plan d'eau du bief de Gourga, la végétation est de faible densité, ce qui diminue l'influence des végétaux dans les processus de décharge de la nappe superficielle.

Tableau 28 : Estimation de la recharge et de la transpiration des arbres pour l'année 1989 (IWACO, 1990)

| Bassin | Superficie (km ²) | Pluviométrie (mm) | Recharge (mm) | Transpiration des arbres (mm) |
|------------|-------------------------------|-------------------|-----------------|-------------------------------|
| Tougou | 36 | 612 | 20 - 30 (3-5 %) | 20 |
| Barsalogho | 132 | 440 | 5 - 15 (1-4 %) | 11 |
| Kazanga | 54 | 1 000 | 30 - 90 (3-9 %) | 35 |
| Dingasso | 158 | 783 | > 100 (> 10 %) | 86 |

2) - Les transferts latéraux et verticaux vers les nappes adjacentes et profondes. Deux observations montrent des transferts latéraux de la nappe vers la rive droite du bief de Gourga/Tilli :

- les fluctuations de la nappe sur les lignes piézométriques transversales par rapport à l'axe du bas-fond ont mis en évidence un retard de réponse atteignant 2 mois entre les versants et l'axe du bas-fond (Fig. 61 et Fig. 62).
- par ailleurs, la direction des lignes de courants vers la rive gauche du barrage indiquent un écoulement latéral des eaux souterraines du bas-fond.

Le transfert en profondeur de la nappe superficielle est montré par l'exemple du puits busé (Gourga1), profond d'une vingtaine de mètres, situé à une centaine de mètres de l'axe du bas-fond en amont de la digue filtrante (Fig. 62). Les fluctuations de ce puits en 1989 montrent un retard de réponse de 2 mois par rapport à la nappe superficielle au piézomètre 2-0, ce qui suppose une vidange verticale de la nappe supérieure vers la nappe inférieure (Lamachère *et al.*, 1991).

Cependant, les vitesses de vidange dépendent à la fois de la hauteur d'eau (charge) dans l'aquifère superficiel, des gradients piézométriques latéraux et de la conductivité hydraulique de cet aquifère, mais aussi de la conductivité hydraulique de l'aquifère sous-jacent. Ainsi, pour évaluer localement la recharge de la nappe superficielle, il faudrait tenir compte de son hydrodynamique et réaliser des bilans hydriques qui tiennent compte des apports, tant à partir de la surface (pluies et crues) que de l'aquifère lui-même (écoulement latéral), et des pertes par transferts latéral et vertical.

2-2 EVALUATION DE LA RECHARGE

Nous évaluerons la recharge de la nappe en tentant d'établir un bilan hydrique grossier entre les entrées et les sorties dans différentes situations de bas-fonds : le bief de Gourga/Tilli d'une part et d'autre part la mare de Samniwéogo. Avec les travaux d'Etrillard (1994) sur la retenue du barrage de Gourga, nous avons une estimation assez précise des lames d'eau

infiltrées à partir des surfaces submergées du bas-fond. Les travaux de Hubert (1994) et Mansour (1995) fournissent le même type de renseignements sur la mare de Samniwéogo. Suite aux travaux de Bidjocka (1990), du BRGM (1992) et de Coulibaly (1992), quelques valeurs des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère superficiel du bief de Gourga/Tilli ont pu être déterminées et des cartes piézométriques en hautes eaux et à l'étiage ont été dressées. Nous ne disposons malheureusement pas des mêmes renseignements sur les aquifères superficiels situés sous la mare de Samniwéogo.

Nous aborderons dans un premier temps, la recharge superficielle dans le bief de Gourga/Tilli et dans la mare de Samniwéogo. Dans un second temps, l'analyse des cartes piézométriques nous permettra d'évaluer les transferts latéraux et verticaux en différents points du bief de Gourga/Tilli.

2-2-1 L'infiltration à partir de la surface d'un bas-fond

⇒ Le bief de Gourga/Tilli

L'évaluation de l'infiltration à partir du plan d'eau du barrage de Gourga et des lames infiltrées sous la retenue (Etrillard, 1994) montre que la vitesse d'infiltration varie en fonction de la cote et de la durée de submersion :

Pour une cote donnée, si sa durée de submersion est inférieure à 504 heures :

- vitesse = 14 mm/j pour des cotes supérieures à 650 cm
- vitesse = $404,3 - 0,6 \cdot h$ pour des cotes inférieures à 650 cm (h est la cote obtenue dans la retenue du barrage).

Pour une cote donnée, si sa durée de submersion est de plus de 504 heures :

- vitesse = 8 mm/j pour des cotes supérieures à 650 cm,
- vitesse = $352 - 0,53 \cdot h$ pour des cotes inférieures à 650 cm.

Pour un site localisé dans la retenue du barrage de Gourga, les lames infiltrées ont été calculées crue par crue en multipliant la durée de submersion du site considéré (piézomètre) par la vitesse d'infiltration déterminée à partir des relations précédentes.

Pour un site situé en aval ou en amont de la retenue, A. P. Etrillard a considéré que la durée de submersion est toujours inférieure à 504 heures et que nous étions dans le premier cas situé ci-dessus.

Pour illustrer l'infiltration à partir du plan d'eau, nous prendrons le cas de l'année 1989, après la construction. La pluviométrie cette année a été de 553 mm.

Les résultats des calculs effectués pour l'année 1989, figurent sur le tableau 29. Les lames infiltrées en dessous des lignes 2, 4 et 5 montrent une nette augmentation de l'infiltration dans l'axe du bas-fond par rapport aux versants (Tab. 29). Le piézomètre 4-0 dans l'axe du bas-fond sous l'influence du barrage, montre en 1989 une infiltration (1 580 mm) quatre fois plus importante qu'au piézomètre 2-0 sous influence de la digue filtrante (390 mm). Cette même année, la pluviométrie annuelle mesurée à Bidi/Nayiri était de 553 mm.

Plus l'on s'éloigne de l'axe du bas-fond, plus les lames infiltrées décroissent. Ainsi, les piézomètres 4-1 et 4-2 situés 50 m de part et d'autre de l'axe du bas-fond, dans la zone sous l'influence du barrage, montrent des lames infiltrées de 650 mm. Le piézomètre 2-1, situé lui aussi à 50 m de l'axe du bas-fond, sous influence de la digue filtrante enregistre une lame infiltrée de 24 mm. En aval du barrage, dans les mêmes conditions topographiques, la lame infiltrée pour l'année 1989 au piézomètre 5-1 est de 78 mm.

Tableau 29 : Lame infiltrée en mm, en 1989, au droit des piézomètres, pour une durée de submersion toujours inférieure à 504 heures (Etrillard, 1994)

| | 2-0 | 2-1 | 2-2 | 4-0 | 4-1 | 4-2 | 5-0 | 5-1 | 5-2 |
|-----------|-----|------|-----|-------|-----|-----|-----|-----|-----|
| juin | 32 | 0 | 0 | 198 | 0 | 0 | 7 | 0 | 0 |
| juillet | 49 | 8 | 0 | 404 | 12 | 15 | 36 | 14 | 0 |
| août | 300 | 15,5 | 0 | 399 | 399 | 399 | - | 64 | 0 |
| septembre | 10 | 0 | 0 | 578 | 225 | 245 | 33 | 0 | 0 |
| Total | 391 | 23,5 | 0 | 1 579 | 636 | 659 | 687 | 78 | 0 |

La variabilité inter-annuelle de la lame infiltrée est grande. Pour une année très sèche comme l'année 1990 (350 mm à Bidi/Nayiri), dans l'axe du bas-fond, la lame infiltrée reste forte juste en amont du barrage (1600 mm) et de la digue filtrante (430 mm), mais elle décroît partout ailleurs (170 mm au piézomètre 5-0). Pour une année humide comme l'année 1991 (638 mm), la lame infiltrée dans l'axe du bas-fond croit de façon considérable : 2 300 mm au piézomètre 4-0 et 1 900 mm au piézomètre 5-0.

⇒ La mare de Samniwéogo

Dans la mare de Samniwéogo, l'étude du bilan des décroissances du plan d'eau à partir des limnigrammes permet de connaître la quantité d'eau qui s'infiltré à partir du plan d'eau de la retenue en y soustrayant l'évaporation.

L'examen de la courbe de décroissance montre trois phases distinctes (Hubert, 1994 ; Mansour, 1995) en relation avec les caractéristiques hydrodynamiques du sol :

- une phase de vitesse de décroissance rapide de 6 à 8 mm/h pour les crues dont le maximum est proche de la cote de débordement de la mare (233). Cette phase ne dure que de 2 à 5 heures.
- une phase de vitesse de décroissance moyenne de 2,5 mm/h pour l'ensemble des crues. La durée de cette phase peut durer jusqu'à 24 ou 48 heures.
- une phase de vitesse de décroissance lente de l'ordre du mm/h.

Pour déduire l'infiltration superficielle à partir de la décroissance du niveau du plan d'eau à différentes cotes (230, 220 et 210 cm), nous effectuerons un bilan d'eau au pas de temps journalier de la mare pour chaque cote. Puis nous effectuerons les sommes correspondant aux lames journalières infiltrées. L'expression du bilan hydrique superficiel de la mare de Samniwéogo est le suivant :

$$V_j - V_{j-1} = (VP_j + Ve_j) - (Vs_j + VE_j + VI_j) \quad (18)$$

$V_j - V_{j-1}$ est la différence des stocks entre le jour j et le jour $j-1$,

VP_j est le volume pluviométrique tombé sur la mare le jour j ,

Ve_j est le volume d'eau entré en relation avec le ruissellement dans la mare,

Vs_j est le volume d'eau sorti par l'exutoire de la mare,

VE_j est le volume d'eau évaporé pendant le jour j ,

VI_j est le volume d'eau infiltré

En l'absence de pluie et de crue, l'équation (18) devient :

$$V_j - V_{j-1} = -(VE_j + VI_j) \quad (19)$$

La variation de surface du plan d'eau au cours de la journée étant faible,

$$V_j - V_{j-1} = dH_j * S_j, \quad (20)$$

dH_j étant la surface moyenne du plan d'eau au cours de la journée j .

$$VE_j = E_j * S_j \text{ et } VI_j = I_j * S_j. \quad (21)$$

Finalement, $dH_j = -(E_j + I_j)$ ou encore $I_j = -(dH_j + E_j) \quad (22)$

dH_j est négatif car il y a décroissance du plan d'eau en l'absence de toute alimentation par la pluie et le ruissellement.

Si la surface du sol est dénoyée au cours de la journée, c'est-à-dire, en l'absence de toute submersion, l'infiltration superficielle s'arrête à l'heure à laquelle la surface n'est plus

submergée. Si T est l'heure à laquelle la surface se trouve dénoyée, l'infiltration est donnée par l'équation :

$$I_j = dH_j - E_j * T/24 \quad (23)$$

I_j = lame infiltrée au jour j (mm) ; *dH_j* = hauteur de la décroissance du plan d'eau (mm) ; *E_j* = évaporation journalière du plan d'eau au jour j (mm), *T* = durée de la décroissance (en jour) du plan d'eau jusqu'à la cote considérée.

L'évaporation journalière est prise égale aux valeurs observées au bac flottant en 1988 (l'évaporation journalière en 1989 est supposée être du même ordre de grandeur que pour l'année 1988).

Le tableau ci-après résume les valeurs d'évaporation et d'infiltration superficielle.

Tableau 30 : Lame infiltrée à partir du plan d'eau de la mare de Samniwéogo en 1989

| | Evaporation (mm) | Infiltration superficielle (mm) |
|----------|---------------------|------------------------------------|
| cote 230 | 0 | 120 |
| cote 220 | 73 | 1 003 |
| cote 210 | 318 | 1 823 |

La quantité annuelle d'eau infiltrée superficiellement augmente au fur et à mesure que l'on se rapproche de la partie la plus profonde de la mare.

Dans le bief de Gourga/Tilli et dans la mare de Samniwéogo, la comparaison des lames infiltrées à partir de la surface, montre qu'en 1989 la lame infiltrée sous l'effet du barrage de Gourga (1 600 mm) est le triple de la pluie annuelle (553 mm). La mare de Samniwéogo produit, pour la même année, dans la partie centrale de la mare, une infiltration du même ordre de grandeur (1 800 mm). A 30 ou 40 m de la partie centrale de la mare de Samniwéogo (cote 220), l'infiltration est encore de 1 000 mm en 1989.

2-2-2 Calcul de la recharge à partir du bilan hydrique du sol

Nous nous placerons dans le cas assez complexe d'une colonne de sol comprenant une zone non saturée (ZNS) puis une zone saturée (ZS) au-dessus d'un horizon suffisamment imperméable pour créer une barrière à l'avancement du front d'humectation. Sous l'horizon perméable, se trouve une seconde zone non saturée. Cette seconde zone non saturée est au-dessus d'une deuxième zone saturée, non représentée sur la figure 63, constituant la nappe profonde. Nous ne considérerons ici, pour le calcul du bilan hydrique, que la partie de la

colonne comprenant les deux premières zones qui correspondent à l'existence d'une nappe superficielle.

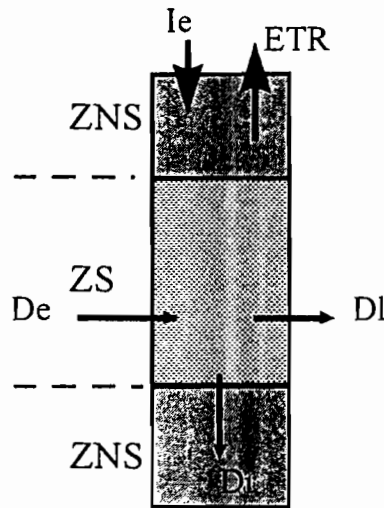


Figure 63 : Schéma montrant les termes du bilan hydrique d'une colonne de sol dans le bas-fond de Gourga.

ZNS : zone d'aération non saturée ; *ZS* : zone saturée ; *Ie* : infiltration efficace ; *ETR* : évapotranspiration réelle ; *De* : écoulement souterrain provenant de l'amont (paramètre d'entrée) ; *Dl* : écoulement souterrain latéral vers l'aval (paramètre de sortie) ; *Dr* : drainance

Les termes du bilan hydrique de cette colonne de sol pour les deux premières zones sont les suivants :

- Deux termes d'entrée qui sont l'infiltration superficielle (*Ie*) et le drainage latéral en provenance de l'amont des isopièzes (*De*).
- Trois termes de sortie : l'évapotranspiration réelle (*ETR*) en direction de l'atmosphère, le drainage latéral vers l'aval de l'isopièze considéré (*Dl*) et la drainance vers la nappe profonde (drainance, *Dr*).
- Un terme de stockage dans la zone non saturée (*ZNS*) et un terme de stockage dans la zone saturée (*ZS*).

Au pas de temps journalier, l'expression générale du bilan hydrique de cette colonne de sol dans les deux compartiments supérieurs (Fig. 63) s'écrira :

$$(ZNS_j + ZS_j) - (ZNS_{j-1} + ZS_{j-1}) = (Ie_j + De_j) - (ETR_j + Dl_j + Dr_j) \quad (24)$$

La partie gauche de l'équation représente la variation de stock entre les jours *j* et *j-1*. La partie droite de l'équation représente la différence entre les termes d'entrée et de sortie. Cette équation du bilan permettra, dans les deux paragraphes suivants, d'estimer la recharge de la nappe dans le cas de retenue naturelle d'eau.

- Estimation de la recharge due à la mare de Samniwéogo

Nous considérerons que l'horizon imperméable constitue le substratum rocheux et que la drainance est nulle sous la zone saturée ($D_r = 0$). Nous n'avons pas de données sur les variations piézométriques sous le plan d'eau de la mare, nous nous contenterons de l'estimation de l'accroissement du stock hydrique de la nappe superficielle en considérant que le drainage latéral est nul ($D_e = 0$ et $D_l = 0$). Pour le calcul de l'évapotranspiration, nous considérerons une profondeur de sol correspondant à la profondeur d'enracinement des arbres.

Ces principes de calcul du bilan hydrique étant posés, l'accroissement du stock hydrique du sol ainsi calculé peut être assimilée à l'infiltration efficace, c'est-à-dire à la recharge de la nappe superficielle.

Dans ce cas, l'équation du bilan hydrique journalier de la colonne de sol s'écrit :

$$(ZNS_j + ZS_j) - (ZNS_{j-1} + ZS_{j-1}) = I_{e_j} - ETR_j \quad (25)$$

Les valeurs de l'infiltration efficace dans la mare de Samniwéogo sont calculées à l'échelle annuelle en intégrant l'équation précédente par averse, au cours de la période active de photosynthèse de la végétation arborée, arbustive et herbacée.

Dans l'équation du bilan, le terme d'entrée (I_e) est constitué de l'infiltration superficielle pendant les phases de submersion et de l'infiltration superficielle due à la pluie en dehors des phases de submersion. Pour l'année 1989, les lames infiltrées par submersion ont été calculées au paragraphe précédent. Elles sont respectivement de 120, 1 003 et 1 823 mm aux cotes 230, 220 et 210 cm (Tab. 31).

Le terme de sortie en direction de l'atmosphère est l'évapotranspiration réelle (ETR). Une estimation de ce terme du bilan a été donnée par Monteny (Projet HAPEX SAHEL, communication écrite personnelle) pour des sols sableux à végétation herbacée et arbustive (*Guiera senegalensis*) de la région de Niamey (Niger). En fait, l'évapotranspiration dépend de la période d'activité photosynthétique. Pour notre cas, cette période s'étale du mois de juin (période à laquelle apparaissent les premières feuilles) au mois de décembre (période à laquelle les arbres commencent à perdre leurs feuilles).

Tableau 31 : Recharge de la nappe sous la mare de Samniwéogo pour l'année 1989

| | ETR (mm) Monteny | ETR (mm) IWACO | Ie (mm) en submersion | Ie (mm) par les pluies | Recharge (mm) |
|----------|---------------------|-------------------|--------------------------|---------------------------|------------------|
| Cote 230 | 250 | 20 | 120 | 455 | 225 |
| Cote 220 | 270 | | 1 003 | 197 | 930 |
| Cote 210 | 270 | | 1 823 | 50 | 1603 |

- Recharge à la cote 230 cm

Les valeurs d'évapotranspiration ne sont dues ici qu'à la végétation herbacée abondante dans cette partie éloignée de la zone centrale de la mare de Samniwéogo. A la fin du mois de juin, dès les premières pluies suffisamment fortes, la strate herbacée se développe ; elle sèche au début du mois d'octobre. En 1992, les estimations de l'ETR n'ont été fournies par Monteny dans la région de Niamey, que de fin juillet jusqu'à la première décade du mois d'octobre. Compte tenu des conditions climatiques et pédologiques assez semblables dans la région de Niamey (environ 500 mm de pluviométrie inter-annuelle sur la zone du projet Hapex-Sahel) et la région de Bidi, nous utiliserons les valeurs de l'évapotranspiration réelle proposées par B. Monteny et nous les extrapolerons en début et en fin de saison des pluies (fin juin-fin juillet et fin octobre). Ainsi, pour toute la période allant de mai à fin octobre, l'évapotranspiration réelle cumulée est de 250 mm.

Pour l'année 1989, la recharge de la nappe superficielle sous la mare de Samniwéogo à la cote 230 cm est donc estimée à 225 mm (Tab. 31).

- Recharge à la cote 220 cm

A la cote 220 cm, la même méthode de calcul a été adoptée qu'à la cote 230. L'évapotranspiration réelle calculée pour un couvert dense de *Guiera senegalensis* (270 mm). La valeur ainsi calculée est légèrement supérieure (241 mm) à celle qui a été obtenue à la cote 230 sur un couvert herbacé.

Hors des phases de submersion, l'infiltration superficielle due à la pluie est estimée à 197 mm. Pour l'année 1989, la recharge de la nappe superficielle dans la mare de Samniwéogo à la cote 220 est donc évaluée à 930 mm (Tab. 31).

- Recharge à la cote 210 cm

A cette cote, les valeurs de l'évapotranspiration réelle ont été prises identiques à celles de la cote précédente et le complément pluviométrique est estimé à 50 mm pour l'année 1989. Pour cette même année, la recharge dans la partie centrale de la mare est donc estimée à 1600 mm (Tab. 31).

Ainsi, pour l'année 1989, la partie centrale de la mare de Samniwéogo contribue à la recharge de la nappe superficielle pour une lame d'eau équivalente à 3 fois la hauteur pluviométrique annuelle pour la même année (540 mm). A la périphérie de la mare, la recharge s'amenuise rapidement. A environ 40 m du centre de la mare (cote 220), cette recharge ne représente plus que 1,7 fois la hauteur pluviométrique annuelle. A la cote 230 (60 à 100 m de la partie centrale), la recharge ne vaut à peine que la moitié de la hauteur pluviométrique annuelle (Fig. 64).

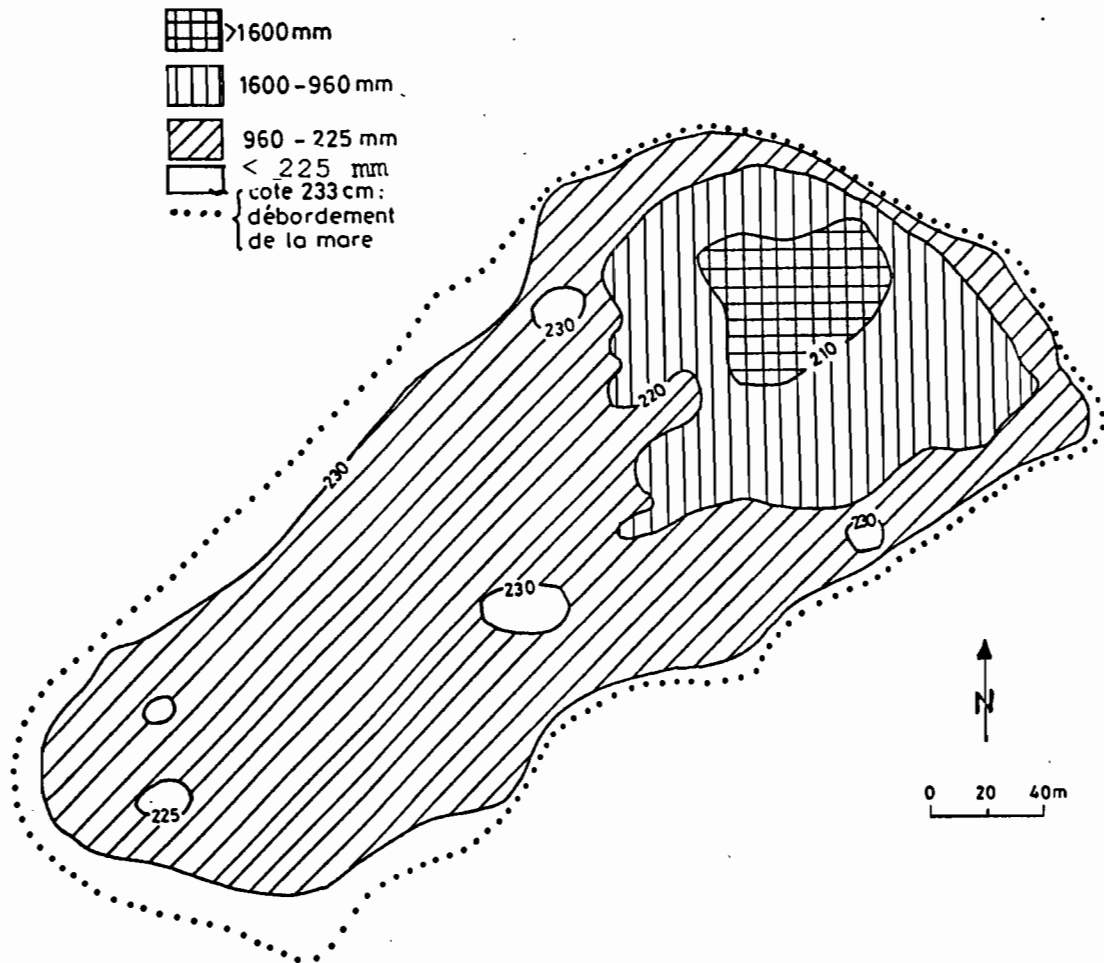


Figure 64 : Zones d'infiltration préférentielle de la mare de Samniwéogo

Recharge dans la zone du bief de Gourga/Tilli

La figure 63 schématise le bilan hydrologique de la nappe superficielle du bas-fond de Gourga/Tilli. Les fluctuations piézométriques et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère superficiel étant partiellement connues, les termes inconnus dans l'équation du bilan de la nappe sont représentés par D_l (écoulement latéral vers l'aval), D_r (drainance verticale) et D_e (écoulement latéral amont).

Pour estimer l'ensemble des termes du bilan de la nappe superficielle, la définition de certains paramètres est nécessaire.

- ***Caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère superficiel*** : Les essais de puits réalisés (BRGM, 1992) permettent de fixer les ordres de grandeur du coefficient d'emmagasinement (S) et de la transmissivité de l'aquifère (T). Le coefficient d'emmagasinement de la nappe superficielle du bas-fond de Gourga/Tilli est compris entre 0,012 et 0,005 et sa transmissivité entre $6 \cdot 10^{-5}$ et $8 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Nous adopterons donc les valeurs moyennes de $S = 0,03$ et de $T = 7 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

- ***Variations du stock hydrique dans la zone non saturée*** : Le stock hydrique en fin de saison sèche de l'aquifère dans l'horizon superficiel (0 à 1 mètre) est évalué à 5 % soit un volume de 50 litres par mètre cube. Plus en profondeur, les mesures effectuées jusqu'à 4 mètres de profondeur (Fritsch, 1994) montrent qu'au Pf 2,5, l'humidité est voisine de 10 %. En l'absence de mesures d'humidité du sol, il est difficile de l'évaluer avec précision l'humidité résiduelle du sol sur toute la colonne de sol non saturé. En fin de saison sèche, sachant que la profondeur de la nappe superficielle se situe entre 5 mètres dans la partie centrale du bas-fond et 9 mètres à 100 mètres de l'axe du bas-fond, on peut estimer le volume d'eau résiduel à 100 litres par mètre cube jusqu'à une profondeur de 4 mètres dans la zone centrale du bas-fond.

Au cours de la saison des pluies, la remontée des niveaux piézométriques est globalement de 5 mètres dans la partie centrale du bas-fond jusqu'à une distance de 50 à 100 mètres de l'axe central. Elle varie cependant d'une ligne à l'autre en fonction de sa position par rapport aux zones d'alimentation préférentielle : retenue du barrage de Gourga pour les lignes 4 et 3 ou digue filtrante pour la ligne 2. Cette remontée des niveaux piézométriques correspond à un accroissement du stock hydrique du sol en relation avec la saturation du profil. A la saturation, on peut estimer que l'horizon superficiel (0 à 1 m) plutôt sableux (5 à 15 % d'argiles) a un taux d'humidité de 35 % et que les horizons inférieurs (1 à 2 m) sont plutôt argileux (40 à 60 % d'argiles) ont un taux d'humidité de 45 %.

Recharge de l'aquifère superficiel par infiltration : Le tableau 32 présente les ordres de grandeur de la recharge de la nappe superficielle liée uniquement à l'infiltration superficielle.

Les estimations de l'infiltration par submersion sont extraites des travaux d'A. P. Etrillard (1994). Dans une situation de bas-fond c'est finalement ce type d'infiltration qui définit l'importance de la recharge. Le piézomètre 4-0 présente en effet une recharge de 1570 mm et plus on s'éloigne de l'axe du bas-fond, plus la recharge diminue (630 mm et 650 mm respectivement aux piézomètres 4-1 et 4-2). A 100 mètres de l'axe du bas-fond (piézomètre 4-4), hors de la zone d'inondation, la recharge ne serait plus que de 160 mm, dans les meilleures conditions d'infiltration superficielle (sol sableux enherbé).

NB : Le calcul du stock hydrique initial part de l'hypothèse d'une augmentation du stock hydrique de la surface vers la profondeur du profil de sol, soit une profondeur de 4,6 m de zone non-saturée dans l'axe central (ligne 4) : 50 litres par mètre cube sur le premier mètre proche de la surface, 150 litres par mètre cube pour le mètre suivant, 220 litres pour le troisième et 300 litres pour le troisième et 300 litres sur les derniers 1,6 m de la zone non-saturée.

Lorsque le sol est saturé le taux de saturation est d'environ 40 %, ce qui donne une hauteur d'eau équivalente de 1840 mm par mètre carré.

Le calcul de la recharge par la surface se fait en faisant la somme de l'infiltration liée à la submersion et l'infiltration due à la pluie et en y retranchant l'évapotranspiration réelle par la végétation.

Le terme de drainage vertical est fourni par la vitesse de descente des niveaux piézométriques pendant la période d'étiage (saison sèche).

La drainance (Dr) : Une estimation de la drainance peut être recherchée dans le bas-fond de Bidi à partir des observations piézométriques de début de saison sèche, à l'étiage. Cette descente des niveaux piézométriques est due principalement à la drainance (Dr) et secondairement au drainage latéral (DI). On peut en effet considérer a priori que le drainage longitudinal dans l'axe du bas-fond est négligeable par rapport au drainage latéral en raison de la faible valeur du gradient hydraulique longitudinal dans l'axe du bas-fond (0,006 à 0,002). Le gradient de charge latéral lui est 10 fois supérieur (0,08 à 0,05), Bidjocka (1990). En outre, le gradient vertical est 10 à 20 fois supérieur au gradient latéral. Le processus de drainance dépend en grande partie de la profondeur du substratum rocheux. Juste en amont du barrage de Gourga/Tilli, le substratum se trouve vraisemblablement à une profondeur de 10 mètres mais sa profondeur s'accroît vers l'amont pour atteindre 13 à 14 mètres sur la ligne 3, environ 300 mètres en amont, puis 25 mètres sur la ligne 2, à environ 600 mètres en amont de la ligne 4. Or, à proximité de la ligne 2, un puits busé fournit les fluctuations piézométriques d'une nappe profonde dont les niveaux varient entre 13 et 20 mètres au-dessous de la surface du sol. Le processus de drainance semble donc être variable d'un point à l'autre du bas-fond et variable au cours de la saison des pluies.

Tableau 32 : Lame d'eau rechargeant la nappe superficielle en 1989, au droit des piézomètres de la ligne 4 située en amont du barrage de Gourga/Tilli

| | Position des piézomètres | | | |
|---------------------------------|--------------------------|---------------------|---------------------|----------------------|
| | Axe central | 50 m en rive gauche | 50 m en rive droite | 100 m en rive droite |
| | 4-0 | 4-1 | 4-2 | 4-4 |
| Position initiale de la nappe | 1,35 m | 1,30 m | 1,3 m | 1,0 m |
| Position max. de la nappe | 7,0 m | 7,0 m | 7,0 m | 5,6 m |
| Cote du niveau du sol | 5,94 m | 6,37 m | 6,34 m | 7,4 m |
| Epaisseur de la ZNS | 4,6 m | 5,07 m | 5,04 m | 6,4 m |
| Stock hydrique initial (ZNS) | 900 mm | 1 050 mm | 1 050 mm | 900 mm |
| Stock hydrique max. (ZNS) | 1 900 mm | 2 200 mm | 2 200 mm | 2070 mm |
| Infil. Superf. par submersion | 1 580 mm | 636 mm | 660 mm | 0 mm |
| Inf. Superf. par la pluie | 140 mm | 140 mm | 140 mm | 440 mm |
| Reprise par l'ETR | 150 mm | 150 mm | 150 mm | 280 mm |
| Recharge à partir de la surface | 1 570 mm | 630 mm | 650 mm | 160 mm |
| Déstockage par drainance | 870 mm | 800 mm | 800 mm | 690 mm |

L'observation de la descente des niveaux piézométriques en fin de saison des pluies fournit une évaluation de la drainance à cette époque de l'année par déstockage de la tranche superficielle du sol (on suppose que la descente vers la nappe inférieure correspond à la descente piézométrique observée pendant la période de décharge ou de tarissement). La vitesse de descente est d'environ 3,3 centimètres par jour sur la ligne 4 et se poursuit pendant tout le mois de septembre. On peut donc considérer qu'elle est au moins égale à cette valeur dès le début du mois d'août 1989. En supposant que le taux d'humidité moyen au Pf 2,5 est de 30 % et de 45 % à la saturation, le déstockage correspondant serait égal à 300 mm de hauteur d'eau équivalente. Du mois d'octobre au mois de juin de l'année suivante, le déstockage de la nappe superficielle se poursuit mais à une vitesse de plus en plus lente dès le mois de janvier. Au total, d'octobre 1989 à juin 1990, la décroissance des niveaux piézométriques correspond à 3,80 mètres soit un déstockage de 570 mm de hauteur d'eau équivalente.

Nous avons finalement reporté sur la dernière ligne du tableau 32 les estimations des déstockages au droit de chaque piézomètre de la ligne 4, juste en amont du barrage de Gourga/Tilli.

Conclusion

Bien que les valeurs de stock hydrique du sol ne soient pas connues avec certitude, faute de mesures précises de l'humidité des sols, l'établissement du bilan de la nappe superficielle au-dessous de la retenue du barrage de Gourga/Tilli montre assez nettement le fonctionnement du bas-fond quant à la recharge de la nappe superficielle. L'infiltration superficielle par submersion est bien le facteur prépondérant de la recharge. Dans la partie centrale du bas-fond sous la retenue du barrage de Gourga/Tilli a infiltré superficiellement un excès de 720 mm par rapport aux volumes déstockés dans les sols de la partie centrale du bas-fond. A priori, le bilan devrait être équilibré. La valeur d'infiltration de 1570 mm dans la partie centrale du bas-fond est vraisemblablement surestimée. La lame d'eau déstockée dans cette partie centrale est légèrement sous-estimée car nous n'avons pas tenu de la charge hydraulique due à la montée du plan d'eau du barrage.

Par contre, à 50 mètres de l'axe central du bas-fond, en rive droite comme en rive gauche apparaît un déficit de 370 mm.

A 100 mètres de l'axe du bas-fond, en dehors de la zone submergée, ce déficit est de 730 mm. Il y a donc bien transfert d'une partie des volumes infiltrés dans la partie centrale du bas-fond vers les versants, de part et d'autre du bas-fond.

En comparant la recharge de la nappe superficielle pour l'année 1989 et le déstockage par drainage (vertical et latéral), on constate que la partie centrale du bas-fond a infiltré verticalement un excès d'eau de 700 mm par mètre carré par rapport aux volumes d'eau déstockés dans les sols de la partie centrale du bas-fond. Par contre, 50 mètres en rive gauche ou en rive droite, l'exportation est au moins de 150 à 170 mm et 100 mètres en rive droite elle est au moins de 530 mm.

2-2-3 Evaluation spatiale de la recharge de la nappe superficielle de Gourga

Les cartes piézométriques du bief de Gourga/Tilli (Annexe VI) permettent de mettre en évidence la recharge préférentielle dans l'axe du bief de Gourga/Tilli, et plus particulièrement dans la zone sous influence du barrage. En hautes eaux comme en basses eaux, les courbes isopièzes indiquent un toit de la nappe plus élevé dans l'axe du bas-fond que sur les versants (Annexe V). De plus, le gradient hydraulique est plus fort en rive gauche (7,5 %) qu'en rive droite (5,0 %). Le dôme piézométrique centré sur l'axe du bief de Gourga/Tilli indique un drainage de la nappe vers les bordures notamment vers l'Est, du côté de Tilli, car le seuil rocheux lié à une remontée du socle granitique, constitue, vers l'Ouest, une barrière naturelle pour les lignes de courant (Bidjocka, 1990 ; Coulibaly, 1992). L'écoulement souterrain latéral s'effectue latéralement (vers l'est) par rapport au dôme piézométrique centré sur l'axe du bas-fond. Le gradient latéral (5 à 7,5 %) est en effet plus de 10 fois moins important que le gradient longitudinal (0,4 %).

La distribution spatiale des courbes isopièzes dans le bief de Gourga/Tilli indique :

- des gradients hydrauliques différents d'une rive à l'autre et en allant de l'amont vers l'aval du barrage.
- une zone de charge maximale en amont du barrage définissant un bassin en rive gauche définissant un dôme piézométrique très élargi dans la partie centrale du bas-fond en amont de la retenue ; ce dôme piézométrique est beaucoup plus étroit en amont et en aval de la retenue. En rive gauche du bas-fond, le toit de la nappe superficielle est déprimé. Dans ce cas, la remontée du toit du socle constitue une barrière naturelle et une imperméabilisation du milieu.
- le manque de piézomètres en nombre suffisant et la faible profondeur des piézomètres constitue des obstacles à l'estimation des volumes de terrain mouillé et de la recharge tenant compte de la variabilité spatiale de la porosité efficace.

2 LA NAPPE DE LA BASE DES ALTÉRITES LATÉRITIQUES

2.1 - LE DISPOSITIF DE MESURE

Parmi les ouvrages de captage recensés dans le petit bassin de Samené, six (6) ont été retenus pour un suivi piézométrique commencé en novembre 1993 et qui s'est poursuivi jusqu'en avril 1996 (Fig. 23). Par ailleurs nous avons retenu quelques puits situés le long du bas-fond de Bidi en vue de permettre le recalage avec les observations en zone de plateau pendant la même période. Trois autres puits en situation de plateau ou de mi-versant ont été également suivis : Torobé (17 m), Dissa (35 m) et Babayiri (28 m).

Dans le petit bassin de Samené, la profondeur des puits est de 11 à 18 m. Seul le "puits busé" a une profondeur d'environ 35 m. De décembre 94 à décembre 95, la fréquence des mesures a été de quinze jours en saison sèche et de cinq jours en saison pluvieuse. Tous ces puits ont été nivelés par rapport à une cote de référence fixée à 10 m (près de Gourga/Tilli).

La description des fluctuations saisonnières sera traitée dans un premier temps. Puis, dans un second temps, les termes du bilan hydrique du sol sous-saturé sur une épaisseur de 1 mètre seront déterminés afin d'évaluer le drainage interne susceptible de réalimenter la nappe. La détermination des termes du bilan hydrique de la zone non-saturée une tranche superficielle de sol, fait intervenir les états de surface du sol et leur répartition spatiale pour évaluer l'infiltration. Nous comparerons enfin les résultats du modèle hydrologique de la recharge superficielle avec l'analyse spatiale des fluctuations de la nappe des altérites.

2.2 - LES FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES

Les fluctuations piézométriques indiquent normalement les variations saisonnières locales du niveau de la nappe. L'interprétation des observations de niveau d'eau des puits villageois nécessite toutefois une certaine prudence en raison des prélèvements effectués dans ces ouvrages. L'influence des prélèvements sur le niveau d'eau dans les puits est particulièrement sensible en fin de saison sèche. Des observations effectuées très tôt dans la journée permettent de limiter l'effet de ces prélèvements sur l'observation du niveau piézométrique.

La forme générale de la fluctuation saisonnière des niveaux piézométriques de la nappe des altérites est dissymétrique (Figs. 65 et 66). Elle présente une dissymétrie moins prononcée que dans le cas des nappes superficielles de bas-fond .

- La recharge

Le début de la recharge est observé de manière sensiblement différente d'un puits à l'autre et d'une année à l'autre. Dès les premières pluies on observe soit un plafonnement des niveaux piézométriques, c'est à dire un arrêt de la lente décroissance des niveaux observée pendant la saison sèche, soit une lente croissance des niveaux. La recharge s'accélère ensuite brutalement plus ou moins tôt avec une vitesse de montée variable d'une année à l'autre, en relation avec l'importance des événements pluviométriques. Sur le petit bassin de Samené, le puits "Diallobé" réagit très vite, mais avec une amplitude limitée à 1 mètre dès le mois de juin 1995, puis une seconde fois vers la fin du mois de juillet de cette même année avec une amplitude beaucoup plus forte (4 m). Au total l'amplitude de la recharge est de 5 m au puits "Diallobé". Les autres puits commencent leur recharge rapide beaucoup plus tardivement : vers le 20 août 1995 aux puits "Tangpooré", "LadjiYiri" et Tangzougou. Pour l'année 1995, l'amplitude de la recharge est de 3 mètres pour les puits de "Tangpooré" et "Tangzougou"; elle est de 4 m aux puits de "LadjiYiri" et "Nayiri-Samené".

Cette réponse plus rapide de la nappe au puits "Diallobé" (Fig. 65) et l'amplitude plus forte de la recharge doit être mise en relation avec la position de ce puits dans le paysage du petit bassin de Samené. Il se situe en effet juste en aval d'une zone très dégradée, fortement encroûtée, qui joue le rôle d'un impluvium. La nappe atteint son niveau piézométrique le plus élevé presque qu'au même moment pour l'ensemble des puits, sans grand décalage selon leur situation topographique. Entre les mois d'août et octobre la durée de la recharge est d'environ 3 mois (Fig. 65). La vitesse de la recharge varie entre 20 et 10 cm/j ; elle est généralement plus faible au début de la recharge (1,5 à 2 cm/j). Pour les autres puits, les vitesses de recharge varient entre 2 cm/j et 7 cm/j.

Fig 35

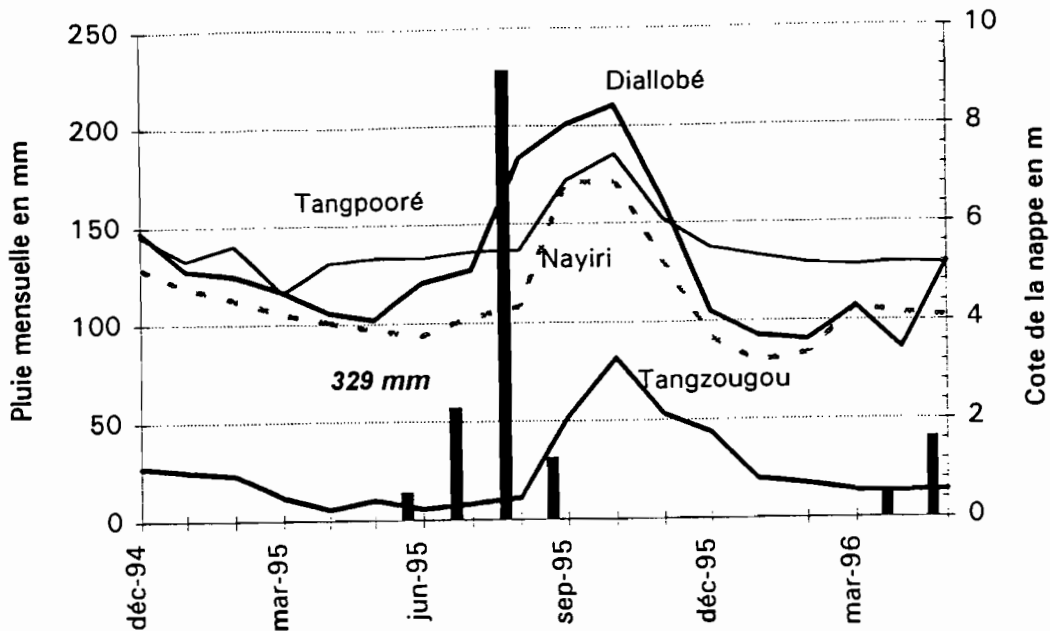


Figure 65 - Fluctuations piézométriques dans le petit bassin de Samené

- La décharge

La décharge (ou tarissement) de la nappe s'amorce dès la fin des pluies (mi-octobre 1995). Mais des différences peuvent être observées d'un puits à l'autre et d'une année à l'autre.

En 1995, la vitesse de descente de la nappe au puits "Diallobé" est de 10 cm/j entre les mois d'octobre et de novembre. Elle est plus faible aux puits de "Tangzougou", "Nayiri" et "Tangpooré" où la vitesse de décharge est comprise entre 5 et 6 cm/j (Fig. 68). La décharge se poursuit beaucoup plus lentement dès la mi-décembre jusqu'aux prochaines averses, avec des vitesses variables d'un puits à l'autre : 1 cm/j au puits "Diallobé", 0,75 cm/j au puits "Tangzougou" et 0,8 cm/j aux puits "Samené-Nayiri" et "Ladji Yiri".

Des différences dans les caractéristiques hydrodynamiques (gradient de charge ou conductivité hydraulique) de l'aquifère peuvent être à l'origine des variations de la vitesse de décharge de la nappe d'un puits à l'autre.

D'une année à l'autre, les niveaux minimums atteints par la nappe varient notablement en fonction de la précocité des pluies et de l'importance de la recharge de la saison pluvieuse précédente. Afin de s'affranchir des effets dus à la précocité des pluies, il semble préférable de comparer les valeurs minimales atteintes à la fin du mois d'avril. La forte pluviosité de l'année 1994 (591 mm à Bidi/Nayiri) ne semble ne pas avoir trop influencé le niveau de la nappe en fin de saison sèche. Pour le puits "Tangzougou", une baisse sensible du niveau de la nappe peut être observée en mai 95 par rapport à la cote de mai 1994 (Fig. 65). Cependant, en 1996 la cote de la

nappe dans les différents ouvrages est la plus basse observée depuis 3 ans. La faible pluviométrie en 1995 (330 mm) semble avoir eu un effet dépressif très net sur les niveaux piézométriques dès le début de la saison sèche. Dans cette région sahélo-soudanienne, une mauvaise saison (1995) suffit ainsi à diminuer significativement les ressources en eau souterraine.

- La carte piézométrique en basses eaux

L'analyse spatiale de la cote de la nappe à l'étiage montre une orientation générale des isopièzes nord-ouest à sud-est avec des lignes de courant orientées vers le sud-est (Fig. 66). Le gradient piézométrique est de 0,008 entre Nayiri et Tangzougou dans la partie aval du bassin versant, mais seulement de 0,002 entre "Nayiri" et "Tangpooré" vers l'amont. Dans la partie nord-ouest du bassin, le puits de "Diallobé" n'ayant pas de correspondant vers l'aval ou vers l'amont il est difficile de dessiner avec précision l'allure des isopièzes. La cote à l'étiage aux puits "Nayiri" et "Diallobé" étant identique (4 m), on peut penser que l'orientation générale des isopièzes est bien vers le Sud-Est. Ces observations sont confirmées en examinant l'allure des rapports ioniques caractéristiques.

- Le rapport caractéristique Mg/Ca augmente de l'aval vers l'amont, ce qui suppose une faible dilution des carbonates (Ca) par rapport au magnésium, en fonction de la topographie. Ce rapport est toujours inférieur à 1 et varie de 0,73 ("Diallobé") à 0,37 (puits busé). La liaison avec les fortes minéralisations n'est pas évidente, comme c'est le cas dans les formations sédimentaires de la Boucle du Mouhoun (Ouédraogo, 1994).

- Le rapport caractéristique Na/K permet de déterminer les secteurs d'alimentation des eaux souterraines à partir de la surface. Ce rapport caractéristique montre une zone de forte valeurs centrée sur le puits "Nayiri". Les plus faibles valeurs entourent cette zone, et la diminution se fait vers l'amont (Fig. 66). Le potassium étant utilisé essentiellement par la végétation (plants de mil et de sorgho), sa faible teneur dans les eaux, induit un faible drainage du potassium vers la nappe souterraine. En effet, la zone centrale ("Samené/Nayiri", "Ladji Yiri") enregistre le plus fort rapport caractéristique (5,77) contre 0,51 à "Diallobé". La forte évapotranspiration par les plantes et les champs de mil dans cette zone centrale, contribue à diminuer le taux de potassium dans les eaux souterraines. La tendance d'écoulement souterrain vers le Sud-Est est également attestée par le rapport caractéristique Na/Cl : l'allure des courbes isovaleurs suit à peu près la topographie, avec des forts ratios en aval ("Tangzougou") et des faibles valeurs vers l'amont. Ce qui pourrait s'expliquer par une forte mise en solution du sodium vers l'aval (Fig. 66). Le rapport caractéristique Na/Ca évolue de la même façon que le Na/K. Le sodium est fortement concentré dans la partie centrale du bas-fond, dans la zone des puits. Le ratio est de 2,46 à Samené/Nayiri, contre 0,37 à "Ladji Yiri" et 1,71 à "Diallobé".

L'allure différente entre les battements de la nappe du "puits busé" et du puits "Ladji Yiri" distants de 100 m (Fig. 67) semble indiquer l'existence de deux nappes distinctes. Par ailleurs, la

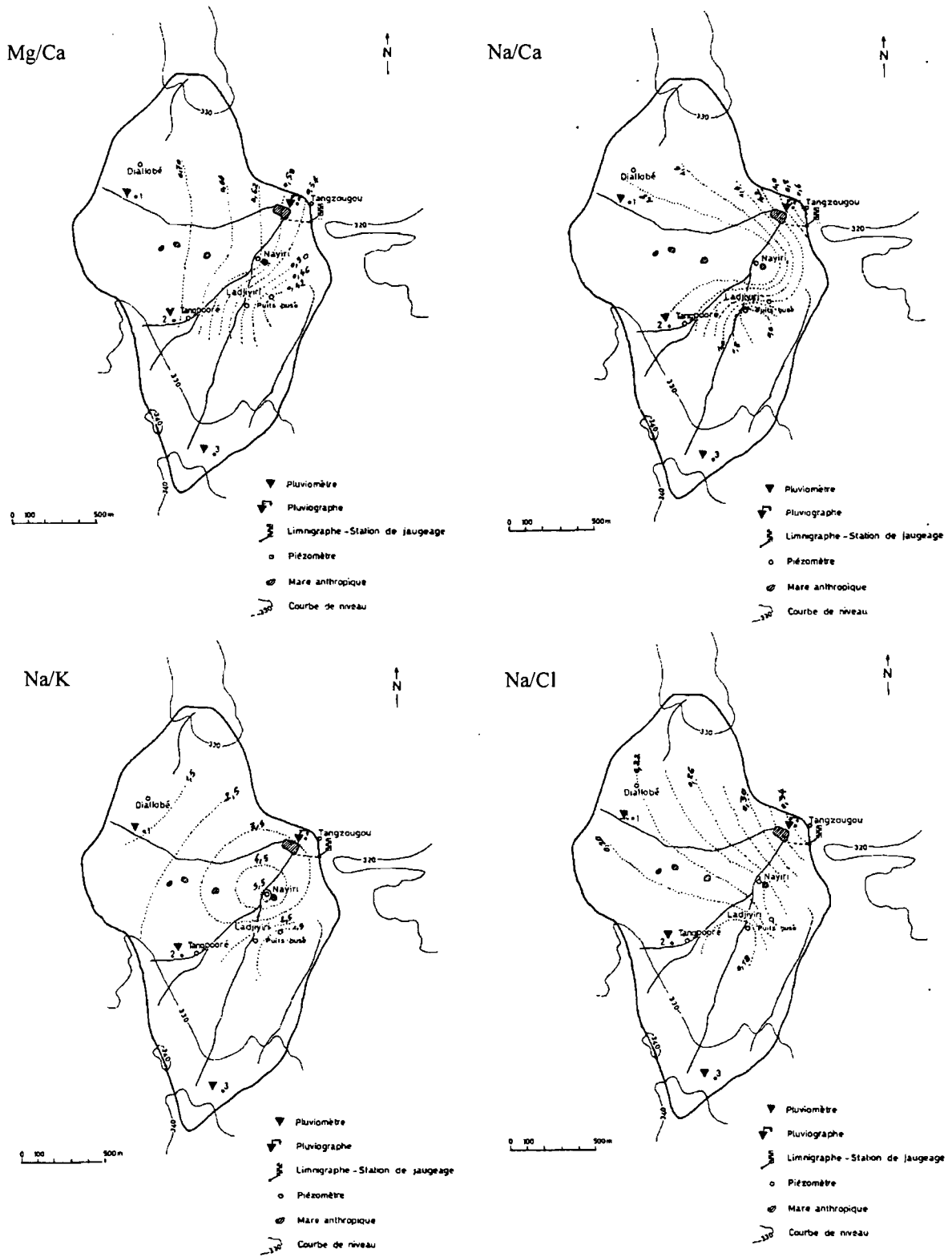


Figure 66 : Evolution des rapports caractéristiques dans le petit bassin de Samené

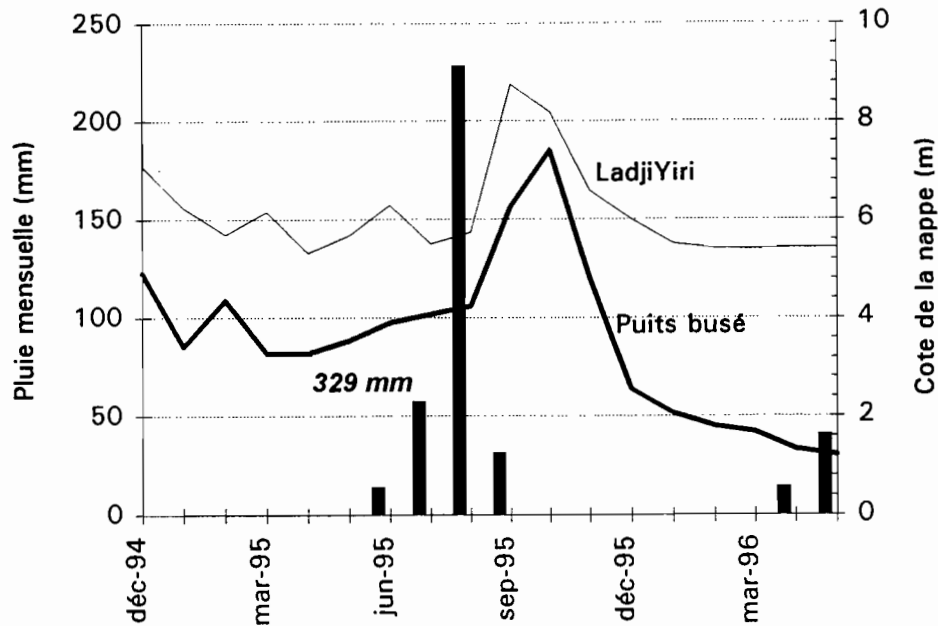


Figure 67 - Fluctuations piézométriques des puits « LadjiYiri » et du « puits busé » dans le petit bassin de Samené

- La carte piézométrique en hautes eaux

En hautes eaux, la situation dans la partie sud-est du bassin n'est pas fondamentalement différente de celle des basses eaux. Les niveaux piézométriques ayant tous monté sensiblement de la même valeur, les gradients piézométriques entre "Nayiri" et "Tangzougou" vers l'aval, "Tangpooré" et "Nayiri" vers l'amont, sont identiques à leurs valeurs en saison sèche. Par contre, dans la partie nord-ouest du bassin, dans le secteur de "Diallobé", semble exister un dôme piézométrique qui dépasse de 0,5 à 0,6 mètre la cote piézométrique du puits de "Tangpooré".

- Le battement de la nappe en 1995

La nappe superficielle de la base des altérites latéritiques présente des battements variant entre 3 (Nayiri, Tangzougou) et 5 m (Tangpooré, Diallobé). Ce battement croit en fonction de la position topographique considérée (les puits en position haute sont mieux alimentés que ceux en position basse dans le bassin de Samené).

nature schisteuse de l'aquifère capté par le puits busé et la nature cuirassée de l'horizon capté par le puits "LadjiYiri" corroborent bien cette hypothèse. De plus, cette hypothèse est confirmée par les analyses hydrochimiques qui montrent une faible concentration minérale au puits busé (65 mg/l), plus forte au puits "LadjiYiri" (232 mg/l).

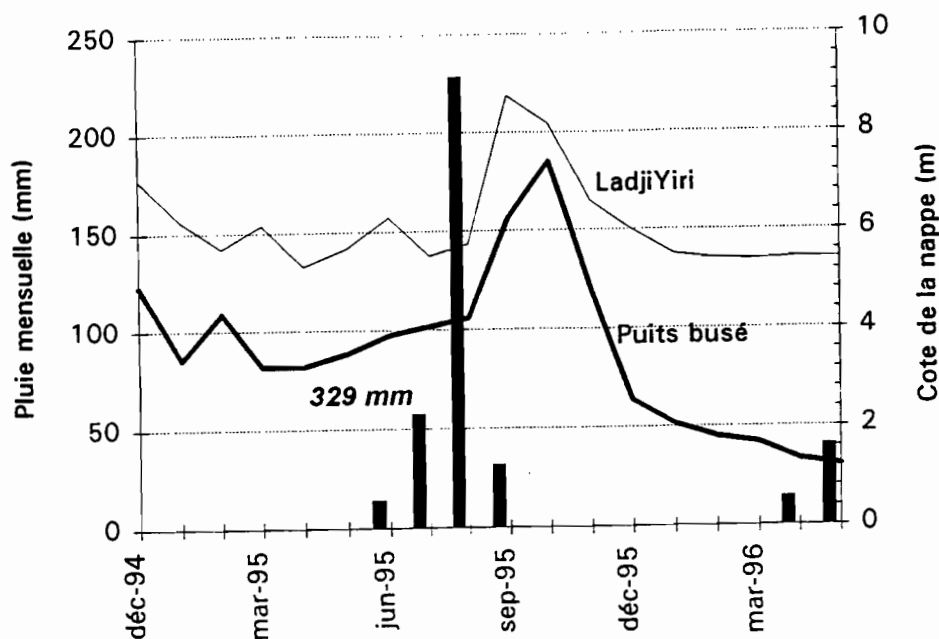


Figure 67 - Fluctuations piézométriques des puits « LadjiYiri » et du « puits busé » dans le petit bassin de Samené

- La carte piézométrique en hautes eaux

En hautes eaux, la situation dans la partie sud-est du bassin n'est pas fondamentalement différente de celle des basses eaux. Les niveaux piézométriques ayant tous monté sensiblement de la même valeur, les gradients piézométriques entre "Nayiri" et "Tangzougou" vers l'aval, "Tangpooré" et "Nayiri" vers l'amont, sont identiques à leurs valeurs en saison sèche. Par contre, dans la partie nord-ouest du bassin, dans le secteur de "Diallobé", semble exister un dôme piézométrique qui dépasse de 0,5 à 0,6 mètre la cote piézométrique du puits de "Tangpooré".

- Le battement de la nappe en 1995

La nappe superficielle de la base des altérites latéritiques présente des battements variant entre 3 (Nayiri, Tangzougou) et 5 m (Tangpooré, Diallobé). Ce battement croit en fonction de la position topographique considérée (les puits en position haute sont mieux alimentés que ceux en position basse dans le bassin de Samené).

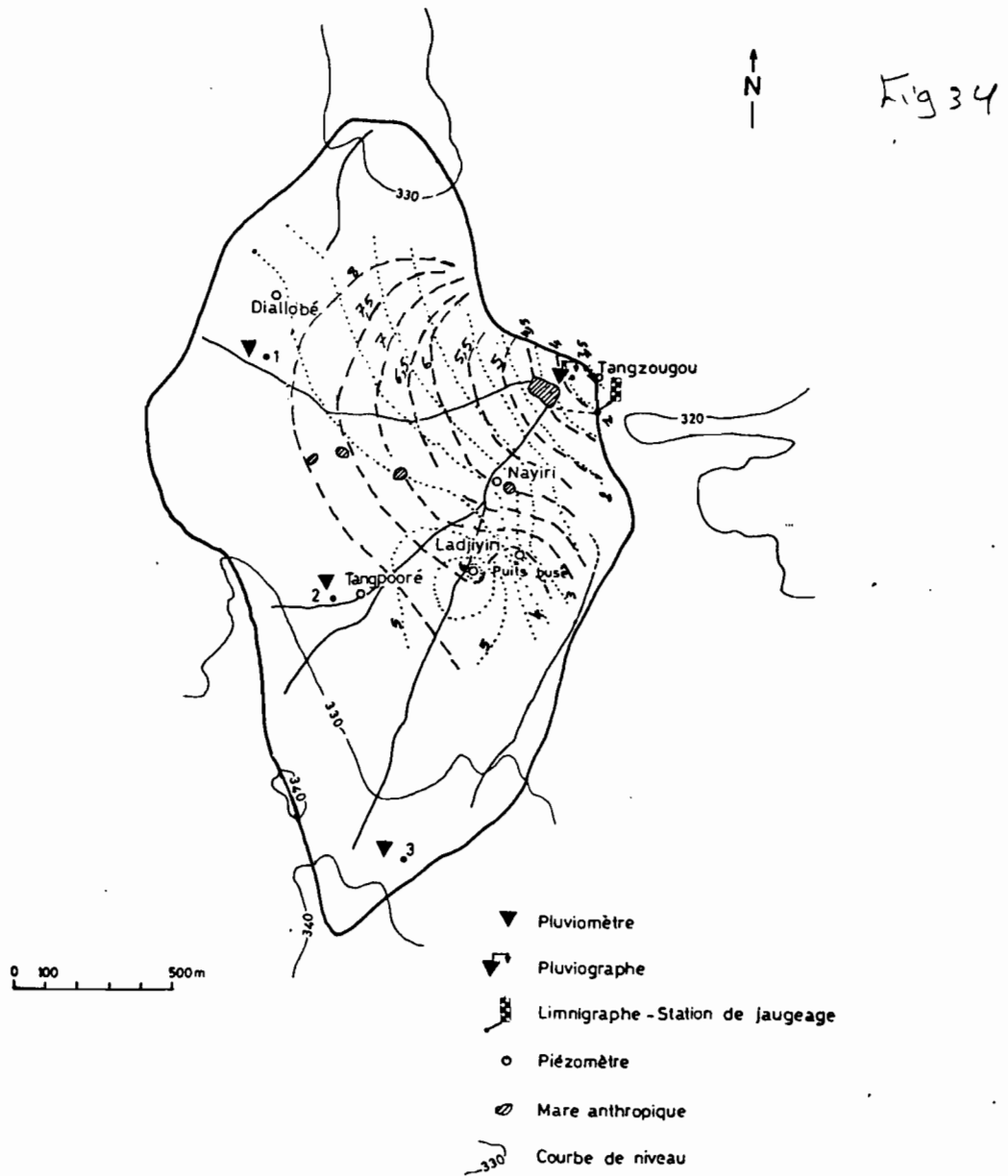


Figure 68 : Fluctuations de la nappe superficielle en basses eaux (pointillés) et en hautes eaux (tirets) dans le petit bassin de Saméné, province du Yatenga

2.3 - LA RECHARGE DES NAPPES DE LA BASE DES ALTÉRITES LATÉRITIQUES

Dans le paragraphe précédent, une recharge très différente a été observée entre les piézomètres situés dans la partie centrale d'un bas-fond et sur les versants de ce même bas-fond. Cette différence de recharge a été attribuée au processus de submersion du bas-fond par les crues, submersion qui dure plus longtemps dans la partie centrale que sur ses versants. Sur le petit bassin de Samené, pour des conditions d'exploitation sensiblement identiques de la nappe et pour un aquifère dont les caractéristiques hydrodynamiques peuvent être supposées homogènes, quel peut être le rôle de la surface du sol et de la répartition des états de surface du sol dans la recharge des nappes ?

Pour répondre à cette question, nous avons procédé à l'évaluation du bilan hydrique d'une parcelle de sol dans des situations géomorphologiques distinctes : sur un sol sableux cultivé de bas versant, sur un sol sableux enherbé en jachère de mi-versant et sur un sol encroûté de haut versant. Nous nous servirons des paramètres hydrologiques et hydrodynamiques connus dans la région de Bidi (Guillet, 1991 ; Traoré, 1991 ; Serpantié et al., 1992 ; Lamachère 1991 ; Lamachère, 1996) pour évaluer les termes du bilan hydrique superficiel des sols. Voyons d'abord le cadre naturel dans lequel se situe le petit bassin de Samené.

2.3-1 Cadre naturel du bassin de Samené

- Le milieu physique

Le bassin versant de Samené se situe dans le département de Thiou, au Nord-Ouest de Bidi/Dabéré, dans la province du Yatenga. Il se localise entre les coordonnées 13°55' et 13°56'30" de latitude Nord et les coordonnées 2°34' et 2°33'30" de longitude Ouest. Ce bassin est distant de 3 km du bassin de Samniwéogo, 8 km à l'ouest de Bidi/Dabéré (Fig. 22). Le bassin versant de Samené est situé sur la marge nord-ouest du grand bassin versant drainé par le bas-fond de Bidi. L'examen des déblais autour des puits d'orpaillage et des puits villageois, celui des coupes de forages d'eau montrent que le substratum du bassin de Samené est constitué de schistes birimiens (roches volcano-sédimentaires), en contact avec les granitoïdes de Bidi, situés plus à l'Est. Au niveau structural, le bassin est longé à l'est par une grande zone de cisaillement allant de Dissa à Amené qui passe à proximité de l'exutoire du bassin.

La morphologie de la zone de Samené se caractérise par des buttes cuirassées, notamment sur les bordures Nord et Sud (Fig. 69). L'altération ferrugineuse donne un épais cuirassement au-dessus d'argiles tachetées indurées qui s'étendent latéralement en profondeur atteignant 15 mètres d'épaisseur dans les puits villageois situés dans la partie aval du bassin versant.

La superficie du bassin est de 2,34 km² et sa forme est plus longue que large. La longueur maximale est de 3 km contre une largeur maximale de 1,35 km (Fig. 69). Il est prolongé vers l'ouest par une petite zone endoréïque d'à peu près la même dimension. Les cotes topographiques sur le bassin de Samené varient entre 342 mètres et 320 mètres d'après la feuille topographique IGB de Thiou, à l'échelle 1:50 000 (1987). La zone endoréïque située en amont du bassin présente une altitude maximale de 356 m. L'exutoire des eaux superficielles est situé au nord-est du bassin à une altitude de 320 mètres. Ainsi, le bassin de Samené est en position haute par rapport au reste de la zone centrale du grand bassin versant de Bidi (320 à 290 m), de sorte que l'alimentation du bassin par le ruissellement de surface à partir de l'amont est nulle. La petite zone endoréïque est cependant susceptible de contribuer à l'alimentation des nappes d'eaux souterraines.

Le climat actuel dans la zone est de type sahélo-soudanien marqué par une pluviosité de 521 mm en moyenne sur la période 1985 à 1995, répartie essentiellement sur 4 mois de l'année : juin à septembre.

La végétation de la région est de type steppe arbustive comprenant des espèces arbustives en repousses dans les champs (*Guiera senegalensis*, *Piliostigma reticulatum*, *Combretum micranthum*, *Combretum glutinosum*), des épineux (*Ziziphus mauritiana*, *Acacia seyal*), des gros arbres (*Adansonia digitata*, *Butyrospermum parkii*, *Lannea microcarpa*, *Sclerocarya birrea*, *Parkia biglobosa*, *Tamarindus indica*, *Borassus aethiopicum*, *Azadirachta indica*), des herbacées (*Leptadenia hastata*, *Loudetia togoensis*, *Corchorus tridens*, *Schoenefeldia gracilis*, quelques herbes annuelles). Dans les ravines et zones humides, quelques espèces hygrophiles sont rencontrées (*Anogeissus leiocarpus*, *Mangifera indica*, *Spidium guayava*, *Anacardium occidentale*, *Andropogon gayanus* K.).

- L'hydrographie

Le réseau hydrographique du petit bassin versant de Samené est faiblement marqué. Il se résume à de petits chenaux, localement bien incisés ou à fonds plats où poussent des hautes herbes annuelles (*Andropogon gayanus* K.). Localement, le réseau ravinaire, très variable d'une année à l'autre, se perd au contact des zones cultivées par un écoulement en nappe. Deux de ces axes principaux d'écoulement superficiel suivent les discontinuités du sous-sol fracturé et cisailé (Fig. 69). A côté de ces ravines ou axes d'écoulement des eaux de surface, il y a des petites mares naturelles ou anthropiques, plus particulièrement dans la partie aval du bassin. Cette organisation du réseau hydrographique en chenaux de ravinement ou axes d'écoulement discontinus et mares temporaires traduit un micro-endoréisme fournissant de bonnes conditions pour l'infiltration. De nombreux puits, localisés près des habitations, confirment l'existence de conditions favorables à l'existence de nappes d'eaux souterraines et à leur réalimentation.

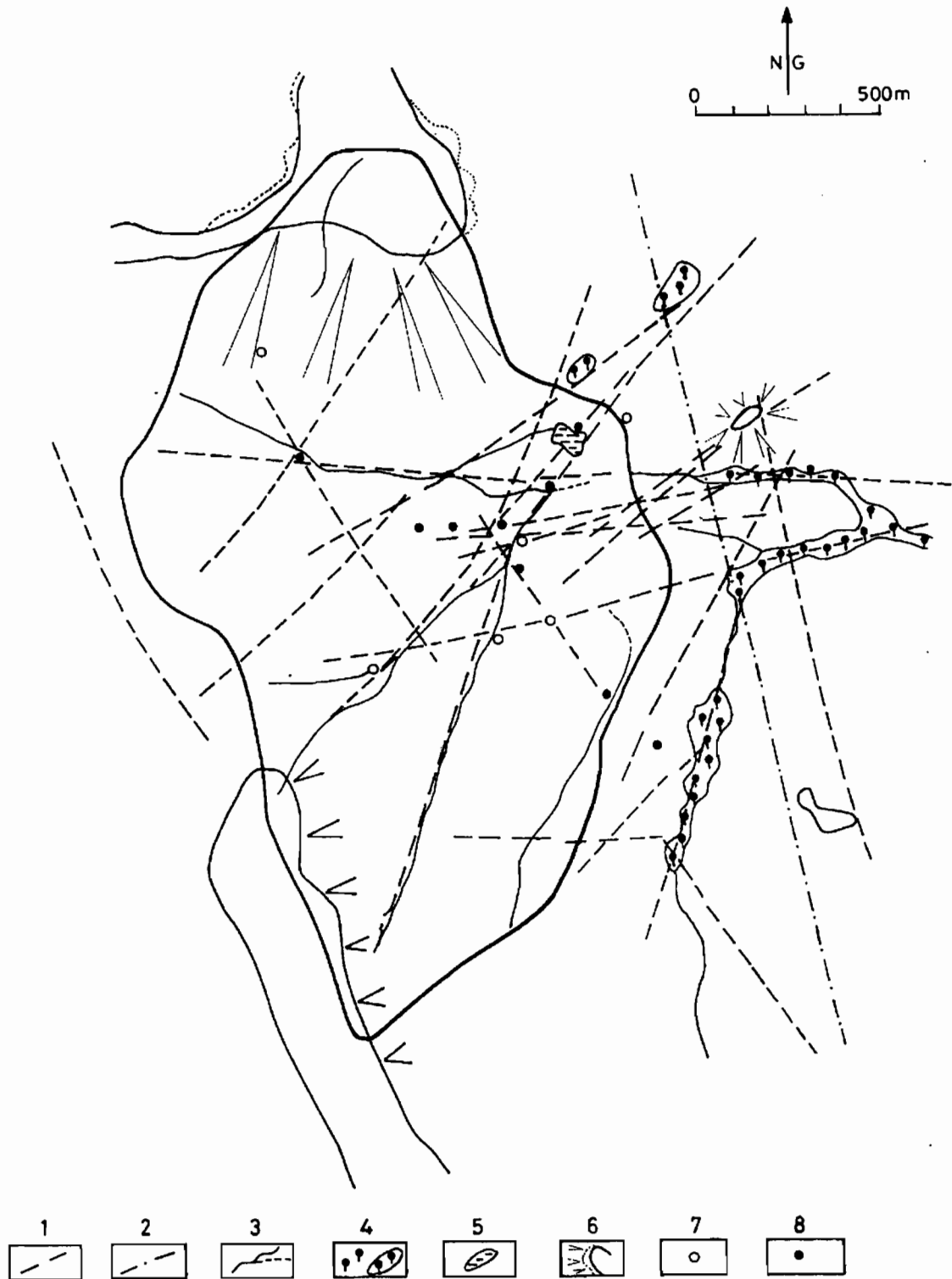


Figure 69 - Carte morpho-structurale du petit bassin de Saméné

Légende : 1-photos-linéaments ; 2-couloir de cisaillement de Saméné ; 3-réseau hydrographique ; 4-mare naturelle, bas-fond boisé ; 5-mare anthropique de Tangzougou ; 6-relief cuirassé avec son piémont et son versant ; 7-puits suivis ; 8-puits recensés

- L'occupation du sol

La carte de la figure 70 montre les champs de cultures pluviales (mil, sorgho, pois de terre, arachide) répartis autour des habitations, ainsi que des terrains en jachère. Quelques jardins sont situés près des puits où la disponibilité de l'eau pendant la saison sèche permet la culture de légumes.

Dans le petit bassin de Samené, les sols sont dégradés et gravillonnaires sur les reliefs cuirassés et leurs versants (13 % de la superficie), sableux fins sur les mi-versants cultivés (82 %), sablo-limoneux à sablo-argileux dans la zone dépressionnaire centrée sur le puits "Nayiri" à l'amont de l'exutoire (5 %), Tab. 33.

Tableau 33 : Occupation du sol dans le petit bassin versant de Samené/Bidi.

| Occupation du sol | Cultures | Jachères | Sols nus |
|-------------------------------|----------|----------|-----------------|
| Type de sol | Sableux | Sableux | Gravillonnaires |
| Superficie (km ²) | 1,40 | 0,63 | 0,31 |
| Recouvrement (%) | 60 | 26,9 | 13,1 |

L'élevage des ovins, bovins et caprins constitue une activité importante sur le petit bassin de Samené, comme en témoignent les parcs à bétail qui sont situés près des campements peulhs.

2.3-2 Cartographie des états de surface

La reconnaissance détaillée des états de surface sur le bassin versant de Samené a été effectuée à l'échelle élémentaire selon la méthode d'observation des surfaces élémentaires préconisée par Casenave et Valentin (1989) et à l'échelle des unités de paysage selon la méthode d'observation en lignes préconisée par Lamachère et Puech (1991).

a) Les surfaces élémentaires

Dix-sept (17) types de surfaces élémentaires répartis en six (6) types principaux ont été distingués dans le bassin de Samené (Fig. 71) :

- 7 types cultivés (C1-1, C1-2, C1-3, C2-1, C2-2, C3-1, C3-2),
- 3 types à croûte de dessiccation (DES1, DES2, DES3),
- 3 types à croûte structurale à 2 et 3 micro-horizons (ST2-1, ST2-2, ST3),
- un type à croûte d'érosion (ERO1),
- un type à croûte de décantation (DEC1),
- deux types grossiers (GRO1, GRO2).

Les descriptions de terrain de toutes ces surfaces élémentaires figurent en annexe VI. Chaque surface élémentaire se caractérise, dans le catalogue des états de surface de la zone sahélienne (Casenave et Valentin, 1989), par une équation du ruissellement de la forme :

$$L_r = A P_u + B P_u I_k + C I_k - D$$

Où L_r est la lame ruisselée en mm, P_u la pluie utile en mm, I_k l'indice d'humectation ; A, B, C, D sont des coefficients propres à chaque surface élémentaire. Au cours de la saison des pluies, le sarclage et l'encroûtement sous l'action des chutes de pluie font évoluer les surfaces élémentaires cultivées de l'état C1 en C2 avec un total pluviométrique de 100 mm tombé après le sarclage, puis en C3 après un total pluviométrique de 200 mm après un sarclage (Lamachère, 1991).

b) Les états de surface du sol

La carte des états de surface du sol du bassin de Samené est obtenue à partir de la description de neuf (9) lignes de reconnaissance et du dessin de la carte d'occupation de sols (jachère, culture) associée à la carte des types de sols (granulométrie superficielle). La description des états de surface du sol a été effectuée en pleine saison sèche (mars-avril) pour les lignes 1 à 6 et en fin de saison des pluies pour les lignes 7 à 9 (octobre). Les descriptions des différentes lignes se trouvent dans l'annexe VI. La proportion des différentes surfaces élémentaires qui composent l'unité cartographique des états de surface peut varier au cours de la saison des pluies en fonction du développement de la végétation herbacée, de l'encroûtement des sols cultivés (Lamachère, 1991).

Cinq (5) unités cartographiques d'états de surface ont été définies sur le bassin versant de Samené :

- unité 1 de sols grossiers encroûtés sur cuirasse latéritique,
- unité 2 de sols sableux fins cultivés à 90 %,
- unité 3 de sols sablo-argileux de bas-versant, cultivés à 60 %,
- unité 4 de sols sableux en jachères, avec un fort couvert végétal herbeux,
- unité 5 de sols sableux peu épais sur matériaux gravillonnaires.

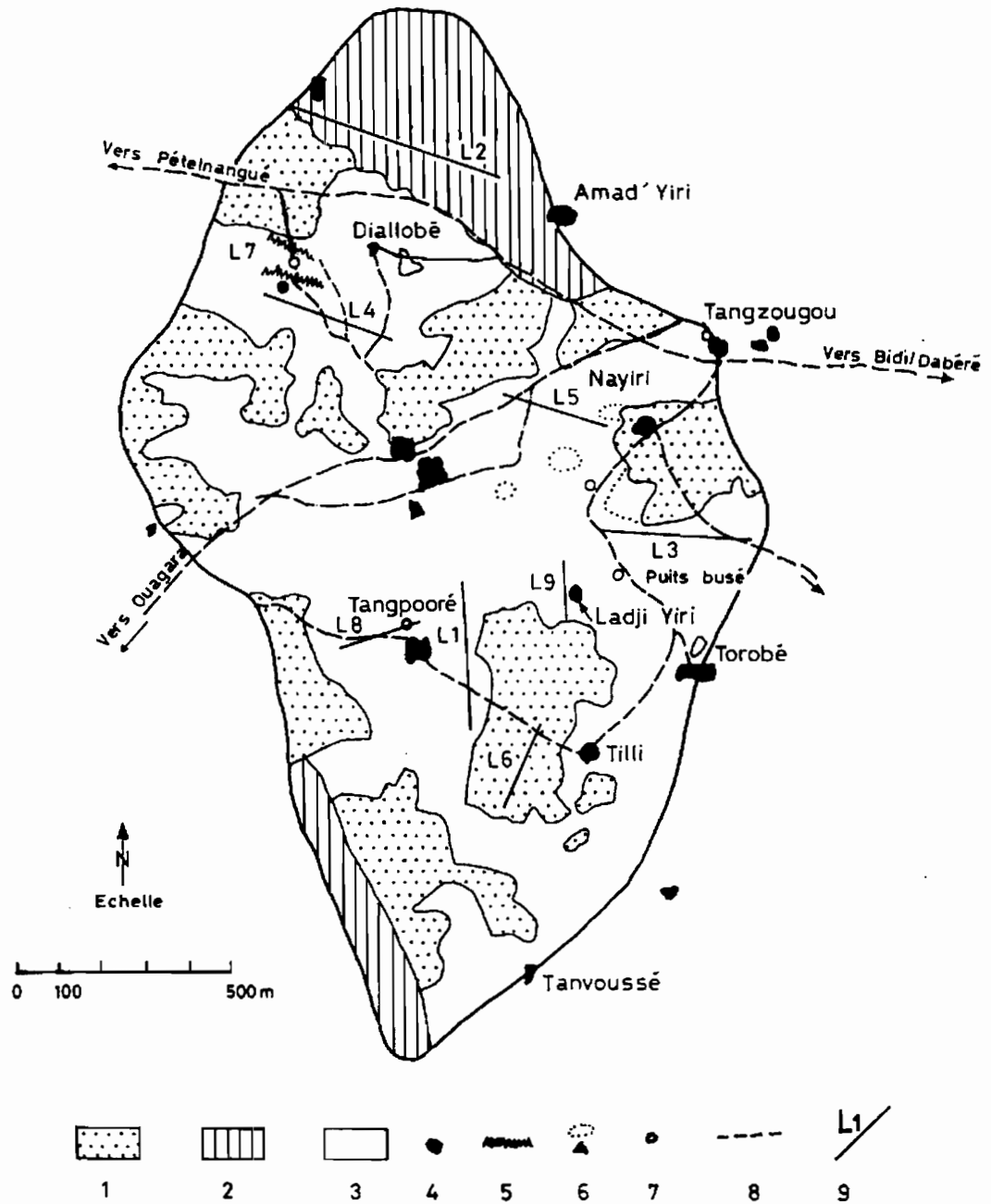
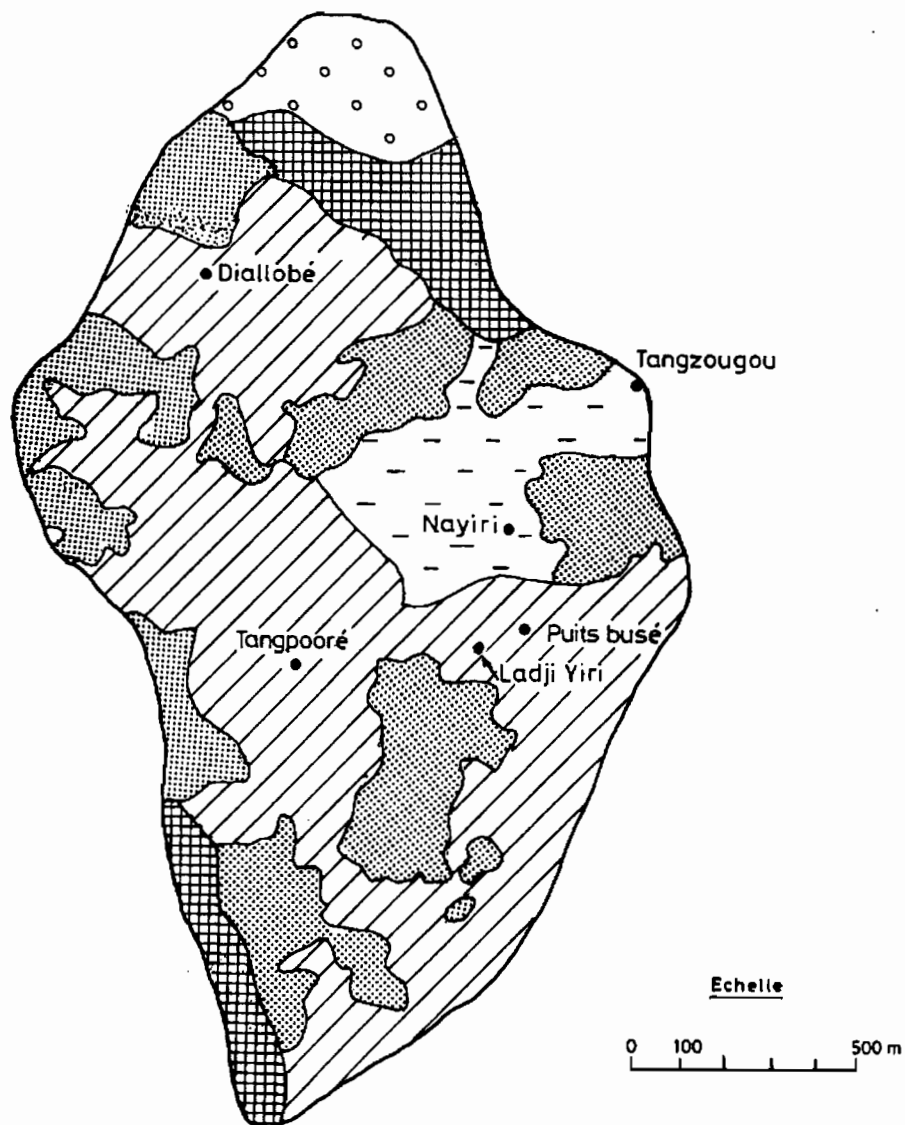


Figure 70 : Carte d'occupation du sol dans le petit bassin de Samené, province du Yatenga

Légende : 1-jachères ; 2-zones encroûtées, gravillonnaires (états de surface de types GRO1 et GROS2) ; 3-champs cultivés sur sols sableux fins ou argilo-limoneux ; 4-habitations ; 5-cordons pierreux isohypses ; 6-parcs pour bétail, enclos, jardins ; 7-puits ; 8-pistes ; 9-ligne de reconnaissance des états de surface



LEGENDE

| | | |
|---------|--|---|
| Unité 1 | | 0,60 GRO 1 + 0,40 GRO 2 |
| Unité 2 | | 0,91 C + 0,036 DES + 0,013 DEC + 0,005 ST |
| Unité 3 | | 0,58 C + 0,28 DES + 0,14 DEC |
| Unité 4 | | 0,82 DES + 0,14 ST + 0,04 ERO |
| Unité 5 | | 0,50 ERO + 0,44 DES + 0,06 ST |

Figure 71 : Carte des états de surface du petit bassin de Saméné, province du Yatenga

Ces unités cartographiques correspondent à des unités hydrologiques de fonctionnement hydrique des sols car elles sont définies par rapport à leur aptitude au ruissellement et à l'infiltration déterminée grâce aux expériences de simulation de pluies réalisées dans la région de Bidi. Il peut être ainsi attribué à chaque unité cartographique une équation hydro-pluviométrique traduisant son aptitude au ruissellement et à l'infiltration sous l'effet des averses (Fig. 71, Tab. 34).

En schématisant à l'extrême le fonctionnement hydrologique du bassin versant, l'équation générale du ruissellement de surface pour le bassin s'obtient à partir de la somme des ruissellements sur les différentes unités hydrologiques, chaque ruissellement sur une unité étant affecté par un coefficient fonction de la surface couverte par l'unité hydrologique sur le bassin versant. Pour le petit bassin versant de Samené l'équation générale est la suivante :

$$Lr = 0,04 U1 + 0,48 U2 + 0,12 U3 + 0,269 U4 + 0,091 U5 \quad (26)$$

Tableau 34 : Répartition des états de surface dans le bassin versant de Samené

| | C1.1 % | C1.2 % | C1.3 % | C2. 1 % | C2.2 % | C3.1 % | C3.2 % | DES1 % | DES2 % | DES3 % | ST2.1 % | ST2.2 % | ST3 % | ERO1 % | DEC1 % | GRO1 % | arbr es | arbu s. | herb. |
|----------------------|-----------|-----------|-----------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|----------|-----------|-----------|-----------|------------|------------|-------|
| LIGNE 1 | | 99,8 | | | | | | | 0,2 | | | | | | | | 3,1 | 0,4 | 17 |
| LIGNE 2 | | | | | | | | 42 | 2 | | 1 | | 5 | 50 | | | 1,2 | 2,8 | 31 |
| LIGNE 3 | 27 | | | 31 | 34 | | | | | 5 | | 3 | | | | | 3,0 | 1,5 | 2,14 |
| LIGNE 4 | 64 | | | 19 | | | | 1 | | 6 | | | | 2 | 8 | | 1,3 | 0,07 | 16,4 |
| LIGNE 5 | | 39 | | | 12 | 7 | | 10 | 18 | | | | | 2 | 12 | | 5,3 | 4,3 | 9,6 |
| LIGNE 6 | | | | | | | | 73 | 21 | | | 6 | | 8,7 | | | 25,2 | 2,3 | 17 |
| LIGNE 7 - cultivé | 41,7 | | 52,5 | | | | | | | | | | | | | 5,8 | 0 | 2,3 | 17,9 |
| LIGNE 7 - jachère | | | | | | | | 41,9 | 11,7 | | | | 32,8 | 13,6 | | | 0 | 3,6 | 27,7 |
| LIGNE 8 | 15,2 | | | | | 67,5 | | 9,6 | | | | | | 3,4 | | 4,3 | 0,7 | 0,4 | 17,1 |
| LIGNE 9 | | | | | 49,5 | | 37,5 | | | | | | | 6,7 | | | 0,6 | 0,8 | 12,5 |

- sur une profondeur d'un mètre de sol, dans la zone non-saturée du sol en faisant intervenir les processus d'infiltration et d'évapo-transpiration.

A la surface du sol, l'équation du bilan hydrique à l'échelle de la journée peut s'écrire :

$$SSP_j + Ie_j = (P_j + Le_j) - (Lr_j) \quad (27)$$

où SSP_j est le stockage superficiel, Ie_j est l'infiltration vers l'horizon inférieur, P_j est la pluie journalière, Le_j est la lame d'eau écoulée en provenance de l'amont et Lr_j la lame d'eau ruisselée vers l'aval.

Sur une profondeur de 1 mètre, l'équation du bilan hydrique à l'échelle de la journée peut s'écrire :

$$ZNS_j - ZNS_{j-1} = (SSP_j + Ie_j) - (Dr_j + ETR_j) \quad (28)$$

où ZNS_j est le stock hydrique du sol au jour j , Dr_j est la drainance vers l'horizon inférieur, et ETR_j l'évapotranspiration de la journée.

2.4.1 - L'évapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle, mesurée sur les parcelles agronomiques de Samniwéogo à l'échelle journalière, montre une grande différence avec l'évapotranspiration potentielle (Serpantié et al., 1992). L'évapotranspiration varie au cours de la saison des pluies selon l'état végétatif des plants de culture (Tab. 36).

Tableau 36 : Valeurs de l'ETR dans la région de Bidi en mm par jour (Serpantié, 1992)

| | ETR | ETP | ETP/ETR |
|---------------------------|-----|-----|---------|
| 20 jours après les semis | 1,5 | 6,8 | 4,5 |
| 40 jours après les semis | 2,0 | 6,3 | 3,1 |
| 60 jours après les semis | 3,0 | 5,6 | 1,9 |
| 80 jours après les semis | 4,0 | 5,8 | 1,5 |
| 100 jours après les semis | 3,0 | 6,3 | 2,1 |

2.4.2 - Le stock hydrique du sol (ZNS) et la percolation

Le stock hydrique du sol est la lame d'eau participant d'une part à la constitution des minéraux et d'autre part au remplissage des microporosités et des macroporosités du sol. Un sol saturé est soumis à un ressuyage plus ou moins rapide au cours du temps en fonction de la taille et de la nature plus ou moins argileuse de ses constituants ainsi que de la taille et de la continuité de ses pores. Pour les sols sableux fins, sur un volume de sol de 1 mètre cube, on peut estimer le stock hydrique maximal à une hauteur d'eau équivalente de 300 mm. L'évolution de l'humidité volumique d'un sol sableux fin de la région de Bidi en fonction du temps (Guillet, 1991) montre un drainage rapide pendant les six (6) premières heures jusqu'à la valeur 17 % d'humidité volumique. Le drainage de l'eau est ensuite beaucoup plus lent à

raison de 3,12 mm par jour jusqu'à la valeur de 10 % d'humidité volumique. Deux phases ont donc été distinguées dans le processus de drainage interne (Fig. 72) :

- une phase de drainage rapide lorsque le stock hydrique du sol dépasse 170 mm sur un volume de sol de 1 m³,
 - une phase de drainage lent et à vitesse d'infiltration constante de 3,12 mm par jour jusqu'à une valeur de stock hydrique égale à 100 mm (pour un volume de sol de 1 m³).
- En deçà de cette valeur de 100 mm de stock hydrique, le drainage est considéré comme nul (Guillet, 1991; Injerona, 1994).

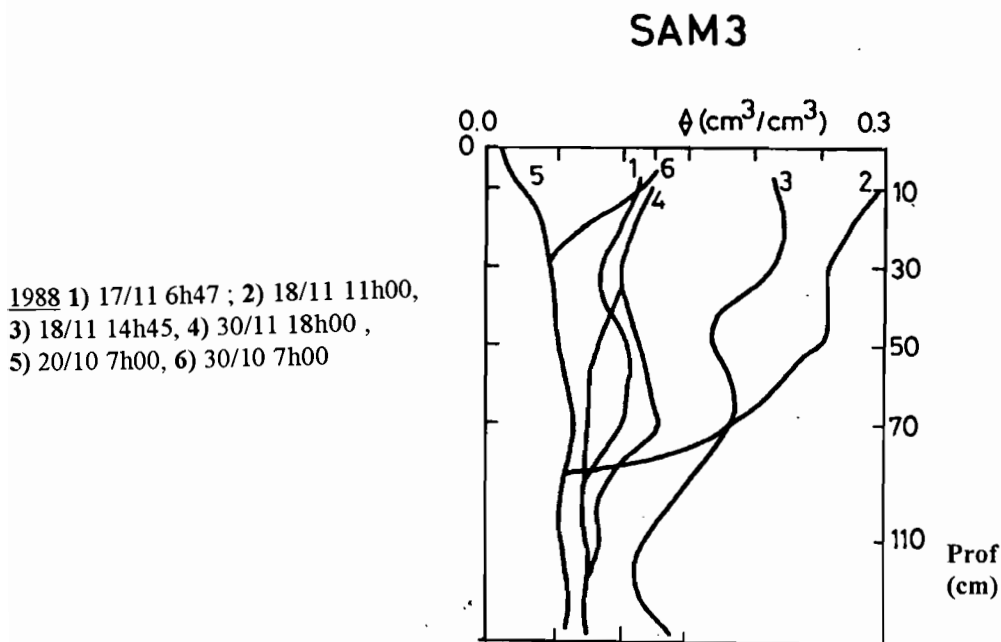


Figure 72 : Evolution de l'humidité volumique au cours du ressuyage par drainage interne sur SAM 3 (Guillet, 1991).

2.4.3 - L'infiltration superficielle (I_e)

Dans la plupart des équations du bilan hydrique, le terme I_e est remplacé par la pluie (P). On sait que dans la réalité, toute la quantité d'eau de pluie ne participe pas à l'infiltration. Une partie ruisselle et l'autre partie se stocke à la surface du sol. Ce stockage superficiel finit soit par s'évaporer, soit par s'infiltrer. Pour des sols sableux fins, le processus d'infiltration étant beaucoup plus rapide que l'évaporation, on peut négliger la composante superficielle du stockage et considérer que la totalité du stockage superficiel s'infiltrer. L'équation du bilan hydrique à la surface du sol peut donc s'écrire :

$$I_{e_j} = (P_j + L_{e_j}) - (L_{r_j}) \quad (29)$$

2.4.4 - La hauteur et l'intensité de pluie (P)

Le dispositif de mesures pluviométriques (Fig. 23) installé sur le petit bassin de Samené permet de connaître la hauteur et l'intensité de la pluie journalière. La notion d'intensité de pluie limite d'infiltration permet de tenir compte assez simplement de l'aptitude limite d'un sol à l'infiltration. Cette aptitude varie avec la nature du sol, avec son état de surface et son taux d'humectation.

2.4.5 - La lame d'eau ruisselée (Lr)

En l'absence de tout ruissellement venant de l'amont du versant ($Le_j = 0$), la lame ruisselée est déterminée par la relation hydro-pluviométrique déterminée à partir des expériences de simulation de pluies. En effet, chaque état de surface est caractérisé à un instant donné par une relation donnant la lame d'eau ruisselée en fonction de la pluie tombée (Casenave et Valentin, 1989). Grâce à la reconnaissance détaillée des états de surface dans le bassin de Samené et aux paramètres hydriques du sol déterminés par F. Guillet (1991) dans la région de Bidi, les différents termes de l'équation du bilan hydrique superficiel peuvent être évalués à l'échelle de l'averse.

Sous l'effet des chutes de pluie, les réactions d'un sol peuvent être modélisées par une équation du type $L_r = A P_u + B P_u I_k + C I_k - D$ où P_u est la pluie utile, hauteur de pluie dont l'intensité est supérieure à l'intensité de pluie limite du ruissellement (I_l) et I_k l'indice d'humectation des sols ($I_k = 0$ pour un sol sec). Nous avons reporté sur le tableau 37 les valeurs des paramètres caractérisant le comportement d'un sol sableux fin cultivé en position de mi-versant.

Sous l'effet d'une lame d'eau, les réactions d'un sol à l'infiltration peuvent être modélisées par la solution analytique de l'équation d'infiltration (Philip, 1969). Cette équation est de la forme

$$L_i = S \sqrt{t} + A t \quad (30)$$

où L_i est la lame infiltrée en fonction du temps, S est la sorptivité exprimant l'absorption capillaire et A le paramètre exprimant la gravité.

Les valeurs suivantes résultant des essais Muntz réalisés sur le bassin de Samené ont été retenues :

- pour un sol sableux fin cultivé non encroûté en position de mi-versant, $S = 23,5 \text{ mm}/\sqrt{\text{h}}$ et $A = 195 \text{ mm/h}$. A saturation, la conductivité hydraulique du sol est estimée à 200 mm/h . Après un cumul pluviométrique de 100 mm après le sarclage, la valeur de A est divisée par 2 ($A = 100 \text{ mm}$). Elle est divisée par 5 après un cumul de 200 mm après

le sarclage, soit $A = 40$ mm/h. Ces valeurs de paramètres sont valables pour des durées de ruissellement de 1 h à 1 h 30 mn.

- pour un sol sableux de bas versant non encroûté, $S = 15,4$ mm/ \sqrt{h} et $A = 25$ mm/h et sa conductivité hydraulique à saturation est estimée à 30 mm/h.

- pour un sol encroûté, les valeurs de la vitesse d'infiltration peuvent être divisées par deux voire par cinq comme l'illustre le tableau 37 qui présente les résultats de simulations de pluies sur des sols sableux fins cultivés de la région de Bidi. La position de versant du sol encroûté limite la durée du ruissellement, sensiblement en un temps égale à la durée de l'averse ; la valeur du paramètre A est réduite à une valeur que l'on peut prendre égale à 40 mm/h.

Tableau 37 : Paramètres caractéristiques de la surface élémentaire sur un sol sableux cultivé

| | A | B | C | D | Ilsec Ik = 0 | Ilh Ik = 10 |
|--------------------------|------|--------|--------|-----|-----------------|----------------|
| Sol après sarclage | 0,28 | 0,005 | -0,10 | 5,6 | 35 | 30 |
| 100 mm après le sarclage | 0,60 | 0,005 | -0,040 | 8 | 12 | 8 |
| 200 mm après le sarclage | 0,74 | 0,0025 | -0,012 | 5 | 6 | 5 |

Il : intensité limite de ruissellement en mm/h sur sol sec (Ilsec) et sur sol humide (Ilh);
Ik : indice d'humectation de Kohler, A, B, C et D sont les paramètres caractéristiques du sol dans la relation $L_r = A P_u + B P_u I_k + C I_k - D$.

2.4.6 - La lame d'eau ruisselée en provenance de l'amont (Le)

La pluie n'est pas le seul paramètre d'entrée pour le calcul du bilan. Il s'y ajoute un ruissellement venant de l'amont du versant. Dans les conditions actuelles de modélisation du ruissellement le long d'un versant, la lame d'eau ruisselée est difficile à estimer avec précision. Pour évaluer ce paramètre nous admettrons que le versant qui précède la parcelle vers l'amont se comporte comme une succession de parcelles élémentaires dont le comportement à l'infiltration est caractérisé sous l'effet des chutes de pluie par les relations hydro-pluviométriques déterminées sous simulation de pluie et sous l'effet du ruissellement par leur aptitude à l'infiltration selon les équations de Philip pendant toute la durée de l'écoulement.

2.5 - RÉSULTATS

Le modèle de calcul du bilan hydrique sur parcelles de superficie 1 mètre carré a été établi à l'aide d'un tableur selon un protocole élaboré au laboratoire d'hydrologie de l'Orstom (Montpellier), annexe VI. Nous avons pris trois cas de figures selon l'état de surface du sol :

les sols cultivés sur sables fins, les jachères et les sols encroûtés gravillonnaires et latéritiques de haut-versant. Dans un premier temps nous avons considéré que la lame écoulée en provenance de l'amont est nulle, c'est-à-dire que la parcelle n'est alimentée que par les eaux de pluies. Dans un second temps, nous avons considéré que la parcelle est placée en position de bas-versant et reçoit, en plus des eaux de pluie, les eaux de ruissellement en provenance de l'amont.

2.5.1 - La lame d'eau ruisselée (Lr)

La lame d'eau ruisselée sur une parcelle isolée de toute influence extérieure (c'est-à-dire une parcelle soumise uniquement à l'action de la pluie), augmente avec l'importance de l'événement pluvieux et lorsque l'intervalle entre les pluies est rapproché. Pour le sol sableux fin cultivé, le ruissellement intervient dès le 24 juillet (pluie cumulée de 64,3 mm) et au cours de la deuxième décade du mois d'août, la plus grande fréquence des pluies favorise le ruissellement. Sur sol sableux fin enherbé de jachère, le ruissellement a lieu à la même date qu'en sol cultivé (24 juillet), mais les lames ruisselées sont plus faibles (15 mm). Par contre, sur sol encroûté gravillonnaire de haut versant, le ruissellement est systématique à chaque averse de plus de 10 mm. Les lames d'eau ruisselées y sont nettement supérieures aux lames ruisselées sur sols cultivés et sols en jachère (Tab. 38).

Tableau 38 : Résultats du bilan hydrique sur différents états de surface sur 1 mètre de sol pour l'année 1995 (Pstandard = 549 mm)

| Etats de surface | Lame ruisselée | Infiltration | Sans écoulement amont | | | Avec un écoulement amont | | |
|------------------|----------------|--------------|-----------------------|-----|-----|--------------------------|-----|-----|
| | | | Ldl | Ldr | Ld | Ldl | Ldr | Ld |
| | Lr | Ie | Ldl | Ldr | Ld | Ldl | Ldr | Ld |
| Sol cultivé | 56 | 274 | 54 | 24 | 78 | 81 | 371 | 452 |
| Jachère | 15 | 315 | 81 | 52 | 133 | 71 | 770 | 841 |
| Sol encroûté | 188 | 142 | 0 | 0 | 0 | 6 | 31 | 37 |

Lr : lame ruisselée déterminée par les relations obtenues sous simulation de pluies;
 Ie : infiltration superficielle ; Le : lame d'eau en provenance de l'amont ; Ldl : drainage lent à la profondeur d'un mètre ; Ldr : drainage rapide à la profondeur d'un mètre.

2.5.2 - L'infiltration superficielle (Ie)

L'infiltration superficielle, sur les trois surfaces élémentaires choisies, est calculée en ne tenant compte que de l'averse (P) comme valeur d'entrée. Les valeurs de sortie sont : la lame ruisselée calculée à l'aide des relations obtenues sous simulation de pluies (Lr) et l'infiltration superficielle $Ie = P - Lr$.

Ainsi, la lame d'eau infiltrée à partir des chutes de pluie à la surface du sol en 1995 dans le bassin de Samené est de :

- 274 mm pour le sol cultivé,
- 315 mm pour le sol en jachère et
- seulement de 142 mm pour le sol encroûté.

2.5.3 - Le drainage à 1 mètre de profondeur (Dv)

Pour calculer le drainage à la profondeur d'un mètre, il faut tenir compte des caractéristiques du sol qui sont :

- le stock initial (ou réserve minimale) en eau du sol en début de saison

En début de saison des pluies, la réserve minimale du sol en eau est prise égale à 50 mm (soit 50 l pour un volume de sol de 1 mètre cube). On admettra que le stock hydrique du sol ne peut être en deçà de cette valeur.

- le stock hydrique maximal et le point de percolation

Deux types de drainages internes peuvent être définis dès que la réserve en eau du sol atteint le point de percolation (réserve utile) qui est de 10 % (ou 100 litres pour un mètre cube de sol) : le drainage rapide lorsque le stock hydrique du sol dépasse 170 litres par mètre cube, et le drainage lent, si le stock hydrique du sol est compris entre 100 litres et 170 litres par mètre cube. La saturation totale du sol est atteinte pour une réserve en eau de 300 litres (ou 300 mm) par mètre cube de sol (Fig. 73).

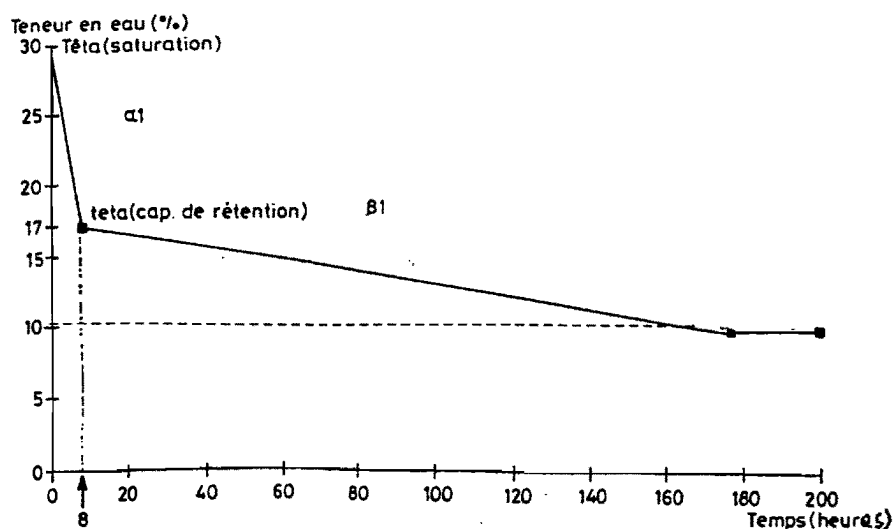


Figure 73 : Evolution de l'humidité volumique au cours du temps

(Guillet, 1991, modifié)

Les résultats des calculs de bilan hydrique sont les suivants en l'absence de tout apport venant de l'amont du versant :

- Sur un sol sableux cultivé, le drainage lent à un mètre de profondeur commence le 9 août. Il est de 81 litres en fin de saison des pluies. En drainage rapide, 24 litres sont drainés entre le 15 et le 19 août.
- Sur un sol sableux en jachère, le drainage lent commence plus tôt que sur sol cultivé (le 13 août). Le volume d'eau drainée est de 81 litres contre 54 litres en drainage rapide qui débute dès le 15 août. Le drainage rapide est de 52 litres contre seulement 24 litres pour le sol cultivé.
- Sur un sol encroûté, le drainage profond est nul (Tab. 38).

Ces résultats montrent que, en l'absence de tout ruissellement en provenance de l'amont, sur sol sableux fin enherbé de jachère, l'infiltration profonde à la profondeur d'un mètre est plus importante sur le sol sableux fin enherbé (jachère) que sur le sol sableux fin cultivé par sarclage. Sur le sol encroûté, le drainage profond est nul.

- Le ruissellement en provenance de l'amont

Au cours du ruissellement sur un versant, une certaine proportion de la lame ruisselée s'infiltré dans le sol. Deux paramètres importants sont à considérer pour estimer la quantité d'eau infiltrée : la durée de la submersion de la parcelle et la vitesse d'infiltration. Pour la vitesse d'infiltration, nous avons utilisé les observations effectuées par F. Guillet par essais Muntz sur le bassin de Samniwéogo. Pour la durée de la submersion, l'hydrogramme des crues sur les parcelles de Samniwéogo permet d'estimer cette durée à environ 1 heure pour une longueur de versant de 100 mètres. Pour une longueur de quelques centaines de mètres, cette durée peut être estimée à 2 heures. Nous avons fait varier les paramètres A et S de l'équation de Philip en fonction de l'encroûtement du sol en liaison avec la quantité de pluie tombée depuis le début de la saison des pluies 1995. Dans le cas du bassin de Samené, deux crues importantes ont été observées en 1995 : le 15 août et le 19 août. Les durées des crues sont de l'ordre de 2 heures, pour des versants de 300 à 500 mètres, ce qui nous place dans les estimations des parcelles agronomiques de Samniwéogo.

Le volume d'eau infiltré à partir des ruissellements en provenance de l'amont vient s'ajouter à l'infiltration superficielle alimentée par les chutes de pluie qui précèdent le ruissellement lui-même. Dans le cas du bassin de Samené, les résultats sont consignés sur le tableau 39. La lame d'eau participant au drainage profond passe de 0 mm en position amont du versant à 120 mm pour une zone encroûtée en position aval. En zone cultivée, elle passe de 78 mm en amont à 452 mm en aval. Sur jachère, elle passe de 133 mm à 841 mm. Ces valeurs

en zone de jachère sont à peu près du même ordre de grandeur que celles obtenues dans la zone submergée de bas-fonds (bief de Gourga, mare de Samniwéogo) pour les mêmes conditions pluviométriques. Ces résultats montrent le rôle considérable du ruissellement en provenance de l'amont (submersion) dans l'augmentation de l'infiltration superficielle.

Ainsi, en transposant ces résultats théoriques au bassin de Samené dont nous avons défini une carte des états de surface du sol, quatre unités cartographiques principales peuvent être distinguées (Fig. 71) :

- une unité à drainage profond nul : elle se situe sur les bordures cuirassée et carapacée (unité hydrologique 1 et 5). L'écoulement souterrain latéral provenant des dômes piézométriques peut alimenter le drainage profond en dessous.
- une unité à drainage profond de l'ordre de 80 mm. Elle se situe sur l'état de surface 2 (sol sableux cultivé en position de mi-versant).
- une unité de jachère de mi-versant dont le drainage profond est de l'ordre de 133 mm à la profondeur 1 mètre. Elle correspond à l'unité hydrologique 4 définie dans le bassin de Samené.
- une unité hydrologique en zone de jachère et de culture (unité 3 de la carte des états de surface) en position aval, près de l'exutoire du bassin. L'extension de cette zone peut être limitée à un rayon de 60 m en aval de la station de jaugeage. Le sol est constamment submergé pendant les crues. Le drainage profond est de l'ordre de 450 mm à 840 en 1995, respectivement pour des sols sableux fins cultivés et pour des sols sableux fins en jachère.

Discussion et conclusion

A l'aval du bassin de Bidi, lorsque l'on prend en compte le ruissellement en provenance l'amont (influence des deux crues de l'année 1995), les trois types d'états de surface considérés se caractérisent par des valeurs de drainage rapide plus fortes qu'en situation où la percolation est alimentée uniquement par les chutes de pluie. L'essentiel du processus de drainage se fait pendant les premières heures de la crue par le processus de drainage rapide ; une plus grande part de ce drainage profond s'observe pour le sol en jachère (770 mm de drainage rapide pour un total de percolation de 840 mm).

L'importance des crues (coefficient d'écoulement de 6 %) et leur durée seraient encore plus importante si la mare anthropique de Tangzougou ne retenait pas une grande part du ruissellement en provenance des versants. En effet, le volume de la mare déterminé par nivellement est de l'ordre de 1 600 mètres cubes. Les crues à l'exutoire du bassin sont liées à l'état de remplissage de cette mare située à quelques 100 mètres en amont de la station de jaugeage. Toutefois, les longueurs considérées pour les versants du petit bassin de Samené (300 à 400 mètres), nous donnent une approximation assez bonne des durées des crues et des

variations des paramètres A et S. Les valeurs de percolation que nous avons trouvées sont alors raisonnables.

2.6 - CALCUL DE LA RECHARGE À PARTIR DES FLUCTUATIONS DE LA NAPPE D'EAU SOUTERRAINE

Pour le calcul de la recharge à partir des fluctuations de la nappe souterraine dans le petit bassin de Samené, nous reprendrons le schéma de la figure 63 tronqué à sa partie supérieure aux deux premières zones non saturée et saturée. Nous supposons donc que la drainance (Dr) n'existe pas, c'est à dire que la nappe d'eau souterraine repose sur le substratum rocheux imperméable.

L'équation du bilan hydrique sur la colonne de sol s'écrit alors :

$$(ZNS_j + ZS_j) - (ZNS_{j-1} + ZS_{j-1}) = (Ie_j + De_j) - (ETR_j + Dl_j) \quad (22)$$

La partie gauche de l'équation représente la variation de stock hydrique entre les jours j et j-1 et la partie droite la différence entre les termes d'entrée et de sortie de la colonne de sol.

A l'échelle de la saison des pluies, la recharge de l'aquifère se manifeste par une remontée générale des niveaux piézométriques mais la différence de stock entre le début de la recharge et son maximum n'est pas directement égale à la hauteur d'eau infiltrée à partir de la surface. Il faut tenir compte également de l'écoulement latéral de l'aquifère et de l'évapotranspiration en profondeur. En ce qui concerne l'évapotranspiration profonde, les arbres et arbustes étant peu nombreux sur le bassin versant de Samené, ce terme du bilan peut être négligé. L'équation du bilan hydrique au niveau de la zone saturée se limite donc aux termes suivants :

$$ZS_j - ZS_{j-1} = (Ie_j + De_j) - (Dl_j) \quad (31)$$

En sortant de cette équation l'infiltration profonde venant de la zone non saturée (Ie_j), on obtient :

$$Ie_j = (ZS_j - ZS_{j-1}) - (De_j - Dl_j) \quad (32)$$

Dans des conditions piézométriques de stabilité des gradients piézométriques, les deux termes de drainage latéral sont égaux : $De_j = Dl_j$. Dans ce cas, le stockage de l'eau dans la zone saturée est égal à la quantité d'eau infiltrée à partir de la zone non saturée. Sur cette hypothèse de stabilité des gradients piézométriques de l'amont vers l'aval, nous avons évalué la recharge de l'aquifère sur le petit bassin de Samené à partir des observations de battement maximum des niveaux de la nappe. Les résultats obtenus sont consignés sur le tableau 39.

Au puits "Diallobé", le battement de la nappe est de 5 mètres environ en 1995. Pour une porosité efficace prise égale à 0,02 correspondant à celle d'une altérite argileuse, la lame d'eau

renouvelée est de 100 mm. Pour une porosité efficace égale à 0,06 correspondant à celle d'une cuirasse latéritique, la lame d'eau infiltrée est d'environ 300 mm. La recharge moyenne de la nappe superficielle obtenue à partir de son battement en 1995, est de 84 mm pour une porosité efficace de 0,02. Cette valeur moyenne est du même ordre de grandeur que la recharge obtenue, pour la même année, à partir de la modélisation tenant compte des états de surface de sol cultivé (78 mm).

Tableau 39 : Battement de la nappe et recharge effective de la nappe superficielle de la base de la cuirasse latéritique en 1995

| | Tangzougou | Nayiri | LadjiYiri | Puits busé | Tangpooré | Diallobé |
|---|----------------|----------------|----------------|----------------|----------------|--------------------------|
| Cote en basses eaux Date | 0,22 (31/3) | 3,64 (31/5) | 5,48 (01/3) | 2,97 (31/3) | 4,60 (01/3) | 3,93 (16/5) |
| Cote en hautes eaux Date | 3,89 (1/10) | 7,54 (1/10) | 9,63 (1/10) | 7,92 (1/10) | 8,34 (1/10) | 8,89 (1/10) |
| Battement (m) | 3,67 | 3,9 | 4,15 | 4,95 | 3,74 | 4,95 |
| Drainage profond moyen à 1 m (Dv) en mm | 78 | 78 | 78 | 78 | 78 | $(78+133)/2 =$ 106 mm |
| Recharge (mm) avec e = 0,02 | 73 | 78 | 83 | 97 | 75 | 99 |
| Recharge (mm) avec e = 0,06 | 220 | 234 | 248 | 291 | 224 | 297 |
| Recharge / pluie en 95 (%) | 13 à 38 | 13 à 39 | 14 à 42 | 16 à 49 | 12 à 38 | 17 à 52 |

Discussion et conclusion

Le drainage profond à 1 mètre (zone non-saturée) sur une parcelle de sable fin enherbé (jachère) est plus élevé (coefficient d'infiltration de 22 % de la pluie) que lorsque cette parcelle est cultivée (14 % de la pluie) ou encroûtée (0 %). Le drainage profond devient plus élevé pour ces états de surface, lorsque l'on considère une submersion totale de la parcelle. La lame drainée à la profondeur d'un mètre est multipliée par plus de 10.

La recharge estimée dans la zone saturée à partir du battement de la nappe en 1995, montre des valeurs de recharge de l'ordre de 12 à 52 % de la pluie en 1995 (valeur extrapolée à partir de des observations entières à Bidi/Nayiri), pour une porosité efficace variant entre 0,02 et 0,06.

Le calcul de la recharge de l'aquifère du petit bassin de Samené à partir de la surface et des propriétés hydriques du sol (zone non-saturée) d'une part et par estimation du stockage souterrain d'autre part montre qu'il subsiste de nombreuses incertitudes dans l'évaluation de cette recharge.

En effet, l'évaluation du stockage souterrain qui dépend à la fois des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère (coefficient d'emmagasinement, porosité efficace, transmissivité) et de la dynamique de la nappe (écoulement souterrain, exploitation de la nappe). En ce qui concerne les conditions d'écoulement de la nappe, il semble exister en saison des pluies un dôme

piézométrique dans la partie nord-ouest du bassin de Samené entre le petit drain situé en aval de "Diallobé" et les surfaces encroûtées situées environ 300 mètres en amont. En fin de saison sèche la position de la nappe dans cette zone est située 50 cm au-dessous de celle du puits de "Tangpooré", c'est l'inverse en saison des pluies. L'écart entre les niveaux atteint une dénivelée de 2 mètres vers la fin du mois d'août 1995. Le gradient piézométrique est probablement encore plus élevé en direction du nord-est en raison d'un déficit d'infiltration marqué sous le haut versant dégradé situé en amont de "Diallobé".

La recharge calculée à partir de l'équation du bilan de la nappe comporte des termes complexes à déterminer. A défaut d'avoir des valeurs des paramètres hydrodynamiques de l'aquifère considéré, nous avons pris deux valeurs extrêmes (0,02 et 0,06) qui nous permettent d'approximer la recharge de la nappe. Les hypothèses simplificatrices adoptées (gradient hydraulique constant, donc l'écoulement latéral en entrée est identique au terme d'écoulement en sortie) nous ont permis, à l'étiage, d'obtenir une recharge annuelle en 1995 du même ordre (porosité efficace de 2 %) que la recharge calculée par drainage sous une colonne de sol d'un mètre de profondeur sous la surface.

Des différences de recharge effective peuvent être observée d'un puits à l'autre. Dans l'hypothèse d'un aquifère homogène sur tout le bassin, quelques remarques peuvent être formulées. A cause de la position du puits "Diallobé", situé en aval d'une zone à fort potentiel de ruissellement, entre une surface cultivée et une surface en jachère, nous avons considéré que la lame d'eau drainée à 1 m de profondeur est la moyenne du drainage souterrain d'un sol de jachère et d'un sol cultivé (Tab. 39). Dans le cas de ce puits, le battement de la nappe est plus élevé et la réaction de la nappe est plus rapide que dans les autres puits observés. La position géomorphologique du puits en mi-versant, les états de surface (sol sableux sarclé avec des cordons pierreux isohypses, jachère) semblent lui donner plus de prédisposition à une plus grande infiltration superficielle et à un drainage profond plus important. En effet, les cordons pierreux isohypses anciens permettent un retard du ruissellement et une plus grande infiltration (Traoré, 1991 ; Serpantié, communication orale).

Ces valeurs de recharge obtenues sont nettement plus élevées que celles déjà connues au Burkina Faso par d'autres méthodes (IWACO, 1990 ; Bazié, 1993; Bazié *et al.*, 1995) : tensiométrie, piézométrie (Tab. 10).

Dans les zones sahéliennes, la cartographie des états de surface du sol et la connaissance de leur aptitude au ruissellement et à l'infiltration superficielle devrait donc permettre de mieux dessiner la carte des isopièzes en hautes eaux en identifiant les zones à forte infiltration superficielle des zones à faible infiltration superficielle. La comparaison des lames infiltrées à partir de la surface et de la recharge évaluée à partir du battement de la nappe montre une distorsion nette entre les deux estimations. La recharge par infiltration superficielle sous influence du

ruissellement (submersion) apparaissant nettement surestimée par rapport à la recharge par accroissement du stock hydrique de la nappe. Cependant on peut se demander si cette surestimation de l'infiltration superficielle sous condition de ruissellement ne vient pas de la non prise en compte de l'encroûtement des sols cultivés, encroûtement qui peut diviser par deux ou par cinq, l'infiltration superficielle, et de la non prise en compte de la structure réelle des sols et de leur variabilité le long du versant.

3 LA NAPPE DE L'AQUIFÈRE DE SOCLE FISSURÉ

3 1 DISPOSITIF D'OBSERVATION

Le dispositif d'observation des fluctuations de la nappe du socle fissuré comprend quelques puits profonds ("Dissa", "Gourga") en position d'interfluve ainsi que des puits situés dans le bas-fond de Bidi ("Dispensaire", "Banfora", "aval barrage").

3 2 FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES

L'allure des fluctuations piézométriques présente des ressauts peu marqués. Les fluctuations montrent une phase de recharge dont les vitesses vont de 20-22 cm/j à 8 cm/j pendant l'hivernage et une phase de décharge rapide (9 cm/j) d'octobre à novembre et devenant lente à partir de novembre (0,06 cm/j).

La connexion entre les nappes alluviales et les nappes du toit fissuré du granite dans le bas-fond de Bidi rend difficile l'analyse de la piézométrie relative à chaque type d'aquifère. Les puits "Dispensaire" et "Banfora" présentent une fluctuation piézométrique continue, avec une période de hautes eaux qui est atteinte en septembre-octobre, juste après la fin des pluies soit un temps de réaction plus court qu'en zone de plateau (1 mois). Le battement de la nappe a atteint 15 m en 1995 (Fig. 74). La nappe atteint son niveau le plus haut avec un temps de réaction plus court (2 mois) que celui observé (3 mois) au puits busé de Gourga situé à 100 m environ de l'axe du bas-fond (Fig. 62).

La courbe piézométrique de la nappe captant le socle granitique fissuré au puits busé de Dissa (37 m de profondeur) a une allure en dents de scie. Les périodes de basses et hautes eaux sont respectivement en avril et en novembre (Fig. 74).

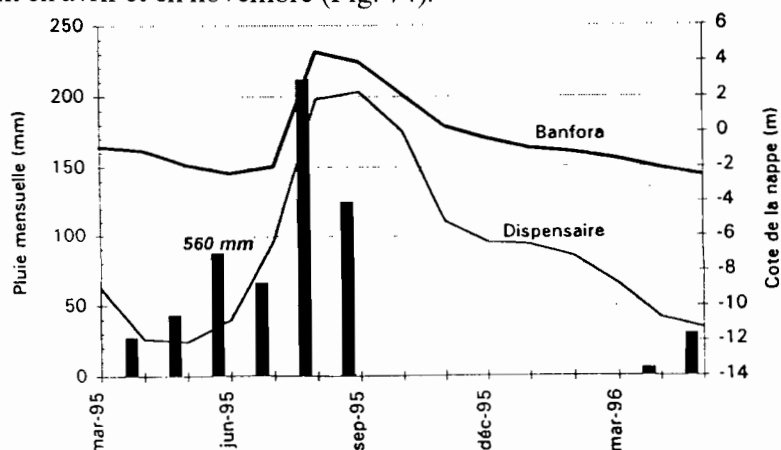


Figure 74 : Fluctuations piézométriques de puits en position de bas-fond et captant le toit fissuré du granite en 1995 à 1996

DISCUSSION ET CONCLUSION

1 - Le battement des nappes en 1995

Le battement des nappes souterraines varie en fonction de la situation morphologique et de l'aquifère capté. En 1995, dans le bief de Gourga/Tilli (bas-fond de Bidi), le battement de la nappe superficielle est de l'ordre de 4 m et peut descendre à 2 m en dehors de l'axe du bas-fond (Fig. 75). Notons que dans les piézomètres situés à moins de 150 m de l'axe du bas-fond, nous avons observé un battement de l'ordre de 6 m en amont de la digue, dans la zone sous l'influence du barrage, et en aval du barrage. Pour la même année, dans le bas-fond, les ouvrages qui captent le socle fissuré présentent un battement plus important (15,5 m de battement en 1995 au puits "Dispensaire"). En dehors de l'influence du bas-fond, le renouvellement observé dans atteint à peine 6 m (Dissa).

En 1995, trois nuages de points s'individualisent, suivant la profondeur de la nappe et la situation topographique de l'ouvrage : la nappe phréatique est à une profondeur inférieure à 9 m et dont la fluctuation moyenne est de, mais avec cependant un cas isolé à 15,5 m de battement de la nappe (puits busé du dispensaire captant le toit fissuré du socle très alimenté par le bas-fond) ; la nappe de base de cuirasse sur plateau dont la profondeur est comprise entre 13 et 18 m et dont la fluctuation maximale annuelle n'atteint pas 6 m ; enfin un cas isolé représentant la nappe profonde de faible alimentation (battement de 5,5 m) en situation de mi-versant, capte le toit fissuré du socle granitique (puits de Dissa).

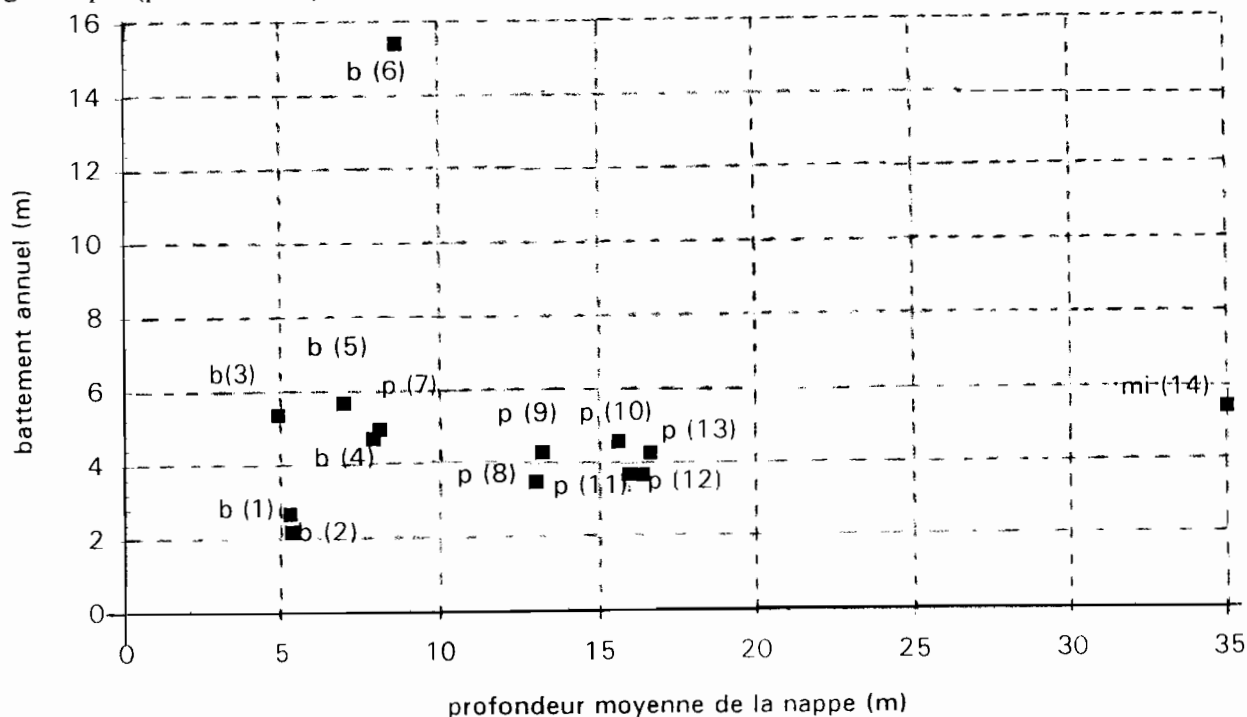


Figure 75 : Battement des nappes d'ouvrages du bassin de Bidi pendant l'année 1995

1-Tilli S ; 2-Tilli6 ; 3-Banfôra ; 4-HOM ; 5-Gourga ; 6-Dispensaire ; 7-Torobé ; 8-Samené/Nayiri ; 9-Ladjiri ; 10-Puits busé ; 11-Tangpooré ; 12-Tangzougou ; 13-Diallobé ; 14-Dissa

2 - Comparaison entre le drainage profond à 1 mètre et le battement de la nappe

L'étude du régime de fluctuations des nappes superficielles (alluvions colluvions de bas-fonds, altérites latéritiques) et profonde (socle cristallin fissuré) montre des tendances bien tranchées en 1995.

Dans le bas-fond, la nappe réagit immédiatement à l'averse et présente une vitesse de remontée de près de 20 cm/j. La recharge ne dure que le temps des grosses averses. La décharge se fait suivant une vitesse de 0,64 à 0,23 cm/j et dure de septembre à juin. Le processus de décharge est l'évaporation du plan d'eau dans les retenues artificielle (barrage de Gourga) ou naturelle (mare de Samniwéogo) et l'écoulement latéral et la drainance. L'équation du bilan de la nappe superficielle établie, tient compte des entrées (écoulement latéral, l'infiltration efficace) et des sorties (écoulement latéral, évapotranspiration, drainage profond) :

$$ZNS_j - ZNS_{j-1} = (SSP_j + Ie_j) - (ETR_j + Dr_j) \quad (32)$$

En 1989, l'infiltration superficielle (Ie) est trois fois supérieure à la pluviométrie annuelle (553 mm) dans l'axe du barrage de Gourga et dans la partie profonde de la mare de Samniwéogo. La pluviométrie de 1995 (560 mm à Bidi/Nayiri) étant presque identique à celle de 1989, les résultats de d'infiltration superficielle sont du même ordre pendant les deux années. Les retenues artificielles augmentent considérablement la quantité d'eau devant constituer la réserve du sol (S_i) et devant participer à l'écoulement souterrain (DI , Dr) et la recharge de la nappe ($ZNS_j - ZNS_{j-1}$). Parmi les facteurs de décharge de la nappe, la drainance vers la nappe profonde représente, dans la partie centrale du bas-fond sous l'influence du barrage de Gourga, près de 80 % de l'infiltration superficielle.

Les autres termes d'écoulement souterrain (écoulement latéral aval, écoulement latéral amont) sont difficiles à modéliser. C'est pourquoi une formule simplificatrice a été utilisée en considérant une nappe en équilibre dynamique où le gradient hydraulique est constant.

Dans les altérites latéritiques du bassin de Samené, selon la topographie du lieu considéré, le temps de réaction de la nappe est différé de près de 1 mois à 3 mois par rapport au début des pluies. Le puits "Diallobé" de haut-versant réagit dès le mois de juin (1 mois après les pluies), alors que les puits situés plus à l'aval ("Tangzougou", "Samené/Nayiri") ne réagissent qu'en août. Les vitesses de recharge varient entre 10 cm/j et 6 cm/j. La décharge commence dès le 15 octobre et se poursuit

jusqu'en août après une période d'équilibre dynamique de mai à août. Les vitesses de décharge varient entre 10 et 0,3 cm/j.

L'équation du bilan de la nappe a été simplifiée en considérant que la drainance nulle. Les termes représentant l'écoulement souterrain aval et l'écoulement souterrain amont sont égaux. C'est la situation à l'étiage. L'équation est de la forme :

$$ZS_j - ZS_{j-1} = (I_{ej} + D_{ej}) - (D_{lj}) \quad (33)$$

Ce bilan de la nappe prend en compte les propriétés hydriques du sol et son état de surface sur une parcelle d'un mètre carré. Trois situations sont considérées : jachères, cultures, sol encroûté. L'étude montre ainsi que le sol en jachère infiltre deux fois plus (133 mm) que le sol cultivé (73 mm). Le sol encroûté n'assure aucune infiltration à la profondeur d'un mètre. A un mètre de profondeur, la recharge varie entre 0 et 30 % de la pluie en 1995 selon le type de sol considéré. En aval du versant, le ruissellement en provenance de l'amont contribue à augmenter la lame d'eau infiltrée à la profondeur d'un mètre. Les sols en jachère, cultivé et encroûté présentent alors des valeurs de percolation va respectivement de 190 %, 100 % et 8 %. Mais en réalité, l'encroûtement et l'imperméabilisation par apport de particules fines vers l'aval, diminueraient le drainage profond. Des différences presque négligeables existent entre les valeurs de drainages profonds et la lame d'eau rechargeant la nappe en 1995, pour un aquifère homogène de porosité efficace de 0,02.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

L'objectif de ce travail a consisté à localiser, caractériser et estimer la recharge des aquifères de milieu cristallin du bassin de Bidi. De façon plus spécifique, ce travail visait à :

- déterminer la largeur de la zone de broyage, la profondeur du toit du substratum,
- déterminer les caractéristiques physiques et chimiques de chaque aquifère, montrer le rôle de l'environnement, notamment le rôle de l'état de surface du sol dans la recharge différentielle de la nappe d'eau superficielle.

La finalité de ce travail consiste à résoudre la question de la disponibilité de l'eau souterraine en quantité et en qualité suffisantes pour satisfaire, en toute saison de l'année, les besoins en eau des populations et du bétail.

Les travaux que nous avons menés dans le bassin de Bidi seront présentés dans l'ordre suivant : d'abord l'étude du milieu naturel (climat, végétation, géologie et géomorphologie). Puis, nous aborderons la localisation des aquifères dans la partie hydrogéologie structurale (linéaments, microtectonique). Dans une troisième partie, sera traitée la caractérisation physique et hydrochimique des aquifères étudiés. Enfin, les modalités de recharge et de décharge seront abordées. Dans le petit sous-bassin de Samené situé sur un plateau latéritique en bordure du bassin de Bidi, le rôle des états de surface sera dégagé dans l'infiltration superficielle et la recharge de la nappe superficielle par l'établissement du bilan hydrique.

1 - LE MILIEU NATUREL

Le climat de la région de Bidi se caractérise par une pluviométrie annuelle de 521 mm (moyenne 1985-1995) et deux saisons bien tranchées. Une saison sèche longue de novembre à avril une saison pluvieuse courte (4 à 6 mois) de mai à octobre. Ces caractéristiques climatiques correspondent à un climat sahélo-soudanien selon la définition de Aubréville (1949). L'étude géologique a permis de préciser la nature du substratum du bassin de Bidi.

Trois unités géologiques sont rencontrées dans la région d'étude :

- une unité centrale formée par le massif intrusif du granite de Bidi comprenant des faciès variées (granodiorite, monzonite, monzo-granite). Cette unité constitue l'essentiel du substratum du bassin de Bidi, soit 91 % de sa superficie ;
- une unité volcano-sédimentaire formée de méta-gabbros, de méta-andésites, de méta-dacites, de schistes amphiboliques, de tufs acides rhyolitiques, de tufs andésitiques, de cherts et de schistes pélitiques. Elle couvre 8 % de la superficie du bassin et se situe dans sa partie nord-est ;

- une unité volcanique et hypo-volcanique comprenant des méta-basaltes, méta-andésites, et schistes versicolores. Elle ouvre 1 % de la superficie du bassin et se situe dans sa partie sud-est.

L'étude géomorphologique complémentaire des récents travaux (Zombré, 1992a) a abouti à l'élaboration d'une carte géomorphologique qui apporte des précisions sur les surfaces cuirassées et leur étagement spatiale ; cette carte géomorphologique fait ressortir les affleurements rocheux de la zone d'étude. Deux surfaces de cuirasses latéritiques sont rencontrées :

- les surfaces supérieures : elles ne sont représentées que par un témoin de cuirasse intermédiaire à l'ouest de la zone d'étude, près de Goussirdou, sur substratum volcano-sédimentaire ;

- les surfaces inférieures (Haut, Moyen et Bas-glacis) : le Haut-glacis n'est présent que sur des reliefs extérieurs au bassin versant de Bidi ou en bordure de celui-ci (Koumbri, Dissa, Samené). La cuirasse de Haut-glacis présente une structure conglomératique (souvent bréchique) ou une structure de roche mère conservée. Le Moyen-glacis s'étend largement sur la bordure Nord du bassin et occupe la plupart des sommets d'interfluve à l'intérieur du bassin. La cuirasse de Moyen-glacis est généralement carapacée ; le relief de Moyen-glacis a une forme en croupes gravillonnaires en voie de démantèlement. Le Bas-glacis est discret sur la carte géomorphologique où ne sont représentées que les cuirasses affleurantes, mais en réalité, il est étendu sous la couverture de matériaux récents (alluvions-colluvions de bas-fonds, sables argileux ou gravillonnaires). La cuirasse de Bas-glacis est carapacée. Les faciès de cuirasses des surfaces inférieures sont toutes polygéniques.

Le bassin versant du bas-fond de Bidi apparaît comme une vaste gouttière dissymétrique limitée à l'Ouest par des témoins cuirassés de Haut-glacis conglomératique (360 m d'altitude) à talus bien marqué, en plateau tabulaire ou de forme monoclinale, sur roche-mère volcanique ou granitique ; la partie orientale du bassin versant est plus basse en altitude (330 m), avec un Moyen-glacis dont le relief présente une forme monoclinale ou en croupe gravillonnaire.

2 - HYDROGÉOLOGIE STRUCTURALE

L'étude structurale a porté sur deux échelles de travail :

- Une petite échelle consistant en l'identification des linéaments à l'aide de cartes satellitaires SPOT aux échelles 1/200 000° et 1/80 000°, d'une image SPOT multibande XS (juillet 1988) et des photographies aériennes panchromatiques à l'échelle 1/50 000.
- Une échelle de terrain consistant en l'étude microtectonique des affleurements rocheux du bassin et des roches encaissantes. Cette seconde approche structurale permet de

contrôler et de mesurer l'importance des directions linéamentaires identifiées au cours de la phase précédente. Les indices naturels de fracturation (termitières, arbres hydrophiles) ainsi que la géophysique de terrain a permis de mieux localiser et de caractériser les zones de broyage du socle.

L'étude linéamentaire a consisté à distinguer trois types de linéaments : un type A correspondant aux alignements de végétation, un type B ou contraste de tonalité et de texture et un type C représentant les corniches rectilignes de cuirasses latéritiques. Cette étude discriminatoire des linéaments permet leur hiérarchisation en ce sens qu'une structure linéamentaire formée d'un seul type de linéament a une probabilité plus faible de correspondre à des accidents lithologiques vérifiables sur le terrain que lorsque plusieurs types de linéaments sont associés.

Le contrôle sur le terrain a montré que les alignements de végétation représentent le type de linéament le plus répandu dans le bassin de Bidi (80 % des cas) et sont soulignés sur le terrain par des espèces d'arbres, d'arbustes et de hautes herbes hydrophiles ainsi que par des termitières épigées de type *Macrotermes bellicosus*. Le type B (contraste de tonalité) identifié grâce à des traînés géophysiques correspond à des accidents faillés, responsables de la structuration du toit du substratum en touches de piano (faille N40°E de Nayiri, faille N10°E de Marango) ; l'image SPOT multibande XS a une résolution spatiale bonne (10 m) et le traitement par étalement linéaire de contraste met davantage en évidence les linéaments majeurs de type B (contraste de tonalité). Le type C (corniche rectiligne) correspondrait sans doute à des rejeux de failles tardives qui impriment leur direction à la bordure des structures d'altération quaternaire. Les directions N120E correspondant aux failles observées sur le terrain ne sont pas visibles sur les photographies aériennes, alors qu'elles le sont pour l'image multibande XS. Cette dernière ne montre pas les directions N10-N40E. La combinaison entre l'interprétation des photographies aériennes et de l'image numérique SPOT est intéressante pour montrer l'état de fracturation réelle sur le terrain. Ce constat recommande la diversification des éléments d'interprétation linéamentaire pour guider les investigations hydrogéologiques.

L'étude microtectonique menée dans le bassin de Bidi a mis en évidence une faille transcurrente sénestre d'orientation N50°E, située à l'Est du massif de Bidi. Cette faille a rejoué après la mise en place par intrusion du granite de Bidi dans les séries volcaniques et volcano-sédimentaires. Le réseau de fracture sur roches est très discontinu et les directions NS, NE et SE sont les plus fréquentes. Elles correspondent à un système en allongement EW. Une phase de déformation décrochante est responsable de failles de direction N120 à N140°E sénestres et N60°E dextres. L'axe central de cette déformation semble coïncider avec le cours

principal du bas-fond de Bidi ; cet axe majeur représente une structure linéaire de type A + B + C a été confirmé sur le terrain par un profil géophysique présentant un palier de résistivités apparentes de 150 mètres de large. La méthode Etchecopar 1981 appliquée aux failles décrochantes et aux failles et inverses montre que celles-ci sont associées à une phase en raccourcissement N05°E.

Le contexte climatique et géologique du bassin de Bidi rend complexe la recherche de point d'eau dont le taux de succès avec l'utilisation de méthodes classiques (photo-interprétation, géophysique électrique (méthode des résistivités) avec un taux de succès est demeuré inférieur à 44 %. Le développement de méthodes de prospection géophysique appropriée est nécessaire pour augmenter les chances de succès de forages d'eau. Dans le bassin de Bidi, deux méthodes géophysiques ont été déployées : l'électromagnétique (MaxMin, EM16) et l'électrique (méthode des résistivités). Les dispositifs d'investigation latérale suivants donnent des résultats comparables pour les configurations ci-après :

- 1- Le MaxMin en bobines horizontales avec une fréquence de 3520 hertz et une longueur de ligne de 100 m ;
- 2- L'Electrique de type Schlumberger (méthode des résistivités) avec une longueur de ligne d'injection de courant de 180 m et un écartement entre les électrodes de mesure de 20 m.

Le VLF (EM16) donne des réponses exploitables avec l'émetteur GBR.

En général, les amplitudes des anomalies conductrices sont bien marquées pour le Max1 et pour l'électrique, mais elles sont molles pour le VLF. Ainsi, les fractures, les filons, les failles, les contacts géologiques, les zones de cisaillement ont été caractérisés. La largeur des zones de broyage varient entre 20 m et 60 m en général, mais elle atteint 150 m dans le cas de la zone de cisaillement central de Bidi. Les paliers de résistivités apparentes marquent les failles ; lorsqu'il s'agit de zone de cisaillement, la largeur du palier de basses valeurs est plus grande. La composante en quadrature du MaxMin en bobines horizontales et les deux composantes du VLF marquent bien le contact entre les granitoïdes et les schistes par une transition entre deux paliers de résistivités apparentes par un pic marqué des deux composantes du champ magnétique secondaire.

En investigation profonde, le sondage électrique donne les mêmes modèles de terrain que les sondages électromagnétiques pour les dispositifs : bobines horizontales et direction perpendiculaire à l'anomalie ou bobines horizontales avec une direction parallèle à l'anomalie. Les profondeurs d'altération atteignent, dans les zones de broyage, 50 m à 80 m.

3 - CARACTÉRISATION PHYSIQUE, HYDROCHIMIQUE ET PIÉZOMÉTRIQUE DES AQUIFÈRES

Deux types d'aquifères sont distingués dans la zone de Bidi : les aquifères superficiels (alluvions-colluvions, cuirasse latéritique, altérites latéritiques, altérites argilo-sableuses) et les aquifères profonds (socle fissuré).

Les alluvions-colluvions sont peu épaisses à l'amont du bas-fond de Bidi (0,5 m), mais deviennent plus puissantes vers l'aval (15 m). Ce sont des alternances de sables, argiles et graviers. L'aquifère de bas-fond assure bien la fonction de stockage des eaux souterraines d'autant plus importante qu'ils se situent au dessous de zones de transit ou de stockage temporaire des eaux superficielles. La nappe d'eau souterraine présente une faible minéralisation (35 à 80 mg/l) et les faciès sont de type bicarbonaté sodique et calcique. La remontée du niveau de la nappe est consécutive aux averses. Les vitesses moyennes de recharge varient entre 8 et 20 cm/jour. La décharge se fait par évapotranspiration (arbres à racines profondes) et surtout par drainage vertical suivant deux phases : une phase rapide de septembre à novembre (4 à 9 cm/j en moyenne) et une phase lente jusqu'aux prochaines averses (2,5 cm/j à 0,4 cm/j).

La cuirasse latéritique poreuse constitue un drain privilégié par lequel l'infiltration est importante dans les zones d'altitude basse. Leur épaisseur est de 3 à 5 m.

Les altérites argilo-sableuses sont très épaisses dans les zones de broyage dont la largeur varie entre 10 et 150 m dans le bassin de Bidi. La nappe souterraine présente des faciès chlorurés dans le petit bassin de plateau de Samené. La réaction de la nappe se fait 1 mois à 3 mois après le début des pluies selon la position topographique et suivant l'état de surface du sol. Les vitesses moyenne de la recharge sont de 2 à 6 cm/j. La décharge se fait en une phase rapide de mi-octobre à mi-novembre (6 cm/j) et une phase plus lente (0,4 cm/j) pendant le reste de la saison sèche. Le niveau de la nappe suit la topographie : les puits en altitude ont des niveaux piézométriques plus hauts que les puits qui sont à l'aval.

Le socle fissuré du substratum rocheux est l'aquifère le plus recherché en prospection d'eau car le drainage des eaux y est plus élevé et les risques de colmatage par les particules fines des ouvrages de captage sont minimisés. La transmissivité est y plus forte (10^{-4} m/s). Dans le bassin de Bidi, la recharge de la nappe se fait avec trois mois de décalage par rapport au début des pluies. La décharge se fait en deux phases : une phase rapide de septembre à novembre (6 cm/j), puis une phase plus lente à partir du mois de novembre jusqu'en juillet-août (moins de 0,4 cm/j). Le battement de la nappe est de l'ordre de 6 m pour l'année 1995, comme dans le cas des nappes supérieures. Cependant, dans le bas-fond de Bidi, le puits

"Dispensaire" enregistre un battement de 15 mètres en 1995. Cette situation également observée dans le puits situé en aval du barrage de Gourga/Tilli montre que dans les zones de bas-fonds, la superposition des aquifères superficiels (colluvions-alluvions) entraîne une augmentation de battement égal à la somme des battements des deux nappes (si celles-ci sont indépendantes). Dans la nappe profonde, la minéralisation totale dans les eaux est assez forte (453 mg/l) et le faciès chimique est de type bicarbonaté (calcique, sodique et magnésien).

4 - RECHARGE DES NAPPES SOUTERRAINES

Deux situations de recharge de la nappe superficielle ont été abordées : la recharge dans le cas d'une retenue d'eau (barrage de Gourga/Tilli, mare endoréïque de Samniwéogo) et la recharge dans le cas d'un petit bassin de plateau captant la base des altérites latéritiques. L'évaluation de la recharge se fait par deux approches.

L'établissement du bilan de la nappe nous a amenés à déterminer l'équation suivante établissant un équilibre au pas de temps journalier entre deux termes : la fluctuation de la nappe ($ZNS_j + ZS_j - (ZNS_{j-1} + ZS_{j-1})$) et les entrées (infiltration efficace I_{ej} et écoulement latéral venant de l'amont De_j) et les sorties (évapotranspiration réelle, drainage latéral Dlj ; drainage vertical vers la nappe plus profonde Dvj). Cette équation est définie pour une colonne de sol aquifère comprise entre deux zones non-saturées. Elle comprend deux termes de stockage, l'un dans la zone non saturée, (ZNS) et l'autre dans la zone saturée (ZS) :

$$(ZNS_j + ZS_j) - (ZNS_{j-1} + ZS_{j-1}) = (I_{ej} + De_j) - (ETR_j + Dlj + Dvj)$$

Cette équation déterminée au pas de temps journalier montre qu'en 1989, dans la partie axiale du bas-fond sous influence du barrage (nappe perchée), la recharge vaut 3 fois la pluie tombée (553 mm). Cette recharge diminue lorsque l'on s'éloigne de l'axe du bas-fond. Le tarissement par drainage vertical soustrait par mètre carré environ 700 mm en 1989. Cette quantité d'eau déstockée vaut, pour la même année 530 mm à 50 mètres de part et d'autre du bas-fond. La pluviométrie de 1989 étant du même ordre que celle enregistrée à Bidi/Nayiri, nous pouvons dire que les résultats sur la recharge de la nappe superficielles dans la zone de bas-fond sont équivalentes.

Sous la retenue de la mare de Samniwéogo, le drainage profond est du même ordre de grandeur que dans la partie axiale sous influence du barrage de Gourga/Tilli.

Dans la nappe des altérites latéritiques du bassin de Samené, l'établissement du bilan a fait intervenir les états de surface du sol en vue d'expliquer les différences de battement observées selon la topographie. Trois situations types d'états de surface du sol sont considérées : sols sableux cultivés (sarclage), sols sableux en jachère, sol encroûté de versant gravillonnaire

et cuirasse latéritique. Ces états de surface occupent respectivement 60 %, 27 % et 13 % de la surface du petit bassin de Samené. Le ruissellement intervient systématiquement après chaque averse sur sol encroûté. En 1995, pour une pluviosité de 329 mm (début des observations le 16 juin et fin le 15 septembre), sur le sol cultivé et sur le sol en jachère le ruissellement intervient le 24 juillet, mais les lames ruisselées sont de 15 mm contre 56 mm sur le sol cultivé. A profondeur du front d'évaporation correspondant à 1m, la recharge sur une parcelle d'un mètre carré est de 78 mm sur sol cultivé, et 133 mm sur sol enherbé (jachère) et est nul sur sol encroûté. En prenant en compte l'effet de la submersion de la parcelle par les crues, le drainage profond est multiplié par six sur sol cultivé (452 mm, soit 82 % de la pluie annuelle au pluviomètre standard extrapolée sur toute la saison), par six sur sol en jachère (841 mm, soit 187 % de la pluie annuelle en 1995) et par trente sept sur sol encroûté.

Le battement de la nappe superficielle correspond à une lame d'eau renouvelée comprise entre 73 mm et 99 mm (soit 13 à 18 % de la pluie à 1 m du sol en 1995) pour un aquifère homogène de porosité efficace de 2 %. Pour une porosité de 6 %, la lame d'eau renouvelée est comprise entre 220 et 317 mm. Le drainage interne à la profondeur d'un mètre déterminé avec le modèle de bilan d'un sol faisant intervenir l'état de surface de sol et les paramètres hydriques de la zone non saturée, permet ainsi d'estimer la valeur moyenne de la recharge effectivement observée au niveau des fluctuations annuelles de la nappe en 1995. Etant donnée la similitude de ces résultats, la lame d'eau rechargeant la nappe est vraisemblablement celle correspondant à une porosité efficace de 2 % qu'à une porosité efficace de 6 %. On note toutefois que la zone de sols sableux fin sarclé avec des cordons pierreux isohypses situés juste en aval d'une jachère et d'un versant encroûté semble montrer une plus grande recharge (18 % et 54 %, respectivement pour une porosité efficace de 2 et 6 %)

PERSPECTIVES

La méthodologie de travail adoptée pour l'étude hydrogéologique du bassin de Bidi associe plusieurs disciplines : géologie, géomorphologie, végétation, sols (états de surface), piézométrie, hydrochimie, géophysique, télédétection, microtectonique.

Elle permet une meilleure description et une caractérisation des aquifères de socle cristallin du bassin sahélo-soudanien de Bidi. En prospection hydrogéologique, l'association entre les méthodes Electromagnétisme (MaxMin) et Electrique (méthode des résistivités) s'est révélée efficace tant du point de vue optimisation du repérage des anomalies conductrices que du point de vue résultats des forages (plus de 60 % de taux de succès dans le cadre du programme d'implantation de forages à gros débit dans des villes moyennes du Burkina Faso), Savadogo *et al.* 1996.

Dans le bassin de Bidi, les dispositifs d'investigation latérale suivants donnent des résultats comparables pour les configurations ci-après :

- 1- Le MaxMin en bobines horizontales avec une fréquence de 3520 hertz et une longueur de ligne de 100 m ;
- 2- L'Electrique de type Schlumberger (méthode des résistivités) avec une longueur de ligne d'injection de courant de 180 m et un écartement entre les électrodes de mesure de 20 m.

Le VLF (EM16) donne des réponses exploitables avec l'émetteur GBR.

En général, les amplitudes des anomalies conductrices sont bien marquées pour le Maxl et pour l'électrique, mais elles sont molles pour le VLF. Ainsi, fractures, filons, les failles, contacts géologiques, zone de cisaillement ont été caractérisés. La largeur des zones de broyage varient entre 20 m et 60 m en général, mais elle atteint 150 m dans le cas de la zone de cisaillement central de Bidi. Les paliers de résistivités apparentes marquent les failles ; lorsqu'il s'agit de zone de cisaillement, la largeur du palier de basses valeurs est plus grande. La composante en quadrature du MaxMin en bobines horizontales et les deux composantes du VLF marquent bien le contact entre les granitoïdes et les schistes par une transition entre deux paliers de résistivités apparentes par un pic marqué des deux composantes du champ magnétique secondaire.

En investigation profonde, le sondage électrique donne les mêmes modèles de terrain que les sondages électromagnétiques pour les dispositifs : bobines horizontales et direction perpendiculaire à l'anomalie ou bobines horizontales avec une direction parallèle à l'anomalie. Les profondeurs d'altération atteignent, dans les zones de broyage, 50 m à 80 m.

Dans les retenues naturelles et artificielles du barrage de Gourga/Tilli et de la mare de Samniwéogo, la recharge vaut trois fois la pluie tombée. Le barrage de Gourga/Tilli permet d'étaler la lame d'eau et d'augmenter la durée de la submersion. La recharge de la nappe superficielle est ainsi accrue.

Dans le sous-bassin de plateau latéritique de Samené (2,34 km²) deux méthodes d'estimation de la recharge des nappes d'eau superficielle imbibant la base des altérites latéritiques ont été utilisées. Le bilan hydrique faisant intervenir les propriétés hydriques du sol et son état de surface permet d'estimer un drainage interne moyen à la profondeur d'enracinement des arbres qui est de 78 mm sur champ cultivé. Selon l'état de surface du sol sus-jacent, la recharge à la verticale du point considéré Cette recharge est du même ordre de grandeur que la valeur moyenne (84 mm) trouvée à partir du battement observé en 1995 dans les piézomètres situés sur champs cultivés par sarclage. Ces piézomètres captent la nappe

superficielle imbibant la base des altérites latéritiques dont la porosité efficace est prise égale à 0,02. Le battement de la nappe est plus grand pour le puits Diallobé situé juste à l'aval des cordons isohypses et d'une jachère ancienne. Cela montre l'efficacité des états de surface du sol dans le calcul du bilan de la nappe.

Toutefois, les hypothèses simplificatrices du modèle de bilan hydrique utilisé limitent l'application de ce modèle. C'est pourquoi il est nécessaire de disposer de nombreux piézomètres pour contrôler la variation du gradient hydraulique et le drainage vertical vers la nappe plus profonde. Par ailleurs, des mesures hydro-pluviométriques menées sur plusieurs années et des mesures in-situ des paramètres physiques de l'aquifère capté permettraient de mieux estimer la recharge de la nappe dans ce type de contexte.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- **Albergel, J. - 1988** - Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Du mètre carré au kilomètre carré, étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution - Thèse de doctorat de l'université de Paris 6, 341 p.
- **Albergel, J., Lamachère, J.M., Lidon, B., Mokadem, A., Van Driel, W. - 1993** - Mise en valeur agricole des bas-fonds au Sahel. Typologie, fonctionnement hydrologique, potentialités agricoles - Rapport final d'un projet CORAF R3S sur financement CGE DG XII STD 2, Ouagadougou, CIEH, 335p.
- **Astier, J. L. - 1971 - Géophysique** appliquée à l'hydrogéologie - Masson & Cie, Editeurs Paris, 277p.
- **Aubréville, A. - 1949** - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale - Soc. d'édit. Géogr., maritimes et coloniales, Paris, 351p.
- **Bazié, P. - 1993** - Etude expérimentale et modélisation des transferts verticaux d'eau en milieu poreux non-saturé : application à la recharge des nappes de socle en climat soudano-sahélien - Thèse de l'Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 173p + annexes
- **Bazié, P., Dieng, B., Ackerer, P. - 1995** - Bilan des transferts verticaux d'eau en zone non-saturée sous climat soudano-sahélien : application à l'estimation de la recharge des nappes - Revue des sciences de l'eau, 8, pp237-260
- **BGR et CIEH - 1987** - Recherche sur la fracturation profonde en zone de socle cristallin à partir de forages à gros débit et de linéaments LANDSAT, à l'aide de méthodes géophysiques avancées - CIEH, série hydrogéologie, 300p.
- **BGR et CIEH - 1989** - Contribution à la méthodologie de prospection des eaux souterraines sur le bouclier cristallin de l'Afrique de l'Ouest. Etudes hydrogéologiques et géophysiques au Burkina Faso - Bull. CIEH, série hydrogéologie.
- **Bidjocka, J. - 1990** - Etude hydrodynamique de la nappe du bas-fond de Gourga /Bidi - Mémoire de fin d'études, EIER, 45p.
- **Biémi, J. - 1992** - Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versant subsahéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest. Hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la haute Marahoué - Thèse de doctorat ès Sciences, Université d'Abidjan, Côte d'Ivoire, 500p.
- **Biémi, J, Jourda, J. P., Deslandes, S., Gwyn, H. , - 1995** - Positionnement, productivité et gestion des forages en milieu fissuré de Côte d'Ivoire par télédétection et système d'information géographique - Résumé communication, Atelier international: Télédétection et gestion des ressources en eau-ORSTOM/CEMAGREF-ENGREF, du 29/11 au 1/12 1995, p. 25
- **Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarède, F., Arndt, N., T. - 1992** - Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga - Journ. of Geoph. Research. Vol. 97, n° B1, pp345-369
- **Boulet, R. - 1968** - Etude pédologique de la Haute-Volta /région Centre Nord - Rapport ORSTOM Convention 6500-399, 355p.
- **Boulet, R. - 1978** - Toposéquences des sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibre et déséquilibre pédobioclimatique- Thèse de Doctorat ès-Sciences (1974) et Mémoires ORSTOM, N°85, Paris 273p.

- **Boulet, R. - 1970** - La géomorphologie et les principaux types de sols en Haute-Volta septentrionale - Cahier ORSTOM, série Pédologie, Fr., vol. 8, n°3, p.245-271
- **Bourges, F., Débat, P., Tollon, F. - 1994** - Cartographie géologique appliquée à la recherche minière au Burkina Faso - Rapport final du programme CAMPUS, Mission française de coopération et d'action culturelle au Burkina Faso, 50p.
- **Boulvert, Y. - 1971**- Relation entre sols et modelé sur socle précambrien et formations du Continental terminal dans la région de Kouki - ORSTOM, Centre de Bangui, 28p. + annexes
- **Bureau de recherches géologiques et minières/AQUATER - 1986** - Recharge naturelle des aquifères de socle sous climat sahélien et soudanais. Etude expérimentale au Burkina Faso. rapport 86, BFA 177 Eau
- **Bureau de recherches géologiques et minières - 1992** - Etude de la recharge naturelle et artificielle de bas-fonds de la région de Bidi, Burkina Faso, province du Yatenga - R 34 447, 40p+annexes
- **Bureau de recherches géologiques et minières - 1992** - L'eau des granites: Une ressource vitale. Un facteur nouveau de développement - BRGM, R 33576, 32p.
- **Casenave, A., Valentin, C. - 1989** - Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration- Editions de l'ORSTOM, Collection Didactiques, Paris, 229p.
- **Chow, V. T., Maidment, D. R., Mays, L. W. - 1988** - Applied hydrology - Singapour : Mc Graw-Hill, 572 p.
- **Collinet, J., Laforgue, A. - 1979** - Mesures de ruissellement et érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols en Haute-Volta - Orstom, Abidjan, 129p., multig. 123, fig. HT
- **Collinet, J., Valentin C. - 1979** - Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle - Cah. ORSTOM, Sces Pedo., Vol. XXII, no4, pp283-328
- **Coulibaly, A. - 1992** - La réalimentation de la nappe de l'aquifère de bas-fond de Gourga (Bidi) - mémoire de fin d'études Université de Ouagadougou/ORSTOM Centre de Ouagadougou, 78p.
- **CEFIGRE et ITCWRM. - 1983** - Synthèse des connaissances sur l'hydrogéologie du socle cristallin et cristallophyllien et du sédimentaire ancien de l'Afrique de l'ouest -Séries-Documents, Sophia Antipolis, Valbonne, France.
- **Desconnets, J. C. - 1994** - Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréïques en milieu sahélien (Niger-degré carré de Niamey) - Thèse de doctorat de l'Univ. Montpellier II, 326 p.
- **Ducellier, J. - 1963** - Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta - Mémoire BRGM, n°10
- **Etrillard, A-P. - 1994** - Etude de la recharge des nappes aquifères de Bidi au Burkina Faso - Mémoire de fin d'études de DEA de l'Institut National Polytechnique de Lorraine, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, 71p.
- **Engalenc, M.- 1978-1979** - Méthodes d'étude et de recherche d'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest - CIEH, Géohydraulique, Vol. 1. et 2

- **Engalenc, M.**- 1979 - Méthodes d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest - CIEH, août 1979, Vol. 3, 191p.
- **Engalenc, M.** - 1978 - Modalités de recherche d'eau dans les roches cristallines fracturées de l'Afrique de l'ouest - Journées techniques du CIEH, Togo.
- **Engalenc, M.**- 1983 - Rôle de la photo-interprétation dans la détermination des facteurs influant la productivité des fractures de socle cristallin - Bull. CIEH, p291-299.
- **Franciss, F. O.** -1970- Contribution à l'étude du mouvement de l'eau à travers les milieux fissurés - Thèse Docteur ingénieur, Grenoble I.
- **Fritsch, E.** - 1994 - Organisations pédologiques le long de quatre transects transversaux d'une zone de bas-fond de la région de bidi (bas-fond de Gourga, Burkina Faso) - Rapport de mission Août 1994, 16 p. + annexes
- **Gamsonré, P.-E.** - 1975 - Contribution à l'étude géologique des formations précambriennes de la région de Ouahigouya (Haute-Volta) - Thèse de doctorat ès-Sciences Naturelles, Université de Besançon, 150p.
- **Gamsonré, P. E., Langevin, E.** - 1989 - Carte géologique du degré carré de Ouahigouya - Rapport du Bureau des mines et de la géologie du Burkina.
- **Gaye, C. B., Cook, P. G., Edmunds, W. M.**- 1992 - Estimating palaeorecharge and palaeoclimate from unsaturated zone profiles - Water Resour. Res., 28 : 2721-2731
- **Grandin, G., Delvigne, J.** - 1969 - Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi : jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire - C. R Acad. Sc. Paris, tome 269, série 1, pp1474-1477
- **Grandin, G.** - 1976 - Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest - Mémoire ORSTOM, n°82, 275p., multigr., photos + annexes
- **Granier, T.** -1985- Origin, damping, and pattern of development of fault in granite - Tectonics, vol. 4, n°7, pp 721-737
- **Guillet, F.** - 1991 - Etude et modélisation hydro-pédologique d'un bassin versant et modélisation des comportements hydriques de ce bassin (utilisation du modèle Source) -Thèse de doctorat, Université Paris VI, 270p.
- **Guinko, S.** - 1984 - Végétation de Haute-Volta - Thèse de doctorat ès-Sciences Naturelles - tome 1, 394 p.
- **Hillel, D.** - 1974 - L'eau et le sol - Ed Vander, Bruxelles, 390 p.
- **Hottin, G. et Ouédraogo, O. F.** - 1975 - Notice explicative de la carte géologique à 1/1 000 000 de la république de Haute-Volta - Edition BRGM, 56p.
- **Hubert F.** - 1994 - Etude hydro-pluviométrique d'un petit bassin versant de la région de Bidi (Burkina Faso) - Rapport de DEUTS Praticien de l'eau, Univ. Pierre et Marie Curie/ORSTOM Montpellier, 44p + annexes.
- **Injerona, V., R.** - 1994 - Modélisation du ruissellement sur des champs de mil cultivés de façon traditionnelle (Bidi, Burkina Faso) - Mémoire DEA, Univ. Montpellier II-LHM/Orstom-LH, 197p.
- **IWACO** - 1989 - Etude du bilan du Burkina Faso. Rapport intermédiaire de la deuxième phase 1987-1990.-Tome 2 : inventaire des ressources en eau

- **Joanes, H., Parnot, J., Rantrua, F., Sow, N. A. - 1986** - Possibilités d'utilisation de la télédétection dans le domaine de l'eau en Afrique - CIEH, octobre 1986, 141p.
- **Koussoubé, Y., Lemieux, G. - 1993** - Contribution de l'imagerie SPOT à la détermination des structures linéamentaires et géologiques en milieu de socle cristallin pour la connaissance hydrogéologique - Cas de Bidi / Yatenga, Burkina Faso - Résumé Communication orale aux 5è journées scientifiques du réseau télédétection de l'AUPELF/UREF, Tunisie, p.16
- **Lamachère, J-M. - 1991** - Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage- Soil Water in Sudano-Sahelian Zone, Proceeding of Niamey Workshop, February 1991, IAHS Publ. No 199, pp 109-119.
- **Lamachère, J-M. - 1993** - Observations pluviométriques aux postes de Bidi-Nayiri et Bidi-Samniwéogo sur la période 1985 à 1992 - programme de recherche sur la caractérisation et la modélisation du fonctionnement des hydrosystèmes anthropisés dans la région de Bidi (province du Yatenga) - Rapport Centre ORSTOM de Ouagadougou, 57p.
- **Lamachère, J-M., Maizi, P., Serpantié, G., Zombré, P. N.- 1993** - Un petit bas-fond en zone tropicale sèche. Fonctionnement et aménagement (Burkina Faso, Yatenga, région de Bidi) -In bas-fonds et riziculture, actes du séminaire international d'Antananarivo, Madagascar, 9-14 déc 1991. CIRAD, Montpellier pp. 469-486.
- **Lamachère, J-M., Ouédraogo, M. - 1991** - Observations piézométriques des années 1987-1990 du projet Yatenga dans la région de Bidi (Burkina Faso) - Contrat CEE, programme de recherche en vue de la mise valeur de bas-fonds au Sahel - Rapport Centre ORSTOM de Ouagadougou, 94p.
- **Lamachère J-M., Puech, C. - 1991** - Soil Water in Sudano-Sahelian Zone, Proceeding of Niamey Workshop, February 1991, IAHS Publ. No 199.
- **Lamachère, J-M., Serpantié, G. - 1988** - Conséquences de trois méthodes d'amélioration des bilans hydriques aux champs pour une culture pluviale. Dynamique de systèmes agropastoraux en zone soudano sahélienne, Bidi/Yatenga, Burkina Faso - Orstom Ouagadougou, 39p.
- **Lamachère, J-M. et Serpantié - 1994** - Variabilité spatio-temporelle des états de surface en zone sahélienne et soudanienne au Burkina Faso : effets sur le ruissellement et sa modélisation - Communication aux IXèmes journées hydrologiques de l'Orstom, Montpellier, 13-14 novembre 1994, 11 p.
- **Leprun, J. C. - 1979** - Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique Occidentale sèche. Genèse-transformations-dégradation - Thèse Université de Strasbourg, 224p.
- **Lompo, M. - 1991** - Etude géologique et structurale des séries birimiennes de la région de Kwademen, Burkina Faso, Afrique de l'Ouest. Evolution et contrôle structural des minéralisations sulfurées et aurifères pendant l'Eburnéen - Thèse Doctorat de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand II, 260p.
- **Mansour, R. - 1995** - Analyse hydrologique de la mare de Samniwéogo, Nord-Yatenga, Burkina Faso - Mémoire de D.E.A. de l'Université de Montpellier II, soutenue le 10 juillet 1995. Centre Orstom de Montpellier, 87 p.
- **Marchal, J-Y. - 1983** - Yatenga Nord Haute-Volta. La dynamique d'un espace rural Soudano-Sahélien -Travaux et documents de l'ORSTOM, N°167, Paris - 873p.
- **Meyer, C. de S. - 1991** - Applications de la géophysique aux recherches d'eau - Lavoisier TEC&DOC, 200p.

- **Milési, J-P., Ledru, P., Feybesse, J-L., Dommagnet, A., Marcoux, E. - 1992** - Early proterozoic ore deposits and tectonics of the birimian orogenic belt, West Africa - *Precambrian Research*, n°58, pp. 305-344
- **Milville, F. - 1991** - Etude des mécanismes de la recharge naturelle des aquifères en climat semi-aride. Application au bassin de Barogo au Burkina Faso. BRGM, note technique n17 91 4S EAU, 10p.
- **Ministère de l'eau - 1988** - Rapport de fin de projet : travaux et résultats hydrogéologiques - projet d'hydraulique villageoise Yatenga II, CCE, FED, Convention n°3498/BF, 48 p+annexes
- **Ministère de l'eau - 1990** - Etude des ressources en eau souterraine du Yatenga - CIEH, série hydrogéologie, 138p.
- **Ministère de l'eau - 1993**- Notice explicative de la carte hydrogéologique du Burkina Faso échelle 1:500.000, feuille Ouagadougou - DEP du Ministère de l'eau, Assistance technique : IWACO B.V., Financement: Burkina Faso/Pays-Bas, 45p. + cartes
- **Nakolendoussé, S. - 1991** - Méthodes d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso- Géologie, Géophysique, Télédétection - Thèse Université Joseph Fourier, Grenoble I, 200p.
- **N'Djafa Ouaga, H. - 1990**- Essai d'application de la télédétection à l'étude et à la cartographie des formations superficielles à Oursi et à Bidi (Burkina Faso) - Mémoire de maîtrise en géographie, Université de Ouagadougou, Institut des sciences humaines et sociales (IN.S.H.U.S.) - Centre ORSTOM de Ouagadougou, 129p.
- **Nonguierma, A., Dautrebande, S. - 1994** - Applications opérationnelles de la télédétection pour les études hydrologiques en zone soudano-sahélienne - Sécheresse, Note méthodologique, 5.107, 15p.
- **Ouédraogo, I. - 1994** - Géologie et hydrogéologie des formations sédimentaires de la boucle du Mouhoun (Burkina Faso) - Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Cheikh Anta Diop, Dakar, 117p. + annexes
- **Ousmane, B. - 1983** - Contribution à l'étude hydrogéologique des régions de socle du Sahel. L'hydrogéologie du Damagaran Occidental (environ de Zinder, Niger) - Th. 3ème cycle, Montpellier
- **Petit, M. - 1994** - Carte géomorphologique du Burkina Faso au 1/1.000.000 - ORSTOM/Université de Ouagadougou (FLASH) -27p. multigr. + carte.
- **Pion, J. C. - 1979** - L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale sèche. Etude de quelques toposéquences en haute-Volta - Thèse Université de Strasbourg, 212 p. - Mémoire No57, Sciences géologiques
- **Philip, J. R. - 1969** - Theory of infiltration - In advances in hydroscience, vol. 5 edited by academic press, New York, pp215-296
- **Plumb, K. A. - 1991** - New Precambrian time scale - Episodes, Vol.4, no2, pp139-140
- **Raunet, M. - 1985** - Les bas-fonds en Afrique et à Madagascar .- Z. Geomorphology NF Supl. Bd ; Berlin.
- **Sama, M. B. - 1989** - Etude géophysique et hydrogéologique du bas-fond de Gourga, région de Bidi (Ouahigouya) - Mémoire de fin d'études, Ecole Inter-états des Ingénieurs de l'Equipement rural, Ouagadougou, 50p.

- **Savado, A., N. - 1984** - Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta - Etude régionale du bassin versant de la Sissili - Thèse de doctorat ès-Sciences, Université Scientifique et médicale de Grenoble, 340p.
- **Savado, A., N., Rouleau, A., Lemieux, G., Duberger, R., Perron, S., Roy, D.W., Nakolendoussé, S., Tremblay, D. - 1991** - Productivité des aquifères du socle cristallin du Burkina Faso- Bulletin CERM, UQAC, Canada, 60p.
- **Savado, A., N., Rouleau, A., Koussoubé, Y., Nakolendoussé, S. - 1996** - Eaux souterraines en milieu de socle cristallin du Burkina Faso : disponibilité et qualité - Soumis à Journ. African Earth Sciences
- **Savado, A. N., Nakolendoussé, S., Lemieux, G., Duberger, R., Koussoubé, Y., Diallo, S. - 1996** - Productivité des aquifères du socle cristallin du Burkina Faso. Rapport final phase II - Univ. du Québec à Chicoutimi/Univ. de Ouagadougou, 150 p. + annexes
- **Scanvic, J-Y. - 1983** - Utilisation de la télédétection dans les sciences de la Terre - BRGM Manuels et méthodes, No7, 200p.
- **Schoeller, M. - 1962** - Les eaux souterraines - Masson et Cie, Paris, 387p.
- **Serpantié, G., Tezenas Du Montcel, L., Valentin, C. - 1992** - La dynamique des états de surface d'un territoire agro-pastoral soudano-sahélien - Conséquences et propositions - In "L'aridité, une contrainte au développement", Didactiques / ORSTOM, Editions, 1992, pp 419-447.
- **Serpantié, G., Tezenas Du Montcel, L., Valentin, C. - 1988** - La dynamique des états de surface d'un territoire agro-pastoral soudano—sahélien. Conséquences et propositions - ORSTOM, Ouvrages "Zones arides»" 1989
- **Tempier, P. - 1986** - Le Burkinien : cycle orogénique majeur du Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest - Rés. com. journée CIFEG "Les formations birrimiennes en Afrique de l'Ouest", Paris 26/6/1986.
- **Traoré Z. A. - 1985** - Géologie et hydrogéologie des plateaux mandingues (Mali) - Thèse 3^{ème} cycle, USMG, 188p.
- **Traoré, A. - 1991** - Erosion et lutte antiérosive sur parcelles de culture dans la région de Bidi (Burkina Faso) - Mémoire de Maîtrise, Université de Ouagadougou, INSHUS, 123 p.
- **Urvoy, Y. - 1942** - Les bassins du Niger. Etude de géographie physique et paléogéographie, - Mémoire de l'IFAN no4
- **Valentin, C. - 1988** - Esquisse cartographique des états de surface du bassin versant de Bidi (Yatenga, Burkina Faso) - ORSTOM, Abidjan, 12p. et cartes.
- **Van Brussel, J., Geirnaert, W., Van der Sommen, J. J. - 1989** - An investigation of Groundwater recharge mechanisms in Burkina Faso. Proceedings of the Sahel Forum. The state of the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa. Ouagadougou, Burkina Faso, 18-23 feb., p. 397-405.
- **Zombré, P. N. - 1992** - Caractérisation morphologique des bas-fonds de la province du Yatenga :
Rapport n°1 : Généralités, géomorphologie et morphopédologie régionale - ORSTOM-IDR, Contrat CEE. TS 2A 0216 M, 42p. + cartes
Rapport n°2 - Monographies des sols des bas-fonds étudiés, 350p.

- **Zongo, D. - 1993** - Application de la télédétection satellitaire à la cartographie des formations végétales et des états de surface au Sahel (Cas de Bidi, Nord Yatenga)- Mémoire de fin d'études d'ingénieur du développement rural, Université de Ouagadougou, 140p.

LEXIQUE DES SIGLES, ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES

SIGLES

- D.I.E.P.A. : Décennie Internationale de l'Eau Potable en Afrique (1980-1990)
D.P.F.H. : Direction des Puits, Forages et Hydraulique (Ministère de l'environnement et de l'eau, Burkina Faso)
D.S.A.P. : Dynamique des Systèmes Agro-Pastoraux (programme Orstom)
E.A.S.I./P.A.C.E. : Engineering Analysis and Scientific Interface/Picture Analysis, Correction and Enhancement ; appellation du logiciel de traitement numérique d'images (PCI Inc., Richmond Hill, Canada)
E.I.E.R. : Ecole Inter-états des ingénieurs de l'Equipement Rural, Ouagadougou
F.E.D. : Fonds Européen de Développement
HAPEX-Sahel : Hydrologic and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
I.WA.CO : International Water Consult (dénommé actuellement B.E.R.A. : Bureau d'Etudes en Eau et Environnement, Pays-Bas)
Orstom : Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération
VERITAS : programme Orstom portant sur les ressources en eaux superficiels et l'érosion

ABRÉVIATIONS

Géologie structurale

- So1 : schistosité liée à la première phase de déformation
So : plan de sédimentation
 $\sigma 1, \sigma 2, \sigma 3$: Contraintes de déformation majeure, intermédiaire et minimale

Géophysique

- A, B : Electrodes d'injection du courant dans un dispositif de prospection électrique
EM16 : Méthode électromagnétique de prospection VLF à émetteur fixe et récepteur mobile avec une fréquence de 16 kHz
M, N : Electrodes en cuivre de mesure de la différence de potentiel dans le dispositif de MaxMin : Appareillage de prospection de type bipôle électromagnétique à émetteur et récepteur mobiles
Max1 : Dispositif de prospection électromagnétique au MaxMin dont les bobines émettrice et réceptrice sont horizontales
Max2 : Dispositif de prospection électromagnétique au MaxMin dont les bobines sont verticales
prospection électrique
O : Noeud représentant le centre du dispositif de prospection électrique
SEV : Sondage électrique vertical de type Schlumberger
Logiciel de traitement informatique des sondages électriques, Geostudi, Italie
VLF : Very low frequency

Téledétection

- HRV : Haute résolution dans le visible ; HRV1 : un des deux instruments de visée du satellite SPOT1 (lancé en 1986)
Lat/Long : latitude/longitude
SPOT : Satellite pour l'observation de la Terre
UTM : système de projection Universal Transverse Mercator

SYMBOLES

| | dimension |
|---|---------------------------------------|
| A, B, C, D : coefficient de proportionnalité pour à une surface élémentaire donnée | |
| a = différentiel de ruissellement ou rapport entre l'intensité de ruissellement et la différence entre l'intensité de pluie et l'intensité de pluie limite du ruissellement | |
| C : coefficient de proportionnalité | |
| Ca ²⁺ : cation calcium | |
| CO ₃ ²⁻ : anion carbonate | |
| D : Diamètre du cercle considéré pour le calcul de K | |
| e : Epaisseur de la zone broyée | |
| E = ETR : évapotranspiration réelle | |
| f : fréquence | [T ⁻¹] |
| HCO ₃ : anion bicarbonate | |
| H _p : Champ électromagnétique primaire | [K.T ⁻² .A ⁻¹] |
| H _s : Champ électromagnétique secondaire | [K.T ⁻² .A ⁻¹] |
| H _s /H _p : Ratio du champ électromagnétique résultant | |
| i : Intensité en milliampère du courant d'injection en prospection électrique | [A] |
| I : infiltration | [L] |
| Id : fraction de l'infiltration retenue dans les interstices du sol | |
| Ik : indice d'humectation | |
| IP : Inphase ou composante du champ résultant en phase | |
| Iw : infiltration efficace | [L] |
| \vec{J} : vecteur de gradient de drainage | |
| K ⁺ : cation potassium | |
| Ka, Kb, Kc : vecteurs propres de la perméabilité | |
| $\mathbf{K}(\vec{n})$: Perméabilité relative à une fracture de direction \vec{n} | |
| Kf : Conductivité hydraulique | [L/T] |
| Ki : tenseur de perméabilité relative à une fracture i | |
| Ki : tenseur de perméabilité relatif à chaque fracture (conductivité) | [L/T] |
| Kmax ou K1 : perméabilité maximale | [L/T] |
| Kmin ou K2 : Perméabilité minimale | [L/T] |
| Kmoy : Perméabilité moyenne pour un cercle donné | [L/T] |
| max (1), min 2) : directions des perméabilités maximale et minimale | |
| angle de la fracture avec le Nord géographique | |
| Longueur de la fracture | [L] |
| Lr : lame d'eau ruisselée | [L] |
| Na ⁺ : cation sodium | |
| Mg ⁺⁺ : cation magnésium | |
| \vec{n} : vecteur direction de la fracture | |
| NO ₃ ⁻ , NO ₂ ⁻ : anion nitrate, nitrite | |
| OP : Outphase ou composante du champ résultant en quadrature de phase | |
| P = hauteur de la pluie à 1 mètre du sol | [L] |
| pH : potentiel hydrogène | |
| P _i = pluie constante | [L] |
| P _{il} = pluie limite de ruissellement | [L] |

| | | |
|---------------------------------|--|---|
| PO ₄ ³⁻ : | anion phosphate | |
| Psol : | pluie au sol (pluviomètre Snowdon) | [L] |
| q : | volume d'exploitation | [L ³] |
| a : | Résistivité apparente | [L ² .K.T ⁻³ .A ⁻²] |
| Δ Re : | variation des réserves | [L ³] |
| R = | Ruissellement entre l'intervalle de temps (t - t ₀) | [L] |
| S = | réservoir superficiel de sol | [L ³] |
| SO ₄ ²⁻ : | anion Sulfate | |
| Ss = | paramètre de rétention fonction du complexe hydrologique sol-couverture végétale-humidité du sol du bassin versant considéré | |
| T : | Transmissivité hydraulique | [L ² /T] |
| TAC : | titre alcalimétrique complet | |
| TH : | titre hydrotimétrique | |
| Δ V : | Différence de potentiel entre les électrodes M et N | [L ² .K.T ⁻³ .A ⁻¹] |
| \vec{V} : | vecteur de vitesse d'infiltration | |

Bilan d'eau superficiel

| | | |
|--------------------|---|-----|
| SSP _j : | le stockage superficiel | [L] |
| Ie _j : | infiltration vers l'horizon inférieur | [L] |
| P _j : | pluie journalière | [L] |
| Le _j : | lame d'eau écoulee en provenance de l'amont | [L] |
| Lr _j : | lame d'eau ruisselée vers l'aval | [L] |

- Equation de Philip

| | | |
|------|---|-------|
| Li : | lame infiltrée en fonction du temps | [L] |
| S : | sorptivité : absorption capillaire | |
| A : | paramètre de gravité | |
| Il : | intensité limite de ruissellement en mm/h sur sol sec (Ilsec) et sur sol humide (Ilh) | [L/T] |
| Ik : | indice d'humectation de Kohler | |

Bilan d'eau superficiel en fonction de la décroissance du plan d'eau

| | | |
|------------------|---|-----|
| I _j : | lame infiltrée au jour j | [L] |
| dH : | hauteur de la décroissance du plan d'eau | [L] |
| E _j : | évaporation journalière du plan d'eau au jour j | [L] |
| T : | durée de la décroissance du plan d'eau jusqu'à la cote considérée | [T] |

Bilan d'eau superficiel

| | | |
|--------------------|--|-----|
| Lr : | lame ruisselée déterminée par les relations obtenues sous simulation de pluies | [L] |
| Ie : | infiltration superficielle | [L] |
| Le : | lame d'eau en provenance de l'amont | [L] |
| Dvl : | drainage lent à la profondeur d'un mètre | [L] |
| Dvr : | drainage rapide à la profondeur d'un mètre | [L] |
| ZNS _j : | stock hydriques dans la zone non-saturée au jour j | [L] |
| ZN _j : | stock d'eau dans la zone saturée au jour j | [L] |
| Dr _j : | drainage vertical (drainance) | [L] |
| Dl _j : | écoulement latéral à l'aval (terme de sortie) | [L] |
| De _j : | écoulement latéral venant de l'amont au jour j (terme d'entrée) | [L] |

Wr : tranche régulatrice
ne = porosité efficace

[L³]

LISTE DES FIGURES

| | |
|--|----|
| Figure 1 : Situation administrative de la région de Bidi, province du Yatenga----- | 1 |
| Figure 2 : Situation géologique de la région de Bidi dans le sillon Boromo-Goren segment de Goren----- | 3 |
| Figure 3 : Carte hydrogéologique du Nord-Yatenga : extrait de la carte hydrogéologique du Burkina Faso, feuille de Ouagadougou (Ministère de l'eau, 1993)----- | 4 |
| Figure 4 : Variations pluviométriques à la station de Ouahigouya entre 1922 et 1992 (Albergel <i>et al.</i> , 1993, modifié)----- | 7 |
| Figure 5 : Diagramme ombrothermique et vents à la station de Bidi/Nayiri entre 1985 et 1990 (Lamachère, 1993)----- | 9 |
| Figure 6 : Paramètres climatiques de 1987 à 1990 à la station climatique de Bidi/Nayiri (Lamachère, 1993)----- | 10 |
| Figure 7 : Variation pluviométrique inter-annuelle 1985-1995 à la station de Bidi/Nayiri (province du Yatenga, Nord du Burkina)----- | 12 |
| Figure 8 : Carte géologique simplifiée de la feuille de Ouahigouya (d'après Gamsonré, 1975)----- | 16 |
| Figure 9 : Carte géologique de la région de Bidi----- | 18 |
| Figure 10 : Mode de gisement des nappes d'eau souterraine et les processus de recharge (I.WA.CO, 1989, modifié)----- | 25 |
| Figure 11 : Carte géomorphologique de la région de Bidi----- | 29 |
| Figure 12 a : Coupe AB à travers le bassin de Bidi :----- | 31 |
| Figure 12b : Coupes morphologiques dans le bassin de Bidi----- | 32 |
| Figure 13 : Fréquences comparées des cas observés (en %) pour différentes valeurs de coefficient de ruissellement, entre la méthode Orstom et la méthode SCS----- | 42 |
| Figure 14 : Style d'habitat et situation des ouvrages de captage le long du bas-fond de Bidi, province du Yatenga (Lamachère, 1993, modifié)----- | 47 |
| Figure 15 : Image SPOT XS de la région de Bidi, juillet 1988----- | 55 |
| Figure 17 : Carte linéamentaire de l'image SPOT XS de la région de Bidi----- | 56 |
| Figure 16 : Classification des linéaments en différents types----- | 57 |
| Figure 18 : Principe du bipôle électromagnétique (Meyer de S., 1991)----- | 61 |
| Figure 19 : Principe du VLF (Meyer de S., 1991)----- | 61 |
| Figure 20 : Dispositif de mise en oeuvre de la méthode électrique des résistivités (type Schlumberger)----- | 63 |
| Figure 21 : Situation des piézomètres dans le bassin de Bidi----- | 65 |
| Figure 22 : Dispositif de mesures hydro-pluviométrique et piézométrique dans le petit bassin de Samené----- | 67 |
| Fig. 23 : Fréquence numérique des types de linéaments selon les supports utilisés ;----- | 71 |
| Figure 24 : Carte des photos-linéaments du bassin versant de Bidi et rosace linéamentaire correspondante----- | 72 |
| Fig. 25 : Corrélation entre la longueur et la fréquence numérique des linéaments par classes de directions (10 en 10 degrés) : le nuage de points définit une droite de $R^2 = 0,86$ ----- | 74 |
| Figure 27 - Influence des fractures sur la géométrie et le mode de formation des bas-fonds (Engalenc, 1983)----- | 77 |
| Figure 28 : Diagramme de densité des fractures sèches du massif granitique de Bidi projetées sur canevas de Schmidt (cercle inférieur)----- | 79 |
| Figure 29 : Carte d'équi-perméabilité induite maximale ($\times 10^{-7}$ m/s), bassin de Bidi (Burkina Faso)----- | 83 |

| | |
|--|-----|
| Figure 30 : Carte d'équi-perméabilité induite minimale ($\times 10^{-7}$ m/s), bassin de Bidi (Burkina Faso)----- | 84 |
| Figure 31 : Diagrammes de densité des pôles des fractures sèches (1 à 3) dans différents secteurs du massif de Bidi et de la schistosité dans les roches encaissantes (4, 5)----- | 87 |
| Figure 32 : Carte des structures de déformations de la région de Bidi----- | 88 |
| Figure 33 : Identification de la zone de cisaillement central de Bidi correspondant à une large anomalie conductrice en palier de basses valeurs de résistivité apparente et à une remontée de la composante en quadrature du Max1 au milieu de la zone de broyage ----- | 89 |
| Figure 34 - Rosace linéamentaire d'image Landsat TM et directions structurales importantes en hydrogéologie dans la province du Yatenga (Travaglia, 1979, in Ministère de l'eau, 1990).93 | |
| Figure 35 : Variation latérale de la résistivité électrique et des composante en phase et en quadrature pour des fréquences variables avec une longueur de ligne identique du Max1, profil 5 (Torobé, région de Bidi). ----- | 99 |
| Figure 36 : Variation latérale des paramètres physiques pour une fréquence de 3520 hertz et des longueurs de lignes de 50 et de 100 m (profil 5, région de Bidi) ----- | 100 |
| Figure 37 : Corrélation entre les anomalies électromagnétiques et les anomalies de résistivité électrique - profil 17, région de Bidi----- | 101 |
| Figure 38 : Comparaison entre résistivité électrique et résistivité de l'EM16-R, profil 17, région de Bidi ----- | 102 |
| Fig. 39 : Décalage des anomalies entre les profils électriques et électromagnétiques (Max1), profil 20, région de Bidi ----- | 102 |
| Figure 41 : Identification du contact entre les granitoïdes et les schistes amphiboliques (volcano-sédiments) à l'ouest du bassin de Bidi (profil 21). ----- | 108 |
| Figure 42 : Courbes de sondages en "fond de bateau" ----- | 109 |
| Figure 43 : Courbes de sondages en "cloche dans le fond de bateau" ----- | 110 |
| Figure 44 : Courbes en "cloche et en fond de bateau"----- | 111 |
| Figure 45 : Courbes de sondages à une "seule branche" ----- | 112 |
| Figure 46 : Courbes de sondages à "remontée traînante" ----- | 114 |
| Figure 47 : Courbes de sondages en "escalier sur la branche montante" ----- | 115 |
| Figure 48 : Interprétation des sondages électromagnétiques de fréquence (simulation à l'aide du programme EMIXMM)----- | 117 |
| Figure 49 : Extension latérale des colluvions-alluvions en aval du bas-fond de Bidi (à l'est de Bidi/Nayiri) ----- | 120 |
| Figure 51 : Carte d'iso-résistivités apparentes du bief de Gourga----- | 125 |
| Figure 52 : Vue perspective du toit du substratum du bief de Gourga d'après la carte d'iso-résistivités apparentes----- | 125 |
| Figure 53 : Carte isohypse du toit du substratum dans le bief de Gourga/Tilli ----- | 126 |
| Figure 54 : Vue perspective du toit du substratum dans le bief de Gourga/Tilli ----- | 126 |
| Figure 55 : Le diagramme de Piper des eaux des différents aquifères du bassin de Bidi---- | 135 |
| Figure 56 : Projection des individus sur le plan factoriel 1-2 (eaux souterraines du bassin de Bidi) ----- | 137 |
| Figure 58 : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga (Ligne 4), BRGM, 1992 - | 145 |
| Figure 59b : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga----- | 146 |
| (BRGM, 1992)----- | 146 |
| Figure 60 : Fluctuations piézométriques en 1989 dans le bief de Gourga (Coulibaly, 1992) | 147 |
| Figure 61 : Fluctuations piézométriques dans le bief de Gourga (Coulibaly, 1992) ----- | 147 |
| Figure 62 : Fluctuations piézométriques entre 1989 et 1990 dans le bief de Gourga (Lamachère <i>et al.</i> , 1992)----- | 148 |

| | |
|---|-----|
| Figure 63 : Schéma montrant les termes du bilan hydrique d'une colonne de sol dans le bas-fond de Gourga. ----- | 155 |
| Figure 64 : Zones d'infiltration préférentielle de la mare de Samniwéogo ----- | 158 |
| Figure 65 - Fluctuations piézométriques dans le petit bassin de Samené ----- | 165 |
| Figure 66 : Evolution des rapports caractéristiques dans le petit bassin de Samené ----- | 167 |
| Figure 67 - Fluctuations piézométriques des puits « LadjìYiri » et du « puits busé » dans le petit bassin de Samené ----- | 168 |
| Figure 68 : Fluctuations de la nappe superficielle en basses eaux (pointillés) et en hautes eaux (tirets) dans le petit bassin de Samené, province du Yatenga ----- | 169 |
| Figure 69 - Carte morpho-structurale du petit bassin de Samené ----- | 172 |
| Figure 70 : Carte d'occupation du sol dans le petit bassin de Samené, province du Yatenga | 175 |
| Figure 71 : Carte des états de surface du petit bassin de Samené, province du Yatenga ----- | 176 |
| Figure 72 : Evolution de l'humidité volumique au cours du ressuyage par drainage interne sur SAM 3 (Guillet, 1991). ----- | 180 |
| Figure 74 : Fluctuations piézométriques de puits en position de bas-fond et captant le toit fissuré du granite en 1995 à 1996 ----- | 191 |
| Figure 75 : Battement des nappes d'ouvrages du bassin de Bidi pendant l'année 1995 ----- | 192 |

LISTE DES TABLEAUX

| | |
|--|-----|
| Tableau 1 : Variations au cours de l'année des moyennes de températures journalières pendant la période 1987-1990----- | 8 |
| Tableau 2 : Insolation moyenne journalière inter-annuelle 1987/1990, en heures/j ----- | 9 |
| Tableau 3 : L'évaporation au bac Colorado standard et l'évapotranspiration potentielle Penman moyennes mensuelles inter-annuelles (1987-1990) exprimées en mm/j ----- | 11 |
| Tableau 4 : Pluies mensuelles et annuelles 1985/1995 au poste de Bidi/Nayiri----- | 13 |
| Tableau 5 : Les principales unités géologiques dans le Nord-Yatenga ----- | 15 |
| Tableau 6 : Caractérisation du réseau hydrographique du bas-fond de Bidi ----- | 35 |
| Tableau 7 : Classes de relief et perméabilité de petits bassins dans la région de Bidi (Guillet, 1991 ; Lamachère <i>et al.</i> , 1991) ----- | 35 |
| Tableau 8 : Répartition des états de surface dans la région de Bidi (d'après Zongo, 1993)---- | 38 |
| Tableau 9 : Résultats globaux de ruissellement dans le petit bassin de Samené ----- | 39 |
| Tableau 10 : Récapitulatif de valeurs de recharge obtenues dans des pays sahéliens, pour les années 1980, par différentes méthodes de calcul du bilan à l'échelle de l'aquifère (Bazié, 1993, modifié) ----- | 44 |
| Tableau 11 : Répartition de la population de ----- | 46 |
| Bidi par ethnies (Serpantié <i>et al.</i> , 1988)----- | 46 |
| Tableau 12 : Ouvrages de captage à Bidi ----- | 48 |
| Tableau 13 : Principes des méthodes électromagnétiques ----- | 60 |
| Tableau 14 : Directions fréquentielles des types de linéaments ----- | 73 |
| Tableau 15 : Matrices 5X5 des filtres de type SOBEL----- | 73 |
| Tableau 16 - Densité de fracturation à partir des linéaments de l'image SPOT de juillet 1988 et des photos-linéaments du bassin versant de Bidi ----- | 76 |
| Tableau 17 : Valeurs de perméabilités induites et leurs directions (bassin de Bidi) ----- | 81 |
| Tableau 18 : Tenseurs de contraintes obtenus à partir des failles en relais sur le massif granitique de Bidi selon la méthode Etchecopar (1981) ----- | 91 |
| Tableau 19 : Comparaison entre sondages électriques verticaux et sondages électromagnétiques du profil 18. ----- | 116 |
| Tableau 20 : Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de socle cristallin (Ministère de l'eau, 1990 ; Coulibaly, 1992 ; BRGM, 1992)----- | 128 |
| Tableau 21 : Concentrations moyennes en ions majeurs des eaux souterraines du bassin versant de Bidi, province du Yatenga----- | 131 |
| Tableau 22 : Analyses chimiques d'eaux souterraines de la région de Bidi ----- | 133 |
| Tableau 23 : Principaux faciès chimiques (hydrofaciès)----- | 134 |
| Tableau 24 : Matrice de corrélation entre les concentrations d'éléments chimiques des ----- | 136 |
| eaux souterraines de la région de Bidi----- | 136 |
| Tableau 25 : Variations du niveau de la nappe au piézomètre 1-0 (BRGM, 1992) ----- | 143 |
| Tableau 26 : Durée de l'immersion dans l'axe du bas-fond pour les différentes lignes piézométriques ----- | 144 |
| Tableau 27 : Variations des niveaux de la nappe superficielle au piézomètre 4-0 ----- | 145 |
| Tableau 28 : Estimation de la recharge et de la transpiration des arbres pour l'année 1989 (IWACO, 1990)----- | 150 |
| Tableau 29 : Lame infiltrée en mm, en 1989, au droit des piézomètres, pour une durée de submersion toujours inférieure à 504 heures (Etrillard, 1994)----- | 152 |
| Tableau 30 : Lame infiltrée à partir du plan d'eau de la mare de Samniwéogo en 1989----- | 154 |

| | |
|--|-----|
| Tableau 31 : Recharge de la nappe sous la mare de Samniwéogo pour l'année 1989 ----- | 157 |
| Tableau 32 : Lame d'eau rechargeant la nappe superficielle en 1989, au droit des piézomètres de la ligne 4 située en amont du barrage de Gourga/Tilli----- | 161 |
| Tableau 33 : Occupation du sol dans le petit bassin versant de Samené/Bidi.----- | 173 |
| Tableau 34 : Répartition des états de surface dans le bassin versant de Samené----- | 177 |
| Tableau 35 : Répartition des types de surfaces élémentaires en début de saison des pluies sur les unités hydrologiques du petit bassin de Samené----- | 178 |
| Tableau 36 : Valeurs de l'ETR dans la région de Bidi en mm par jour (Serpantié, 1992)--- | 179 |
| Tableau 37 : Paramètres caractéristiques de la surface élémentaire sur un sol sableux cultivé | 182 |
| Tableau 38 : Résultats du bilan hydrique sur différents états de surface sur 1 mètre de sol pour l'année 1995 (Pstandard = 549 mm) ----- | 183 |
| Tableau 39 : Battement de la nappe et recharge effective de la nappe superficielle de la base de la cuirasse latéritique en 1995----- | 188 |

TABLES DE MATIÈRES

| | |
|---|-----------|
| AVANT-PROPOS | 2 |
| SOMMAIRE GENERAL | 5 |
| INTRODUCTION GÉNÉRALE..... | 1 |
| CHAP. I : LE CLIMAT ACTUEL..... | 7 |
| 1- LES CARACTÈRES GÉNÉRAUX DU CLIMAT ET DES SAISONS | 7 |
| 2- LES PARAMÈTRES CLIMATIQUES | 8 |
| 2-1 LA TEMPÉRATURE | 8 |
| 2-2 L'INSOLATION..... | 8 |
| 2-3 L'HUMIDITÉ RELATIVE..... | 10 |
| 2-4 L'ÉVAPORATION ET L'ÉVAPOTRANSPIRATION | 11 |
| 3- LA PLUVIOMÉTRIE..... | 11 |
| 3-1 LA PLUVIOSITÉ INTER-ANNUELLE..... | 11 |
| 3-2 LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE..... | 12 |
| 3-3 LA PLUVIOSITÉ MENSUELLE À LA STATION DE BIDI/NAYIRI..... | 12 |
| 3-4 LA PLUVIOSITÉ JOURNALIÈRE..... | 13 |
| 3-5 L'INTENSITÉ DES PLUIES ET LEUR AGRESSIVITÉ..... | 14 |
| CONCLUSION | 14 |
| CHAP. II - LA GÉOLOGIE ET L'HYDROGÉOLOGIE DE LA RÉGION DE BIDI | 15 |
| 1- LA GÉOLOGIE RÉGIONALE | 15 |
| 2- LES FORMATIONS DE SOCLE CRISTALLIN..... | 17 |
| 2-1 L'UNITÉ VOLCANIQUE..... | 19 |
| 2-1.1 Les méta-andésites..... | 19 |
| 2-1.2 Les méta-basaltes..... | 19 |
| 2-1.3 Les schistes versicolores..... | 19 |
| 2-2 L'UNITÉ VOLCANO-SÉDIMENTAIRE..... | 19 |
| 2-2.1 Les méta-gabbros..... | 20 |
| 2-2.2 Les cherts..... | 20 |
| 2-2.3 Les méta-andésites..... | 20 |
| 2-2.4 Les méta-basaltes..... | 20 |
| 2-2.5 Les méta-dacites | 20 |
| 2-2.6 Les brèches volcaniques et les tufs | 21 |
| 2-2.7 Les schistes amphiboliques | 21 |
| 2-2.8 Les schistes pélitiques | 21 |
| 2-3 LE MASSIF GRANITIQUE DE BIDI..... | 22 |
| 3- LA COUVERTURE SÉDIMENTAIRE | 22 |
| 4- LES FORMATIONS SUPERFICIELLES RÉCENTES | 23 |
| 4-1 LES CUIRASSES LATÉRITIQUES..... | 23 |
| 4-2 LES DÉPÔTS SABLEUX..... | 23 |
| 4-3 LES ALLUVIONS ET COLLUVIONS DE BAS-FOND..... | 23 |
| 5 - L'HYDROGÉOLOGIE GÉNÉRALE..... | 23 |
| CONCLUSION | 26 |
| CHAP III - LA GÉOMORPHOLOGIE | 27 |
| 1 - GÉNÉRALITÉS | 27 |
| 2- LES UNITÉS GÉOMORPHOLOGIQUES DE LA RÉGION DE BIDI | 27 |
| 2-1 LA SURFACE INTERMÉDIAIRE..... | 28 |
| 2-2 LE HAUT-GLACIS..... | 30 |
| 2-3 LE MOYEN-GLACIS..... | 30 |
| 2-4 LE BAS-GLACIS..... | 31 |
| CONCLUSION | 33 |

| | |
|---|-----------|
| CHAP IV - L'HYDROGRAPHIE, LA VÉGÉTATION ET LES SOLS..... | 34 |
| 1- GÉNÉRALITÉS SUR L'HYDROGRAPHIE | 34 |
| 2- LE RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU BASSIN VERSANT DE BIDI..... | 34 |
| 3- LES CARACTÉRISTIQUES DE FORME DU BASSIN VERSANT DE BIDI | 35 |
| 4 - LA VÉGÉTATION..... | 36 |
| 5- LES TYPES DE SOLS | 37 |
| 6 - LE BILAN HYDROLOGIQUE..... | 39 |
| 6-1 L'ESTIMATION DU RUISSELLEMENT DE SURFACE : LES ÉTATS DE SURFACE | 39 |
| 6-2 LE RUISSELLEMENT ET L'INTENSITÉ DE PLUIE | 40 |
| 6-3 L'ÉVALUATION DU RUISSELLEMENT EN FONCTION DE LA CAPACITÉ DE RÉTENTION DU SOL (LA MÉTHODE SCS)..... | 41 |
| 6-4 L'INFILTRATION À LA PROFONDEUR D'UN MÈTRE..... | 42 |
| 6-5 QUELQUES VALEURS DE DRAINAGE PROFOND À L'ÉCHELLE DE L'AQUIFÈRE..... | 44 |
| DISCUSSION, CONCLUSION | 45 |
| CHAP. V - LE MILIEU HUMAIN ET LES | 46 |
| ACTIVITÉS AGRO-PASTORALES | 46 |
| 1- LES POPULATIONS | 46 |
| 2- LES ACTIVITÉS AGRO-PASTORALES | 48 |
| 3- LE DÉBIT D'EXPLOITATION DES OUVRAGES DE CAPTAGE..... | 48 |
| CONCLUSION | 49 |
| CONCLUSION DE LA PREMIÈRE PARTIE..... | 50 |
| CHAP. VI - LES MÉTHODES D'INVESTIGATION | 52 |
| 1- LA TÉLÉDÉTECTION SATELLITAIRE | 52 |
| 1-1 GÉNÉRALITÉS SUR LA MÉTHODOLOGIE UTILISÉE EN TÉLÉDÉTECTION | 53 |
| 1-2 MISE EN ÉVIDENCE DE LA MORPHOLOGIE ET DE LA GÉOLOGIE | 53 |
| 1-3 LE TRACÉ ANALOGIQUE DES LINÉAMENTS..... | 54 |
| 1-4 RECONNAISSANCE SUR LE TERRAIN DES ZONES DE BROYAGE DU SOCLE..... | 58 |
| 2 - LA GÉOLOGIE STRUCTURALE..... | 58 |
| 3 - LA GÉOPHYSIQUE | 59 |
| 3-1 L'ÉLECTROMAGNÉTISME | 59 |
| 3-1.1 Le MaxMin II (Apex)..... | 62 |
| 3-1.2 Le VLF (EM16, Geonics, Canada)..... | 62 |
| 3-2 L'ÉLECTRIQUE | 63 |
| 4 - LA PIÉZOMÉTRIE | 64 |
| 5 - L'HYDROCHIMIE..... | 64 |
| 6 - LES ÉTATS DE SURFACE DU SOL..... | 66 |
| CONCLUSION..... | 68 |
| CHAP. VII - L'HYDROGÉOLOGIE STRUCTURALE : RÉSEAU LINÉAMENTAIRE ET MICROSTRUCTURES DE TERRAIN | 69 |
| 1- TECTONIQUE RÉGIONALE..... | 69 |
| 2 - ETUDE LINÉAMENTAIRE..... | 70 |
| 2-1 ANALYSE DU RÉSEAU LINÉAMENTAIRE..... | 70 |
| 2-1-1 Importance statistique de chaque type de linéaments..... | 70 |
| 2-1-2 Directions structurales mises en évidence | 71 |
| 2-1-3 Longueur des linéaments..... | 74 |
| 2-1-4 Densité de fracturation | 76 |
| 2-2 RELATION ENTRE LES AXES D'ÉCOULEMENTS SUPERFICIELS ET LES DIRECTIONS LINÉAMENTAIRES | 76 |
| 2-3 LA PERMÉABILITÉ INDUITE PAR LES PHOTOS-LINÉAMENTS..... | 78 |
| 2-3-1 Principe | 78 |
| 2-3-2 Perméabilités induites par les fractures du bassin versant de Bidi | 78 |
| 2-3-3 Variation spatiale de la perméabilité induite maximale..... | 82 |
| 2-3-4 Relation entre la perméabilité induite et le réseau hydrographique..... | 82 |

| | |
|---|------------|
| 3 - GÉOLOGIE STRUCTURALE..... | 85 |
| 3-1 LES STRUCTURES DE DÉFORMATION PRÉCOCE..... | 85 |
| 3-1-1 Schistosité dans les roches encaissantes..... | 85 |
| 3-1-2 Foliations internes du granite de Bidi..... | 86 |
| 3-2 LES STRUCTURES DE DÉFORMATIONS TARDIVES..... | 86 |
| 3-2-1 Les zones de cisaillements..... | 86 |
| 3-2-2 Les cassures fines..... | 89 |
| 3-2-3 Les fractures remplies..... | 89 |
| 3-2-4 Les fractures sèches..... | 90 |
| 3-2-5 Les failles..... | 91 |
| 3-2-6 La faille transcurrente sénestre N50°E de Koumbri..... | 92 |
| 3-3 IMPORTANCE HYDROGÉOLOGIQUE DES DIRECTIONS STRUCTURALES..... | 92 |
| DISCUSSION ET CONCLUSION..... | 94 |
| CONCLUSION SUR L'ÉTUDE DE LA FRACTURATION..... | 95 |
| CHAP. VIII - LES DIFFÉRENTS AQUIFÈRES ET LEURS CARACTÉRISTIQUES GÉOPHYSIQUES | 97 |
| 1 LA LOCALISATION DES DIFFÉRENTS AQUIFÈRES..... | 97 |
| 1-1 L'UTILISATION DES INDICES BIOLOGIQUES EN PROSPECTION..... | 97 |
| - Les termitières épigées..... | 97 |
| - Les végétaux hydrophiles..... | 98 |
| 1-2 L'IDENTIFICATION DES ANOMALIES CONDUCTRICES PAR LA GÉOPHYSIQUE..... | 98 |
| 1-2-1 La configuration des dispositifs de mesures géophysiques..... | 98 |
| Discussion..... | 98 |
| 1-2-2 Comparaison entre les différentes méthodes..... | 100 |
| - Les réponses des différentes méthodes..... | 100 |
| - La mise en oeuvre des différentes méthodes..... | 101 |
| 1-2-3 L'influence des mégafractures sur l'allure des courbes géophysiques..... | 102 |
| - Les failles..... | 103 |
| - Les contacts géologiques..... | 105 |
| - Les zones de cisaillement..... | 106 |
| 1-2-4 Les types de courbes de sondages électriques..... | 106 |
| - Courbes de sondages électriques en "fond de bateau"..... | 106 |
| - Courbes de sondages électriques en "cloche dans le fond de bateau"..... | 107 |
| - Courbes de sondages électriques en "cloche puis en fond de bateau"..... | 107 |
| - Courbes de sondages électriques à une "seule branche"..... | 113 |
| - Courbes de sondages électriques à "remontée traînante"..... | 113 |
| 1-2-5 Les sondages électromagnétiques..... | 113 |
| - Investigation latérale..... | 116 |
| - Investigation en profondeur..... | 118 |
| 2 LES AQUIFÈRES SUPERFICIELS..... | 118 |
| 2-1 L'AQUIFÈRE DE BAS-FOND..... | 118 |
| 2-1-1 Lithologie..... | 119 |
| 2-1-2 Les anciens axes de bas-fonds..... | 120 |
| 2-2 L'AQUIFÈRE DE CUIRASSE LATÉRITIQUE..... | 121 |
| 2-3 LES ALTÉRITES ARGILEUSES..... | 121 |
| 2-3-1 Largeur de la zone de broyage..... | 121 |
| Les anomalies conductrices..... | 121 |
| - Largeur de la zone de broyage..... | 123 |
| 2-3-2 Profondeur d'altération..... | 123 |
| 2-3-3 Le toit du substratum..... | 123 |
| 3 L'AQUIFÈRE PROFOND DE MILIEU FISSURÉ ET SA PRODUCTIVITÉ HYDRAULIQUE..... | 127 |
| CONCLUSION..... | 129 |
| CHAP. IX : LA CARACTÉRISATION HYDROCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES | 131 |
| 1 PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES..... | 131 |
| 2 CONCENTRATIONS DES PRINCIPAUX IONS..... | 132 |
| 2-1 LA BALANCE IONIQUE..... | 132 |
| 2-2 CARACTÈRES GÉNÉRAUX..... | 132 |
| 3 LES FACIÈS HYDROCHIMIQUES..... | 134 |
| 3-1 EAUX BICARBONATÉES SODIQUES ET BICARBONATÉES CALCIQUES..... | 135 |
| 3-2 EAUX CHLORURÉES SODIQUES ET EAUX CHLORURÉES CALCIQUES..... | 135 |
| 3-3 EAUX BICARBONATÉES MAGNÉSIENNES..... | 136 |

| | |
|--|------------|
| CONCLUSION..... | 136 |
| 4 CORRÉLATION ENTRE LES IONS MAJEURS..... | 136 |
| 5 QUALITÉ CHIMIQUE ET SIGNIFICATION DE CERTAINS COMPOSANTS CHIMIQUES..... | 138 |
| 5-1 POTABILITÉ CHIMIQUE DES EAUX..... | 138 |
| 5-2 LES NITRATES..... | 138 |
| 5-3 LA CONCENTRATION EN ARSENIC..... | 138 |
| CONCLUSION..... | 138 |
| CHAP. X - LA PIÉZOMÉTRIE ET LA RECHARGE DES NAPPES D'EAUX SOUTERRAINES..... | 140 |
| I LA NAPPE SUPERFICIELLE DE BAS-FOND..... | 140 |
| 1 1 - DISPOSITIF DE MESURE..... | 140 |
| 1-1 LES FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES..... | 141 |
| La recharge..... | 141 |
| Conclusion..... | 148 |
| La décharge..... | 149 |
| 2-2 EVALUATION DE LA RECHARGE..... | 150 |
| 2-2-1 L'infiltration à partir de la surface d'un bas-fond..... | 151 |
| Le bief de Gourga/Tilli..... | 151 |
| La mare de Samniwéogo..... | 152 |
| 2-2-2 Calcul de la recharge à partir du bilan hydrique du sol..... | 154 |
| - Estimation de la recharge due à la mare de Samniwéogo..... | 156 |
| - Recharge à la cote 230 cm..... | 157 |
| - Recharge à la cote 220 cm..... | 157 |
| - Recharge à la cote 210 cm..... | 157 |
| Recharge dans la zone du bief de Gourga/Tilli..... | 159 |
| 2-2-3 Evaluation spatiale de la recharge de la nappe superficielle de Gourga..... | 162 |
| 2 LA NAPPE DE LA BASE DES ALTÉRITES LATÉRIQUES..... | 163 |
| 2.1 - LE DISPOSITIF DE MESURE..... | 163 |
| 2.2 - LES FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES..... | 164 |
| - La recharge..... | 164 |
| - La décharge..... | 165 |
| - La carte piézométrique en basses eaux..... | 166 |
| - La carte piézométrique en hautes eaux..... | 168 |
| - Le battement de la nappe en 1995..... | 168 |
| 2.3 - LA RECHARGE DES NAPPES DE LA BASE DES ALTÉRITES LATÉRIQUES..... | 170 |
| 2.3-1 Cadre naturel du bassin de Samené..... | 170 |
| - Le milieu physique..... | 170 |
| - L'hydrographie..... | 171 |
| - L'occupation du sol..... | 173 |
| 2.3-2 Cartographie des états de surface..... | 173 |
| 2.4 PRINCIPE GÉNÉRAL DU CALCUL DE LA RECHARGE..... | 178 |
| 2.4.1 - L'évapotranspiration réelle (ETR)..... | 179 |
| 2.4.2 - Le stock hydrique du sol (ZNS) et la percolation..... | 179 |
| 2.4.3 - L'infiltration superficielle (Ie)..... | 180 |
| 2.4.4 - La hauteur et l'intensité de pluie (P)..... | 180 |
| 2.4.5 - La lame d'eau ruisselée (Lr)..... | 181 |
| 2.4.6 - La lame d'eau ruisselée en provenance de l'amont (Le)..... | 182 |
| 2.5 - RÉSULTATS..... | 182 |
| 2.5.1 - La lame d'eau ruisselée (Lr)..... | 183 |
| 2.5.2 - L'infiltration superficielle (Ie)..... | 183 |
| 2.5.3 - Le drainage à 1 mètre de profondeur (Dv)..... | 184 |
| - le stock initial (ou réserve minimale) en eau du sol en début de saison..... | 184 |
| - le stock hydrique maximal et le point de percolation..... | 184 |
| - Le ruissellement en provenance de l'amont..... | 185 |
| 2.6 - CALCUL DE LA RECHARGE À PARTIR DES FLUCTUATIONS DE LA NAPPE D'EAU SOUTERRAINE..... | 187 |
| 3 LA NAPPE DE L'AQUIFÈRE DE SOCLE FISSURÉ..... | 190 |
| 3 1 DISPOSITIF D'OBSERVATION..... | 190 |
| 3 2 FLUCTUATIONS PIÉZOMÉTRIQUES..... | 190 |
| DISCUSSION ET CONCLUSION..... | 191 |
| CONCLUSIONS GÉNÉRALES..... | 195 |

| | |
|--|--------------|
| 1 - LE MILIEU NATUREL | 195 |
| 2 - HYDROGÉOLOGIE STRUCTURALE..... | 196 |
| 3 - CARACTÉRISATION PHYSIQUE, HYDROCHIMIQUE ET PIÉZOMÉTRIQUE DES AQUIFÈRES | 199 |
| 4 - RECHARGE DES NAPPES SOUTERRAINES | 200 |
| PERSPECTIVES..... | 201 |
| RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES | 204 |
| LEXIQUE DES SIGLES, ABRÉVIATIONS ET SYMBOLES..... | I |
| <i>SIGLES</i> | <i>I</i> |
| <i>ABRÉVIATIONS</i> | <i>I</i> |
| <i>SYMBOLES</i> | <i>II</i> |
| LISTE DES FIGURES..... | I |
| LISTE DES TABLEAUX | II |
| ANNEXES..... | I |
| ANNEXE 1 : MILIEU NATUREL | II |
| ANNEXE II : HYDROGEOLOGIE STRUCTURALE | V |
| 1 - CARTE DES PHOTOS-LINEAMENTS DE LA REGION DE BIDI (VOIR POCLETTE) | VI |
| 2 - ROSACES LINEAMENTAIRES | VI |
| 4 - PRINCIPE DE LA PERMEABILITE INDUITE..... | VII |
| 1 LA TRANSMISSIVITÉ HYDRAULIQUE D'UNE FRACTURE..... | VII |
| 2 PERMÉABILITÉ DANS LE CAS DE PLUSIEURS FRACTURES..... | VII |
| 3 PERMÉABILITÉ D'UNE FRACTURE | VII |
| 3 PERMÉABILITÉS MAXIMALE (K1), MINIMALE (K2) ET MOYENNE (Km)..... | IX |
| ANNEXE III : TRAVAUX GEOPHYSIQUES REALISES | XI |
| 1 - TRAÎNÉS ÉLECTRIQUES DE LA CAMPAGNE 1993/1995 : | XII |
| 2 - PROFILS VLF DE LA CAMPAGNE 1993/1995 : | XII |
| 3 - PROFILS MAXMIN II (MAXI) RÉALISÉS AU COURS DE LA CAMPAGNE 1993/1995 : | XIII |
| ANNEXE IV : HYDROCHIMIE | XVI |
| 1 - RAPPORT IONIQUES..... | XVII |
| 2 - DIAGRAMME DE POTABILITÉ DES EAUX D'OUVRAGES DU BASSIN DE BIDI | XVIII |
| ANNEXE V : PIEZOMETRIE ET NIVELLEMENT..... | XIX |
| 5 - NIVELLEMENT DES PUIITS DU BASSIN DE BIDI | XXIII |
| ANNEXE VI : DESCRIPTION DES ETATS DE SURFACE DU PETIT BASSIN DE SAMENE..... | XXV |
| 1 - Les surfaces élémentaires | XXVI |
| a) Les surfaces élémentaires cultivées | XXVI |
| b) Les surfaces élémentaires à faible activité faunique et sans charge grossière importante..... | XXVII |
| c) Les surfaces élémentaires à faible activité faunique avec une charge grossière supérieure à 40 %..... | XXVIII |
| 2 - Description des lignes..... | XXIX |
| - LIGNE 1..... | XXIX |
| - LIGNE 2..... | XXIX |
| - LIGNE 3..... | XXIX |
| - LIGNE 4..... | XXIX |
| - LIGNE 5..... | XXX |
| - LIGNE 6..... | XXX |
| ORGANIGRAMME DE CALCUL DU BILAN HYDRIQUE DANS LA ZONE NON-SATUREE | XXXII |

ANNEXES

Annexe I : Milieu naturel

- 1 - Relevés pluviométriques à Bidi et à Samené en 1995
- 2- Carte morphologique du Nord-Yatenga

Annexe II: Hydrogéologie structurale

- 1- Photos-linéaments de la zone d'étude avec positionnement des profils géophysiques
- 2- Linéamentaire de la carte satellitaire SPOT à l'échelle 1/200 000
- 3- Rosaces linéamentaires
- 4- Perméabilité induite

Annexe III : Statistiques des mesures géophysiques

Annexe IV : Hydrochimie

Diagrammes de potabilité des eaux du bassin de Bidi

Annexe V : Piézométrie

- 1-Mesures piézométriques pendant la période d'observation 1993-1995
- 2-Cartes piézométriques dans le bief de Gourga/Tilli

Annexe VI : Les états de surface du petit bassin de Samené

Organigramme de calcul de la percolation

ANNEXE 1 : MILIEU NATUREL

I - Relevés pluviométriques en 1995 à Bidi et à Samené, province du Yatenga

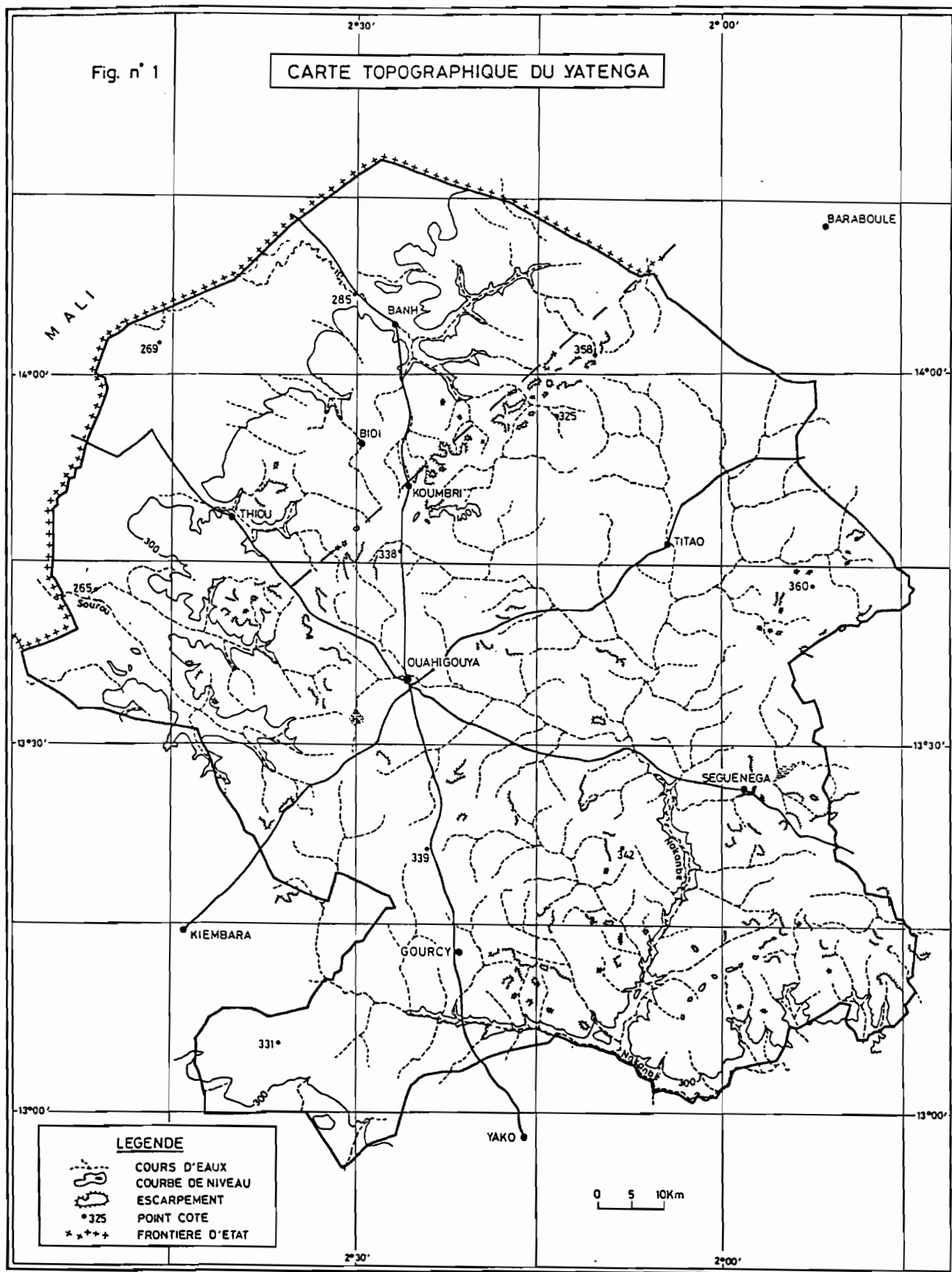
Station de Samené

| Date | A | M | J | Jt | A | S |
|-------|---|---|------|------|-------|-----|
| 1 | | | | | 13,0 | |
| 2 | | | | | 2,5 | |
| 3 | | | | | 0,1 | 8,4 |
| 4 | | | | | 11,3 | |
| 5 | | | | | | |
| 6 | | | | 0,4 | 5,3 | |
| 7 | | | | | | |
| 8 | | | | | 16,5 | 9,7 |
| 9 | | | | 1,0 | | |
| 10 | | | | | | |
| 11 | | | | 0,6 | 30,8 | |
| 12 | | | | | | 4,3 |
| 13 | | | | | 26,5 | |
| 14 | | | | | 16,5 | 8,5 |
| 15 | | | | | 49,7 | |
| 16 | | | | | 5,2 | |
| 17 | | | | 14,9 | 8,9 | |
| 18 | | | | 4,4 | | |
| 19 | | | | | 25,5 | |
| 20 | | | | | | |
| 21 | | | | | 1,2 | |
| 22 | | | 2,9 | 1,7 | | |
| 23 | | | | | 1,7 | |
| 24 | | | | 28,1 | | |
| 25 | | | 2,2 | | 1,2 | |
| 26 | | | | 1,1 | | |
| 27 | | | | | | |
| 28 | | | | 0,8 | | |
| 29 | | | | | | |
| 30 | | | 8,1 | 3,9 | 11,8 | |
| 31 | | | | | | |
| Total | | | 13,2 | 56,9 | 227,7 | 3,9 |

Station de Bidi/Nayiri

| Date | A | M | J | Jt | A | S |
|-------|------|------|------|------|-------|-------|
| 1 | | | | | 18,5 | |
| 2 | | | 12,0 | | | 15,8 |
| 3 | | | | | 4,4 | |
| 4 | | 8,0 | | | 16,8 | |
| 5 | 12,0 | | | | | |
| 6 | | | 4,4 | 8,4 | 6,4 | |
| 7 | | | | | | |
| 8 | | | 4,6 | | 21,8 | |
| 9 | | | | | 0,5 | 9,5 |
| 10 | | 3,1 | 15,3 | 2,6 | | |
| 11 | | | | 1,4 | 30,7 | |
| 12 | | | | | 3,2 | |
| 13 | | | | | | 7,7 |
| 14 | | | 41,0 | | 0,6 | |
| 15 | | | | | 5,5 | 2,3 |
| 16 | 10,7 | | | | 12,2 | |
| 17 | | | | 12,4 | 18,0 | |
| 18 | | | | 20,0 | | |
| 19 | | 2,8 | | | 29,0 | |
| 20 | | | | | | |
| 21 | | | | | 1,5 | |
| 22 | | 0,2 | 5,0 | | | |
| 23 | | | | | 18,2 | 54,0 |
| 24 | | 18,8 | | 14,3 | | 11,1 |
| 25 | 4,2 | | 1,5 | | 4,0 | |
| 26 | | | | | | |
| 27 | | | | | | 24,2 |
| 28 | | | | | 3,0 | |
| 29 | | 10,1 | | | | |
| 30 | | | 4,2 | 7,5 | 17,5 | |
| 31 | | | | | | |
| Total | 26,9 | 43,0 | 88,0 | 66,6 | 221,8 | 124,6 |

Annexe I : 2 - Carte morphologique du Nord-Yatenga

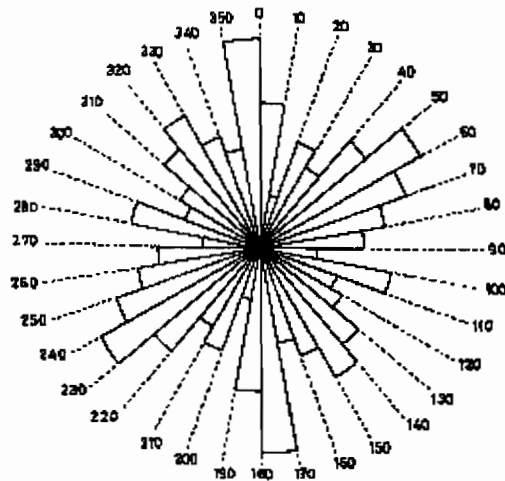


ANNEXE II : HYDROGEOLOGIE STRUCTURALE

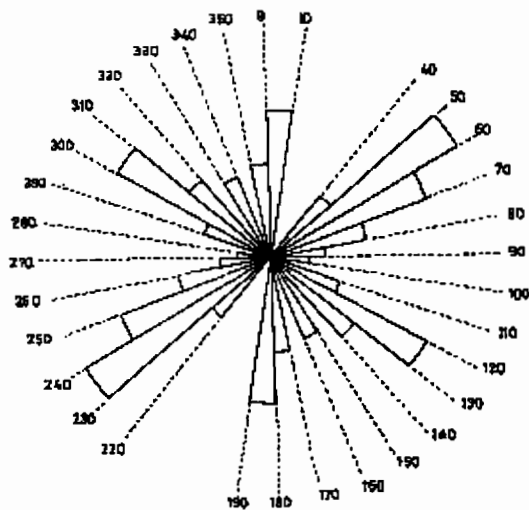
1 - CARTE DES PHOTOS-LINEAMENTS DE LA REGION DE BIDI (VOIR POCLETTE)

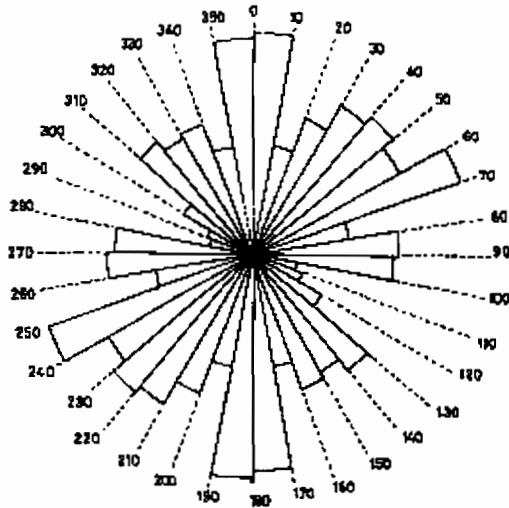
2 - ROSACES LINEAMENTAIRES

A/ Image satellitaire SPOT à l'échelle 1/80 000



B/ Image satellitaire SPOT multispectrale XS





4 - PRINCIPE DE LA PERMEABILITE INDUITE

1 LA TRANSMISSIVITÉ HYDRAULIQUE D'UNE FRACTURE

La transmissivité hydraulique de chaque fracture est donnée par la formule :

$T = K_f e$ avec T : transmissivité hydraulique, propriété directionnelle (m^2/s) ; K_f : conductivité hydraulique de la zone broyée (m/s) ; e : épaisseur de la zone broyée (m)

2 PERMÉABILITÉ DANS LE CAS DE PLUSIEURS FRACTURES

Le tenseur de perméabilité K qui exprime l'effet cumulé de plusieurs fractures est la somme des tenseurs relatifs de chaque fracture :

$$K = K_1 + K_2 + \dots + K_i + \dots + K_n$$

3 PERMÉABILITÉ D'UNE FRACTURE

On définit la perméabilité (K) d'une fracture de longueur (L) par rapport à un espace délimité par un cercle de diamètre D (Fig. 1), à l'aide de la formule :

$$K = K_f \frac{e}{D}$$

K : perméabilité équivalente pour un système continu (m/s) ; K_f : perméabilité de la zone broyée (m/s) ; e : ouverture moyenne de la fracture (m) ; D : diamètre du cercle (m).

La fracture est supposée continue à l'intérieur du cercle considéré ; on peut donc écrire :

$$K = K_f \frac{A}{D} L = \frac{K_f A}{D} L = CL$$

et la formule devient : $K = CL$ avec L : longueur de la fracture (en m) et C : coefficient de proportionnalité

Par conséquent, K doit être considéré comme un tenseur symétrique de deuxième ordre, du fait de l'écoulement en milieu anisotrope. Or, la loi de Darcy dans un tel milieu s'exprime par la relation :

$$(1) \quad \vec{V} \cdot \vec{n} = -K(\vec{n}) \vec{J} \cdot \vec{n}$$

\vec{V} = vecteur vitesse d'infiltration ; \vec{n} = direction considérée de composantes (a,b) ;
 \vec{J} = vecteur gradient du drainage ; $K(\vec{n})$ = perméabilité relative suivant la direction \vec{n}

Ainsi, en tout point du terrain, il existe un couple $\vec{V} \begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix}$ et $\vec{J} \begin{pmatrix} i \\ j \end{pmatrix}$ tel que à partir de l'équation (1),

on ait :

$$(2) \quad au + bv = -K(a,b) \cdot (ai+bj)$$

Pour une direction orthogonale à \vec{n} , l'expression de la même formule (2) montre que : $a = \cos\lambda = -b'$ et $b = \sin\lambda = a'$

On en déduit : (3) $-b'u + a'v = -K'(a',b') \cdot (-b'i+a'j)$

Des équations (2) et (3) on tire :

$$-u = (a^2K + b^2K') \cdot i + ab(K + K') \cdot j = Ka \cdot i + Kb \cdot j$$

$$-v = ab(K-K') \cdot i + (b^2K + a^2K') \cdot j = Kc \cdot i + Kc' \cdot j$$

$$\text{d'où :} \quad \vec{V} = K \vec{J}$$

avec les vecteurs propres de la matrice $K \begin{pmatrix} Ka & Kb \\ Kb & Kc \end{pmatrix}$

En supposant que le coefficient de perméabilité relative K' est nul perpendiculairement à K ,

$$-u = (K\cos^2\lambda)i + (K\cos\lambda\sin\lambda)j$$

$$-v = (K\cos\lambda\sin\lambda)i + (K\sin^2\lambda)j$$

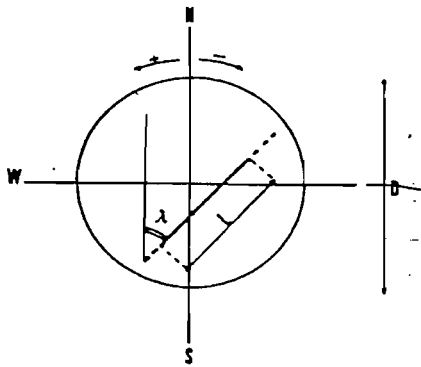


Fig. 1 : Caractérisation et orientation d'une fracture par rapport au Nord géographique

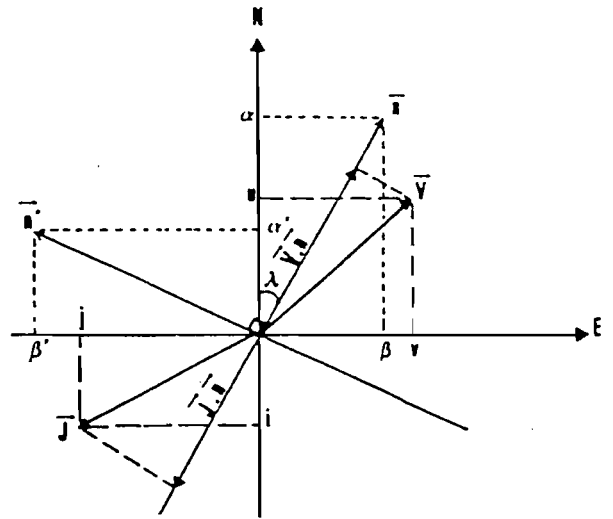


Fig. 2 : Schéma des directions d'écoulement et de l'orientation des perméabilités induites par les fractures dans un milieu anisotrope

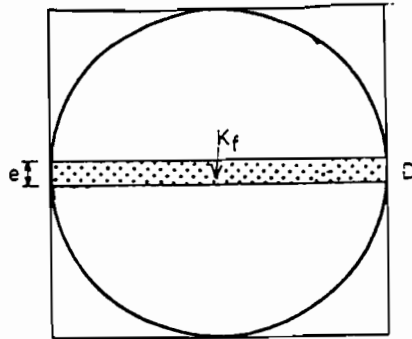


Fig. 3 : Schéma d'une fracture dans un espace délimité par un cercle de diamètre D

Par rapport aux axes NS-EW, les composantes du tenseur K_i (pour la fracture i) sont :

$$K_a = \alpha CL \cos^2 \lambda ; K_c = -\alpha CL \sin \lambda \cdot \cos \lambda ; K_b = \alpha CL \sin^2 \lambda$$

pour $\alpha = K_f/D$

Ces résultats permettent de caractériser chaque fracture uniquement par sa longueur (L_i) et son orientation (λ_i) par rapport au Nord ; λ_i est compté positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est (Fig. 3). Cette formule montre que la corrélation entre directions de perméabilités de Franciss et rosace linéamentaire des longueurs cumulées par classes directionnelles sera meilleure par rapport à la rosace directionnelle.

3 PERMÉABILITÉS MAXIMALE (K1), MINIMALE (K2) ET MOYENNE (K_m)

Les vecteurs propres de la matrice K (

| | |
|-------|-------|
| K_a | K_b |
| K_b | K_c |

)

donnent les valeurs des perméabilités principales (K_1) et (K_2) ; ils indiquent la direction de la perméabilité maximale (λ_1) qui est perpendiculaire à la direction de la perméabilité minimale (λ_2) :

$$\lambda \left(\frac{1}{2} \right) = \frac{1}{2} \text{tg}^{-1} \frac{2K_b}{K_b - K_a}$$

$$\text{et } K \left(\frac{1}{2} \right) = \frac{1}{2} (K_a + K_b) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(K_a - K_c)^2 + 4K_b^2}$$

avec $K_a = \alpha CL \cos^2 \lambda ; K_c = \alpha CL \sin^2 \lambda ; K_b = -\alpha CL \sin \lambda \cdot \cos \lambda$
pour $\alpha = K_f/D$

d'où $K_i = CL \cos^2 \lambda$
c'est-à-dire :

$$K_1 = 0.5 \frac{K_f}{D} CL [1 + \cos^2 \lambda - \sin \lambda \cos \lambda]$$

et

$$K_2 = 0.5 \frac{K_f}{D} CL [1 - \cos^2 \lambda + \sin \lambda \cos \lambda]$$

$$\lambda_1 = 0.5 \operatorname{tg}^{-1} \frac{-2 \sin \lambda}{\sin \lambda + \cos \lambda} \pi$$

$$\lambda_2 = \pi / 2 + \lambda_1$$

La perméabilité moyenne est obtenue par la relation :

$$K_{\text{moy}} = \frac{1}{2} (K_1 + K_2)$$

ANNEXE III : TRAVAUX GEOPHYSIQUES REALISES

1 - TRAÎNÉS ÉLECTRIQUES DE LA CAMPAGNE 1993/1995 :

| N des profils | longueur (m) | direction en degrés vers l'Est | Remarques |
|---------------|--------------|--------------------------------|------------------------------------|
| 1 | 1150 | N270 | se1, M83 ; se2, M90 |
| 2 | 1100 | N90 | se3, M17 ; se4 M62 |
| 3 | 710 | N90 | se5, M3 |
| 5 | 700 | N180 | |
| 8 | 710 | N90 | se6, M14 ; se7 M26 ; se8, M31 |
| 10 | 760 | N180 | se 18, M9 |
| 12 | 430 | N90 | |
| 16 | 610 | N0 | |
| 17 | 680 | N0 | se9, M18,5 ; se10, M42 ; se11, M48 |
| 18 | 660 | N0 | se 12, M30 ; se13, M43 ; se14, M58 |
| 20 | 500 | N80 | |
| 21 | 680 | N80 | se15, M56; sis, M3 |
| | | | |
| Total | 7 280 | | 17 se, 1 sis |

pour tous les traînés : AB=180 m, MN=20 m ; se : sondage électrique vertical, sem : sondage électromagnétique (Max1 et Max2) ; sis : sondage de sismique réfraction.

2 - PROFILS VLF DE LA CAMPAGNE 1993/1995 :

| N des profils | longueur (m) | direction | Remarques |
|---------------|--------------|-----------|--|
| 17 | 560 | N0 | |
| 18 | 600 | N0 | em16-R sem1, M30 ; sem2, M43 sem3, M58 |
| 21 | 710 | N260 | sem4, M56 |
| 22 | 690 | N260 | |
| Total | 2 560 | | 1 em16-R ; 4 sem |

**3 - PROFILS MAXMIN II (MAX1) RÉALISÉS AU COURS DE LA CAMPAGNE
1993/1995 :**

| N des profils | longueur (m) | Direction | Remarques |
|---------------|--------------------|-----------|---|
| 1 | 1150 | N270 | L=50m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 2 | 1100 | N90 | L=50m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 3 | 710 | N90 | L=50m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 4 | 1680 | N180 | L=50m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 5 | 700 (4 fréquences) | N0 | L=100, pas de 10m et L=50m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=50m ; f=3520 Hz, l=100m ; f=1760 Hz, l=100m ; f=7040 Hz, l=100m |
| 6 | 1610 + 1100 | N0 | L=50m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m ; f=1760 Hz, l=100m ; f=7040 Hz, l=100m. |
| 7 | 1120+1120 +1120 | N90 | L=50m, pas de 10m ; f=1760, 3520 et 7040 Hz pour l=100m |
| 8 | 710 | N90 | L=100m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 9 | 930 | N180 | L=100m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 10 | 760 | N180 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 11 | 700 | N90 | L=100m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 12 | 830 | N90 | L=100m, pas de 10m ; f=3520 Hz, l=100m |
| 13 | 700 | N305 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 14 | 610 | N130 | L=50m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 15 | 610 | N180 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 16 | 610 | N0 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 17 | 680 | N0 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 18 | 660 | N0 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 19 | 300 | N180 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 20 | 560 | N295 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 21 | 710 | N260 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m ; L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| 22 | 720 | N260 | L=100m, pas de 10m ; f=3520Hz, l=100m |
| Total | 23 600 | | |

Soit :

12 profils électriques Schlumberger, 22 profils Maxmin (Max1), 4 layonnages EM 16, 18 sondages électriques verticaux Schlumberger, 5 sondages électromagnétiques de fréquences (le 5^e sondage a été réalisé sur un puits villageois sur substratum amphibolitique), 1 sondage de sismique réfraction.

4 - Interprétation de quelques sondages électriques verticaux

SE 11 Ro (Ohms.m) e (m)

| | | | |
|----|------|----|-----------------------|
| c1 | 670 | 3 | cuirasse |
| c2 | 111 | 36 | altérites argileuse s |
| c3 | 1200 | | substratum granitique |

SE 12

| | | | |
|----|------|----|-----------------------|
| c1 | 1300 | 2 | cuirasse |
| c2 | 186 | 34 | altérites argileuses |
| c3 | 7700 | | substratum granitique |

SE 13

| | | | |
|----|------|-----|-----------------------|
| c1 | 725 | 1,6 | gravillons sableux |
| c2 | 103 | 13 | altérites argileuses |
| c3 | 1600 | | substratum granitique |

SE 15 Ro (Ohms.m) e (m)

| | | | |
|----|------|-----|------------------------------------|
| c1 | 182 | 1,2 | gravillons sableux, sable grossier |
| c2 | 50 | 13 | altérites argileuse s |
| c3 | 24 | 30 | altérites argileuse s humides |
| c4 | 1230 | | substratum granitique |

SE 19

| | | | |
|----|------|------|--------------------------------|
| c1 | 145 | 1,55 | sable latéritique |
| c2 | 650 | 3 | cuirasse |
| c3 | 70 | 32 | altérites argileuses |
| c4 | 518 | 150 | arènes grenues (socle fissuré) |
| c5 | 1700 | | substratum granitique |

SE 9

| | | | |
|----|------|-----|---------------------------|
| c1 | 90 | 1 | sable fin |
| c2 | 622 | 3,4 | cuirasse |
| c3 | 13,8 | 16 | altérites argileuses |
| c4 | 470 | | arènes grenues argileuses |

SE 10

| | | | |
|----|------|------|------------------------------|
| c1 | 112 | 0,75 | sable |
| c2 | 291 | 3,4 | cuirasse gravillonnaire |
| c3 | 6 | 4 | altérites argileuses humides |
| | 1100 | | socle granitique |

SE 6

| | | | |
|----|------|----|--------------------------------|
| c1 | 1186 | 1 | carapace |
| c2 | 160 | 10 | horizons gravillonnaires noyés |
| c3 | 24 | 14 | altérites argileuses |
| c4 | 1316 | | substratum granitique |

SE 14

| | | | |
|----|------|----|-----------------------|
| c1 | 1700 | 3 | cuirasse |
| c2 | 94 | 46 | altérites argileuses |
| c3 | 3500 | | substratum granitique |

SE 5

| | | | |
|----|-----|-----|-------------------------|
| c1 | 295 | 0,7 | sables limoneux |
| c2 | 134 | 3 | sables limoneux humides |
| c3 | 300 | 8 | gravillons sableux |
| c4 | 51 | 19 | argiles sableuses |
| c5 | | | substratum granitique |

SE 23

| | | | |
|----|--------|-----|-------------------------------|
| c1 | 345 | 1,2 | sables gravillonnaires |
| c2 | 66 | 14 | argiles sableuses détritiques |
| c3 | 45 000 | | substratum granitique |

SE 22

| | | | |
|----|------|----|-----------------------|
| c1 | 124 | 14 | sable limoneux |
| c2 | 5000 | | substratum granitique |

SE 2**DPFH**

| | | | |
|----|------|----|-----------------------|
| c1 | 40 | 3 | sable limoneux |
| c2 | 258 | 10 | gravillons sableux |
| c3 | 55 | 46 | argiles sableuses |
| c4 | 4000 | | substratum granitique |

SE 2

| | | | |
|----|------|-----|-----------------------|
| c1 | 250 | 1 | sable gravillonnaire |
| c2 | 13 | 0,3 | argile sableuse |
| c3 | 460 | 30 | argile sableuse |
| c4 | 6000 | | substratum granitique |

SE21

| | | | |
|----|------|-----|-----------------------|
| c1 | 351 | 1,7 | sable gravillonnaire |
| c2 | 72 | 22 | altérites argileuses |
| c3 | 1050 | 70 | socle fissuré |
| c4 | 4500 | | substratum granitique |

SE 18

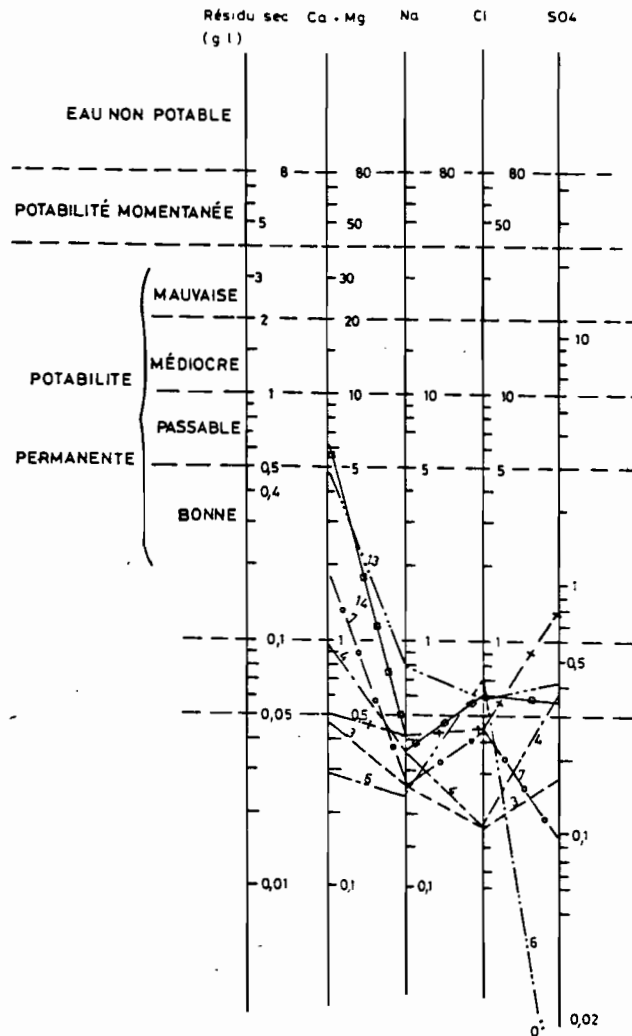
| | | | |
|----|------|----|------------------------|
| c1 | 648 | 1 | carapace |
| c2 | 320 | 2 | sable gravillonnaire |
| c3 | 860 | 2 | cuirasse noyée |
| c4 | 79 | 79 | altérites argileuses |
| c5 | 17 | 19 | socle fissuré (arènes) |
| c6 | 2500 | | substratum granitique |

ANNEXE IV : HYDROCHIMIE

1 - RAPPORT IONIQUES

| Puits ou Forage | pH à 25C | Cond. | Turbidité | TA | TAC | Dureté totale | Mg/Ca | SO4/Cl | Na/Cl | Na/K | Ca/+ | Mg/+ | Na/+ | K/+ | NH4/+ | HCO3/- | CL/- | SO4/- | NO3/- |
|---------------------------|----------|-------|-----------|------|------|---------------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| HOM 15/4/95 | 6,60 | 226,0 | 49,0 | 0,00 | 9,8 | 3,50 | 0,583 | 0,039 | 0,877 | 1,174 | 0,166 | 0,097 | 0,39 | 0,333 | 0,01 | 0,353 | 0,523 | 0,020 | 0,098 |
| Dabéré 14/7/91 | 6,93 | | | 0,00 | 3,4 | 1,22 | 0,526 | 0,624 | 1,542 | 7,233 | 0,211 | 0,111 | 0,54 | 0,075 | 0,04 | 0,495 | 0,195 | 0,121 | 0,134 |
| Dabéré 6/10/91 | 6,35 | | | 0,00 | 4,2 | 8,76 | 0,993 | 0,924 | 1,423 | 2,102 | 0,252 | 0,251 | 0,27 | 0,128 | 0,09 | 0,628 | 0,135 | 0,125 | 0,103 |
| Dabéré 8/5/95 | 6,55 | 189,3 | 53,0 | 0,00 | 1,8 | 4,60 | 0,542 | 0,352 | 0,298 | 2,081 | 0,412 | 0,223 | 0,24 | 0,116 | 0,00 | 0,159 | 0,521 | 0,183 | 0,131 |
| Banfora 8/5/95 | 6,54 | 70,6 | 173,0 | 0,00 | 3,5 | 2,70 | 2,396 | 1,710 | 0,965 | 4,348 | 0,135 | 0,324 | 0,36 | 0,085 | 0,05 | 0,344 | 0,221 | 0,378 | 0,042 |
| Dispensaire 15/4/95 | 6,50 | 104,0 | 461,00 | 0,00 | 3,5 | 1,50 | 0,500 | 0,000 | 0,354 | 0,880 | 0,213 | 0,106 | 0,25 | 0,289 | 0,01 | 0,442 | 0,427 | 0,000 | 0,125 |
| forage Gourga 14/7/91 | 6,73 | | | 0,00 | 8,51 | 8,30 | 0,999 | 0,222 | 0,539 | 8,796 | 0,428 | 0,428 | 0,13 | 0,015 | 0,00 | 0,659 | 0,182 | 0,040 | 0,113 |
| forage Gourga 6/10/91 | 6,26 | | 0,28 | 0,00 | 6,3 | 6,87 | 0,525 | 0,424 | 1,120 | 2,427 | 0,470 | 0,247 | 0,20 | 0,083 | 0,00 | 0,612 | 0,167 | 0,071 | 0,126 |
| forage Gourga 8/5/95 | 6,88 | 215,0 | 4,00 | 0,00 | 9,2 | 7,10 | 0,823 | 0,000 | 1,684 | 5,759 | 0,333 | 0,274 | 0,33 | 0,058 | 0,00 | 0,743 | 0,188 | 0,000 | 0,060 |
| forage Silmimossi 28/5/94 | 6,50 | 115,0 | 0,40 | 0,00 | 6,9 | 6,80 | 0,625 | 0,036 | 4,894 | 8,817 | 0,418 | 0,262 | 0,28 | 0,032 | 0,00 | 0,829 | 0,069 | 0,003 | 0,076 |
| forage Silmimossi 8/5/95 | 7,09 | 147,2 | 10,00 | 0,00 | 6,5 | 4,70 | 0,817 | 0,000 | 2,092 | 4,137 | 0,267 | 0,218 | 0,40 | 0,099 | 0,00 | 0,642 | 0,188 | 0,000 | 0,155 |
| Tindjem 17/5/95 | 6,87 | 244,0 | 5,00 | 0,00 | 13,0 | 9,30 | 0,763 | 0,000 | 0,879 | 1,875 | 0,423 | 0,322 | 0,16 | 0,087 | 0,0 | 0,839 | 0,150 | 0,000 | 0,002 |
| Dissa busé 8/5/95 | 6,38 | 608,0 | 5,00 | 0,00 | 24,8 | 25,00 | 1,994 | 0,740 | 1,323 | 5,549 | 0,281 | 0,561 | 0,13 | 0,024 | 0,0 | 0,824 | 0,098 | 0,073 | 0,001 |
| Dissa Forage 8/5/95 | 7,64 | 455,0 | 6,00 | 0,00 | 19,8 | 23,10 | 1,667 | 0,585 | 0,581 | 2,081 | 0,344 | 0,573 | 0,05 | 0,027 | 0,00 | 0,777 | 0,119 | 0,069 | 0,035 |
| Saméné/ Diallobé | 6,00 | 70,0 | 11,00 | 0,00 | 1,0 | 0,70 | 0,729 | 0,000 | 0,220 | 0,512 | 0,142 | 0,103 | 0,24 | 0,481 | 0,02 | 0,224 | 0,710 | 0,000 | 0,063 |
| Saméné/ Tangzougou | 6,10 | 228,0 | 49,00 | 0,00 | 9,8 | 3,50 | 0,525 | 0,000 | 0,370 | 2,849 | 0,338 | 0,177 | 0,13 | 0,047 | 0,28 | 0,778 | 0,196 | 0,000 | 0,020 |
| Saméné/ Nayiri | 6,00 | 79,0 | 13,00 | 0,00 | 1,1 | 1,10 | 0,625 | 0,017 | 0,239 | 5,765 | 0,216 | 0,135 | 0,53 | 0,092 | 0,01 | 0,130 | 0,736 | 0,012 | 0,118 |
| Saméné/ Tangpooré | 6,00 | 33,0 | 56,00 | 0,00 | 1,1 | 0,50 | 0,694 | 0,000 | 0,187 | 3,000 | 0,201 | 0,140 | 0,33 | 0,112 | 0,18 | 0,267 | 0,650 | 0,000 | 0,078 |
| Saméné/ Ladjiyiri | 6,80 | 259,0 | 6,00 | 0,00 | 5,5 | 8,20 | 0,469 | 0,000 | 0,159 | 1,643 | 0,484 | 0,227 | 0,17 | 0,108 | 0,00 | 0,268 | 0,629 | 0,000 | 0,087 |

2 - DIAGRAMME DE POTABILITÉ DES EAUX D'OUVRAGES DU BASSIN DE BIDI



ANNEXE V : PIEZOMETRIE ET NIVELLEMENT

1 - Piézométrie de la région de Bidi, province du Yatenga
Puits du plateau de Samené

| Date | Tangzougou | | Nayiri | | Ladji Yiri | | Puits buse | | Diallobé | | Tangpoore | |
|------------|------------|----------|-----------|----------|------------|----------|------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) |
| 30-nov-93 | 17,72 | 0,80 | 13,35 | 5,29 | 13,23 | 7,50 | 16,30 | 4,77 | 18,20 | 4,94 | 16,65 | 5,82 |
| 15-déc-93 | 17,57 | 0,95 | 13,54 | 5,10 | 14,14 | 6,59 | 15,85 | 5,22 | 17,80 | 5,34 | 16,56 | 5,91 |
| 30-déc-93 | 17,58 | 0,94 | 13,63 | 5,01 | 14,15 | 6,58 | 16,07 | 5,00 | 18,00 | 5,14 | 16,70 | 5,77 |
| 16-janv-94 | 17,80 | 0,72 | 13,84 | 4,80 | 14,30 | 6,43 | 16,13 | 4,94 | 18,73 | 4,41 | 16,63 | 5,84 |
| 30-janv-94 | 17,80 | 0,72 | 13,85 | 4,79 | 14,33 | 6,40 | 16,33 | 4,74 | 18,30 | 4,84 | 16,73 | 5,74 |
| 15-févr-94 | 17,68 | 0,84 | 14,05 | 4,59 | 14,90 | 5,83 | 16,40 | 4,67 | 18,85 | 4,29 | 17,03 | 5,44 |
| 01-mars-94 | 17,90 | 0,62 | 14,00 | 4,64 | 14,95 | 5,78 | 16,52 | 4,55 | 18,97 | 4,17 | 17,20 | 5,27 |
| 15-mars-94 | 17,75 | 0,77 | 14,25 | 4,39 | 15,10 | 5,63 | 16,93 | 4,14 | 19,55 | 3,59 | 17,31 | 5,16 |
| 30-mars-94 | 17,85 | 0,67 | 14,31 | 4,33 | 15,33 | 5,40 | 17,24 | 3,83 | 19,35 | 3,79 | 17,30 | 5,17 |
| 15-avr-94 | 17,85 | 0,67 | 14,43 | 4,21 | 15,50 | 5,23 | 17,47 | 3,60 | 19,00 | 4,14 | 17,00 | 5,47 |
| 30-avr-94 | 18,05 | 0,47 | 14,52 | 4,12 | 15,63 | 5,10 | 17,70 | 3,37 | 19,22 | 3,92 | 17,33 | 5,14 |
| 14-mai-94 | 18,14 | 0,38 | 14,65 | 3,99 | 15,37 | 5,36 | 17,10 | 3,97 | 19,40 | 3,74 | 17,33 | 5,14 |
| 30-mai-94 | 18,00 | 0,52 | 14,60 | 4,04 | 15,30 | 5,43 | 16,95 | 4,12 | 19,15 | 3,99 | 17,20 | 5,27 |
| 15-juin-94 | 18,05 | 0,47 | 14,55 | 4,09 | 15,25 | 5,48 | 16,70 | 4,37 | 19,03 | 4,11 | 17,00 | 5,47 |
| 01-juil-94 | 17,88 | 0,64 | 14,55 | 4,09 | 15,30 | 5,43 | 16,80 | 4,27 | 18,90 | 4,24 | 17,25 | 5,22 |
| 14-juil-94 | 17,90 | 0,62 | 14,55 | 4,09 | 15,33 | 5,40 | 16,87 | 4,20 | 18,80 | 4,34 | 17,20 | 5,27 |
| 29-juil-94 | 17,40 | 1,12 | 14,40 | 4,24 | 15,20 | 5,53 | 16,50 | 4,57 | 18,67 | 4,47 | 17,03 | 5,44 |
| 12-déc-94 | 17,40 | 1,12 | 13,29 | 5,35 | 13,50 | 7,23 | 16,12 | 4,95 | 17,10 | 6,04 | 16,60 | 5,87 |
| 12-déc-94 | 17,45 | 1,07 | 13,70 | 4,94 | 13,80 | 6,93 | 16,20 | 4,87 | 17,40 | 5,74 | 16,70 | 5,77 |
| 30-déc-94 | 17,52 | 1,00 | 13,80 | 4,84 | 14,20 | 6,53 | 16,70 | 4,37 | 17,80 | 5,34 | 16,80 | 5,67 |
| 31-janv-95 | 17,58 | 0,94 | 14,00 | 4,64 | 14,80 | 5,93 | 18,60 | 2,47 | 18,00 | 5,14 | 16,85 | 5,62 |
| 16-févr-95 | 17,60 | 0,92 | 14,15 | 4,49 | 15,04 | 5,69 | 16,72 | 4,35 | 18,17 | 4,97 | 16,87 | 5,60 |
| 01-mars-95 | 17,97 | 0,55 | 14,30 | 4,34 | 15,25 | 5,48 | 17,42 | 3,65 | 18,33 | 4,81 | 17,87 | 4,60 |
| 16-mars-95 | 17,90 | 0,62 | 14,37 | 4,27 | 14,54 | 6,19 | 17,83 | 3,24 | 18,46 | 4,68 | 17,88 | 4,59 |
| 31-mars-95 | 18,30 | 0,22 | 14,68 | 3,96 | 14,55 | 6,18 | 18,10 | 2,97 | 18,51 | 4,63 | 17,82 | 4,65 |
| 16-avr-95 | 18,30 | 0,22 | 14,60 | 4,04 | 15,40 | 5,33 | 17,80 | 3,27 | 18,90 | 4,24 | 17,24 | 5,23 |
| 02-mai-95 | 18,20 | 0,32 | 14,65 | 3,99 | 15,25 | 5,48 | 17,83 | 3,24 | 19,00 | 4,14 | 17,30 | 5,17 |
| 16-mai-95 | 18,00 | 0,52 | 14,65 | 3,99 | 15,03 | 5,70 | 17,63 | 3,44 | 19,20 | 3,94 | 17,10 | 5,37 |
| 31-mai-95 | 18,15 | 0,37 | 15,00 | 3,64 | 14,90 | 5,83 | 17,15 | 3,92 | 19,00 | 4,14 | 17,05 | 5,42 |
| 16-juin-95 | 18,30 | 0,22 | 14,90 | 3,74 | 14,45 | 6,28 | 17,18 | 3,89 | 18,32 | 4,82 | 17,14 | 5,33 |
| 04-juil-95 | 18,25 | 0,27 | 15,00 | 3,64 | 15,45 | 5,28 | 17,31 | 3,76 | 18,20 | 4,94 | 17,00 | 5,47 |
| 17-juil-95 | 18,15 | 0,37 | 14,04 | 4,60 | 15,00 | 5,73 | 16,70 | 4,37 | 17,92 | 5,22 | 17,05 | 5,42 |
| 06-août-95 | 18,20 | 0,32 | 14,43 | 4,21 | 15,23 | 5,50 | 17,10 | 3,97 | 16,10 | 7,04 | 17,00 | 5,47 |
| 11-août-95 | 18,20 | 0,32 | 14,70 | 3,94 | 15,15 | 5,58 | 17,05 | 4,02 | 16,00 | 7,14 | 17,05 | 5,42 |
| 16-août-95 | 18,20 | 0,32 | 14,70 | 3,94 | 15,10 | 5,63 | 17,01 | 4,06 | 15,90 | 7,24 | 17,00 | 5,47 |

2 - Piézométrie de la région de Bidi, province du Yatenga
Puits du plateau de Samené

| Date | Tangzougou | | Nayiri | | Ladji Yiri | | Puits buse | | Diallobé | | Tangpoore | |
|------------|------------|----------|-----------|----------|------------|----------|------------|----------|-----------|----------|-----------|----------|
| | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) |
| 21-août-95 | 18,10 | 0,42 | 14,68 | 3,96 | 15,07 | 5,66 | 16,81 | 4,26 | 15,85 | 7,29 | 17,00 | 5,47 |
| 26-août-95 | 18,00 | 0,52 | 14,03 | 4,61 | 14,90 | 5,83 | 16,65 | 4,42 | 15,70 | 7,44 | 17,03 | 5,44 |
| 31-août-95 | 17,80 | 0,72 | 13,35 | 5,29 | 14,50 | 6,23 | 16,38 | 4,69 | 15,25 | 7,89 | 16,92 | 5,55 |
| 06-sept-95 | 17,20 | 1,32 | 12,23 | 6,41 | 12,20 | 8,53 | 15,13 | 5,94 | 15,45 | 7,69 | 16,60 | 5,87 |
| 11-sept-95 | 16,95 | 1,57 | 12,09 | 6,55 | 12,10 | 8,63 | 15,02 | 6,05 | 15,16 | 7,98 | 16,51 | 5,96 |
| 16-sept-95 | 16,81 | 1,71 | 11,90 | 6,74 | 11,90 | 8,83 | 15,00 | 6,07 | 15,14 | 8,00 | 15,50 | 6,97 |
| 21-sept-95 | 16,15 | 2,37 | 11,50 | 7,14 | 11,85 | 8,88 | 14,83 | 6,24 | 15,10 | 8,04 | 15,21 | 7,26 |
| 26-sept-95 | 15,10 | 3,42 | 11,23 | 7,41 | 11,90 | 8,83 | 14,20 | 6,97 | 14,70 | 8,44 | 14,14 | 8,33 |
| 01-oct-95 | 14,63 | 3,89 | 11,10 | 7,54 | 11,10 | 9,63 | 13,45 | 7,72 | 14,25 | 8,89 | 14,13 | 8,34 |
| 15-oct-95 | 15,25 | 3,27 | 12,24 | 6,40 | 13,30 | 7,43 | 13,25 | 7,92 | 14,70 | 8,44 | 15,04 | 7,43 |
| 31-oct-95 | 15,63 | 2,89 | 12,90 | 5,74 | 13,25 | 7,48 | 14,60 | 6,57 | 15,21 | 7,93 | 16,03 | 6,44 |
| 16-nov-95 | 16,40 | 2,12 | 13,45 | 5,19 | 14,15 | 6,58 | 16,36 | 4,81 | 16,68 | 6,46 | 16,39 | 6,08 |
| 01-déc-95 | 17,75 | 0,77 | 14,85 | 3,79 | 14,40 | 6,33 | 18,20 | 2,97 | 18,70 | 4,44 | 17,00 | 5,47 |
| 16-déc | 17,80 | 0,72 | 14,95 | 3,69 | 14,50 | 6,23 | 18,74 | 2,43 | 18,99 | 4,15 | 16,90 | 5,57 |
| 31-déc | 17,81 | 0,71 | 15,10 | 3,54 | 15,07 | 5,66 | 18,93 | 2,24 | 19,15 | 3,99 | 17,02 | 5,45 |
| 15-janv-96 | 17,76 | 0,76 | 15,45 | 3,19 | 15,20 | 5,53 | 19,00 | 2,17 | 19,40 | 3,74 | 17,10 | 5,37 |
| 30-janv-96 | 17,70 | 0,82 | 15,47 | 3,17 | 15,24 | 5,49 | 19,25 | 1,92 | 19,48 | 3,66 | 17,20 | 5,27 |
| 15-févr-96 | 17,83 | 0,69 | 15,30 | 3,34 | 15,31 | 5,42 | 19,38 | 1,79 | 19,53 | 3,61 | 17,30 | 5,17 |
| 01-mars-96 | 18,00 | 0,52 | 13,60 | 5,04 | 15,35 | 5,38 | 19,30 | 1,87 | 18,99 | 4,15 | 17,30 | 5,17 |
| 15-mars-96 | 17,99 | 0,53 | 15,00 | 3,64 | 15,30 | 5,43 | 19,44 | 1,73 | 18,05 | 5,09 | 17,40 | 5,07 |
| 31-mars-96 | 17,95 | 0,57 | 14,45 | 4,19 | 15,30 | 5,43 | 19,75 | 1,42 | 19,61 | 3,53 | 17,36 | 5,11 |
| 17-avr-96 | 18,00 | 0,52 | 14,50 | 4,14 | 15,30 | 5,43 | 19,84 | 1,33 | 19,70 | 3,44 | 17,30 | 5,17 |
| 01-mai-96 | 17,96 | 0,56 | 14,55 | 4,09 | 15,30 | 5,43 | 19,96 | 1,21 | 17,97 | 5,17 | 17,34 | 5,13 |

3 - Piézométrie de la région de Bidi, province du Yatenga
Puits du bas-fond de Bidi

| Date | Gourga | | Tilli 6 | | Tilli jardin | | Banfora | | Dispensaire | | HOM | |
|------------|-----------|----------|-----------|----------|--------------|----------|-----------|----------|-------------|----------|-----------|----------|
| | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) |
| 01-mars-94 | 8,15 | 3,99 | 8,10 | 1,87 | 7,63 | 1,86 | 8,87 | -1,14 | 11,07 | -7,08 | 10,50 | -5,07 |
| 16-mars-94 | 8,16 | 3,98 | 8,30 | 1,67 | 8,02 | 1,47 | 8,99 | -1,26 | 11,31 | -7,32 | 10,50 | -5,07 |
| 01-mai-94 | 8,23 | 3,91 | 8,30 | 1,67 | 8,17 | 1,32 | 9,86 | -2,13 | 12,53 | -8,54 | 10,67 | -5,24 |
| 15-mai-94 | 8,23 | 3,91 | 8,25 | 1,72 | 8,25 | 1,24 | 10,47 | -2,74 | 15,17 | -11,18 | 10,90 | -5,47 |
| 01-juin-94 | 8,23 | 3,91 | 8,25 | 1,72 | 8,20 | 1,29 | 10,50 | -2,77 | 15,30 | -11,31 | 10,90 | -5,47 |
| 16-juin-94 | 8,23 | 3,91 | 8,25 | 1,72 | 8,29 | 1,20 | 10,55 | -2,82 | 15,27 | -11,28 | 10,90 | -5,47 |
| 29-juin-94 | 6,65 | 5,49 | 8,25 | 1,72 | 7,90 | 1,59 | 10,00 | -2,27 | 14,10 | -10,11 | 10,90 | -5,47 |
| 15-juil-94 | 5,70 | 6,44 | 8,25 | 1,72 | 7,75 | 1,74 | 9,50 | -1,77 | 13,74 | -9,75 | 10,90 | -5,47 |
| 30-juil-94 | 4,63 | 7,51 | 7,57 | 2,40 | 7,15 | 2,34 | 9,03 | -1,30 | 13,01 | -9,02 | 10,52 | -5,09 |
| 12-déc-94 | 7,20 | 4,94 | 4,50 | 5,47 | 3,90 | 5,59 | 6,35 | 1,38 | 8,15 | -4,16 | 8,20 | -2,77 |
| 28-déc-94 | 7,50 | 4,64 | 4,80 | 5,17 | 4,20 | 5,29 | 6,70 | 1,03 | 8,45 | -4,46 | 8,25 | -2,82 |
| 14-janv-95 | 7,60 | 4,54 | 5,40 | 4,57 | 4,60 | 4,89 | 7,20 | 0,53 | 9,00 | -5,01 | 8,28 | -2,85 |
| 30-janv-95 | 7,80 | 4,34 | 5,85 | 4,12 | 4,80 | 4,69 | 7,45 | 0,28 | 9,60 | -5,61 | 8,30 | -2,87 |
| 15-févr-95 | 7,91 | 4,23 | 6,07 | 3,90 | 5,11 | 4,38 | 7,78 | -0,05 | 10,31 | -6,32 | 8,40 | -2,97 |
| 28-févr-95 | 8,10 | 4,04 | 6,19 | 3,78 | 5,23 | 4,26 | 7,92 | -0,19 | 10,77 | -6,78 | 9,30 | -3,87 |
| 15-mars-95 | 8,15 | 3,99 | 6,15 | 3,82 | 5,43 | 4,06 | 8,42 | -0,69 | 12,75 | -8,76 | 9,81 | -4,38 |
| 30-mars-95 | 8,16 | 3,98 | 6,32 | 3,65 | 5,65 | 3,84 | 8,75 | -1,02 | 13,20 | -9,21 | 9,90 | -4,47 |
| 15-avr-95 | 8,02 | 4,12 | 6,50 | 3,47 | 5,83 | 3,66 | 8,80 | -1,07 | 15,90 | -11,91 | 10,00 | -4,57 |
| 01-mai-95 | 7,90 | 4,24 | 6,70 | 3,27 | 6,05 | 3,44 | 9,20 | -1,47 | 16,35 | -12,36 | 10,10 | -4,67 |
| 15-mai-95 | 7,67 | 4,47 | 6,70 | 3,27 | 6,24 | 3,25 | 9,52 | -1,79 | 16,12 | -12,13 | 10,20 | -4,77 |
| 30-mai-95 | 7,70 | 4,44 | 6,40 | 3,57 | 6,00 | 3,49 | 10,15 | -2,42 | 15,70 | -11,71 | 10,25 | -4,82 |
| 17-juin-95 | 7,05 | 5,09 | 5,40 | 4,57 | 5,72 | 3,77 | 10,10 | -2,37 | 14,80 | -10,81 | 10,15 | -4,72 |
| 05-juil-95 | 6,63 | 5,51 | 5,20 | 4,77 | 5,04 | 4,45 | 9,90 | -2,17 | 12,04 | -8,05 | 10,00 | -4,57 |
| 18-juil-95 | 6,20 | 5,94 | 6,25 | 3,72 | 4,95 | 4,54 | 8,95 | -1,22 | 8,40 | -4,41 | 9,35 | -3,92 |
| 05-août-95 | 3,45 | 8,69 | 6,02 | 3,95 | 4,85 | 4,64 | 7,72 | 0,01 | 4,40 | -0,41 | 8,45 | -3,02 |
| 10-août-95 | 3,10 | 9,04 | 6,23 | 3,74 | 4,87 | 4,62 | 7,71 | 0,02 | 2,90 | 1,09 | 8,40 | -2,97 |
| 15-août-95 | 2,50 | 9,64 | 5,20 | 4,77 | 4,50 | 4,99 | 7,85 | -0,12 | 2,05 | 1,94 | 7,70 | -2,27 |
| 20-août-95 | 2,60 | 9,54 | 5,30 | 4,67 | 4,55 | 4,94 | 7,90 | -0,17 | 1,20 | 2,79 | 8,65 | -3,22 |
| 25-août-95 | 2,40 | 9,74 | 5,04 | 4,93 | 4,25 | 5,24 | 7,41 | 0,32 | 0,95 | 3,04 | 7,30 | -1,87 |
| 30-août-95 | 4,00 | 8,14 | 4,90 | 5,07 | 4,10 | 5,39 | 6,45 | 1,28 | 1,40 | 2,59 | 7,85 | -2,42 |
| 05-sept-95 | 4,20 | 7,94 | 4,84 | 5,13 | 4,00 | 5,49 | 6,40 | 1,33 | 1,63 | 2,36 | 7,68 | -2,25 |
| 10-sept-95 | 3,90 | 8,24 | 4,80 | 5,17 | 4,03 | 5,46 | 6,27 | 1,46 | 1,75 | 2,24 | 7,55 | -2,12 |
| 15-sept-95 | 4,30 | 7,84 | 4,85 | 5,12 | 4,05 | 5,44 | 6,12 | 1,61 | 2,03 | 1,96 | 5,55 | -0,12 |
| 20-sept-95 | 4,50 | 7,64 | 4,60 | 5,37 | 4,08 | 5,41 | 6,10 | 1,63 | 2,50 | 1,49 | 7,56 | -2,13 |
| 25-sept-95 | 3,91 | 8,23 | 4,10 | 5,87 | 3,85 | 5,64 | 6,03 | 1,70 | 1,10 | 2,89 | 7,32 | -1,89 |

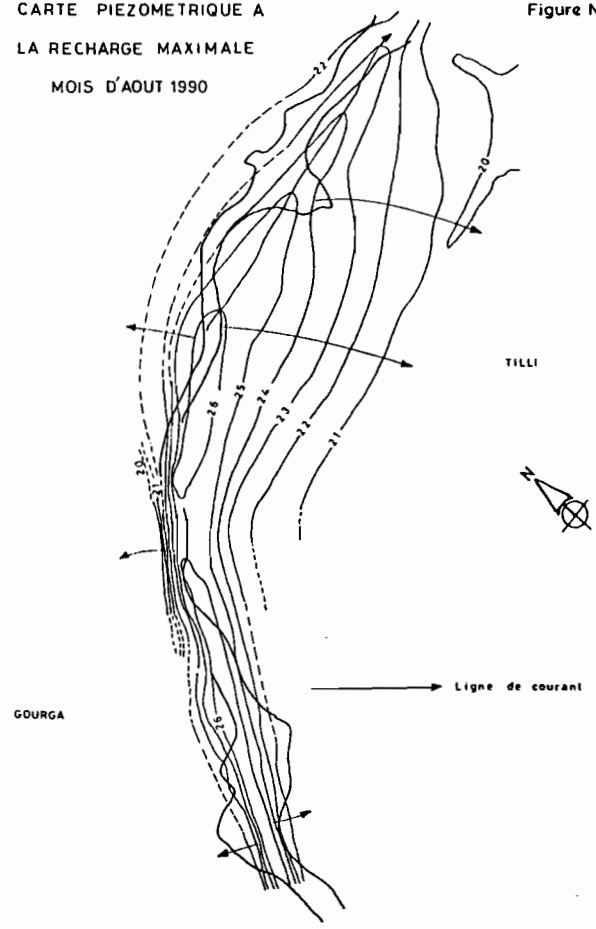
4 - Piézométrie de la région de Bidi, province du Yatenga
Puits du bas-fond de Bidi

| Date | Gourga | | Tilli 6 | | Tilli jardin | | Banfora | | Dispensaire | | HOM | |
|------------|-----------|----------|-----------|----------|--------------|----------|-----------|----------|-------------|----------|-----------|----------|
| | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) | prof. (m) | cote (m) |
| 30-sept-95 | 4,05 | 8,09 | 4,05 | 5,92 | 3,70 | 5,79 | 6,00 | 1,73 | 1,40 | 2,59 | 7,05 | -1,62 |
| 14-oct-95 | 4,80 | 7,34 | 4,61 | 5,36 | 4,00 | 5,49 | 4,80 | 2,93 | 3,05 | 0,94 | 7,10 | -1,67 |
| 30-oct-95 | 5,10 | 7,04 | 4,72 | 5,25 | 4,10 | 5,39 | 6,45 | 1,28 | 4,90 | -0,91 | 7,17 | -1,74 |
| 15-nov-95 | 6,75 | 5,39 | 5,30 | 4,67 | 5,01 | 4,48 | 7,05 | 0,68 | 6,70 | -2,71 | 7,90 | -2,47 |
| 30-nov-95 | 7,15 | 4,99 | 6,20 | 3,77 | 5,50 | 3,99 | 7,80 | -0,07 | 11,60 | -7,61 | 8,50 | -3,07 |
| 15-déc-95 | 7,60 | 4,54 | 6,40 | 3,57 | 5,70 | 3,79 | 7,93 | -0,20 | 9,95 | -5,96 | 8,84 | -3,41 |
| 30-déc-95 | 7,58 | 4,56 | 6,50 | 3,47 | 6,85 | 2,64 | 8,25 | -0,52 | 10,72 | -6,73 | 9,10 | -3,67 |
| 14-janv-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,03 | 2,46 | 8,62 | -0,89 | 10,33 | -6,34 | 9,30 | -3,87 |
| 29-janv-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 6,80 | 2,69 | 8,70 | -0,97 | 10,60 | -6,61 | 9,57 | -4,14 |
| 14-févr-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 6,96 | 2,53 | 8,86 | -1,13 | 10,97 | -6,98 | 9,64 | -4,21 |
| 29-févr-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,07 | 2,42 | 8,91 | -1,18 | 11,35 | -7,36 | 9,62 | -4,19 |
| 14-mars-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,15 | 2,34 | 9,10 | -1,37 | 12,30 | -8,31 | 9,70 | -4,27 |
| 30-mars-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,33 | 2,16 | 9,47 | -1,74 | 13,10 | -9,11 | 9,75 | -4,32 |
| 16-avr-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,63 | 1,86 | 9,80 | -2,07 | 14,70 | -10,71 | 9,75 | -4,32 |
| 30-avr-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,70 | 1,79 | 9,93 | -2,20 | 14,96 | -10,97 | 9,75 | -4,32 |
| 14-mai-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,91 | 1,58 | 10,15 | -2,42 | 15,20 | -11,21 | 9,75 | -4,32 |
| 30-mai-96 | 8,00 | 4,14 | 6,50 | 3,47 | 7,75 | 1,74 | 10,30 | -2,57 | 15,30 | -11,31 | 9,75 | -4,32 |

5 - NIVELLEMENT DES PUIITS DU BASSIN DE BIDI

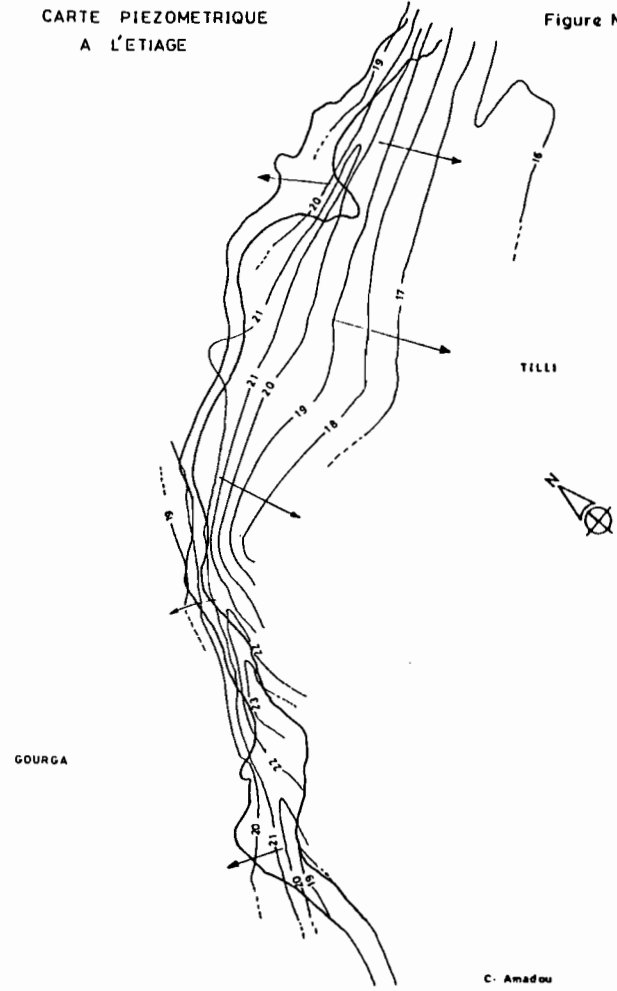
| puits | X | Y | Zcompensé |
|---------------------------|-----------|-----------|---------------|
| Borne de référence | 0 | 0 | 10.000 |
| P5 Tilli | 66.56 | -12.269 | 9.965 |
| P8 Tilli | -33.153 | 75.035 | 9.489 |
| Dig. ext barrage Est | -590.067 | -197.515 | 11.456 |
| Dig. ext barrage Ouest | -692.6 | -181.675 | 11.444 |
| P2 Gourga | -1198.67 | -825.888 | 14.194 |
| P1 Gourga | -992.609 | -1105.661 | 12.139 |
| P4 Tilli | 46.799 | -248.215 | 11.091 |
| P8 Banfora | 55.772 | 1218.638 | 7.73 |
| P9 Dabéré Est | -291.358 | 1918.934 | 5.411 |
| P15 Marango | -717.977 | 3018.369 | 9.228 |
| P14 Marango | -1010.502 | 2868.709 | 7.489 |
| P16 Ropalin | -1546.395 | 2982.571 | 6.671 |
| P19 Hom | -1588.342 | 2735.634 | 5.427 |
| P20 ELAO1 | -1654.036 | 2777.175 | 4.738 |
| P21 Z. Ouédraogo | -1736.907 | 2900.547 | 5.132 |
| P24 Y. Ouédraogo | -1870.397 | 2760.504 | 3.232 |
| P22 | -1782.827 | 2804.363 | 4.126 |
| P27 ELAO2 | -1846.43 | 2834.166 | 3.989 |
| P28 S. Ouédraogo | -1878.882 | 2928.989 | 4.96 |
| P11 Dispensaire | -1497.621 | 2521.118 | 3.992 |
| P10 Bogodin | -567.528 | 1931.065 | 5.727 |
| | | | |
| Samené/Nayiri | -8667.92 | 615.956 | 18.635 |
| Samené/Puits busé | -8632.213 | 461.411 | 21.065 |
| Samené/Ladji Yiri | -8541.236 | 361.836 | 20.729 |
| Samené/Tangpooré | -8909.397 | 193.162 | 22.465 |
| Samené/Diallobé | -9514.987 | 981.942 | 23.139 |
| Samené/Tangzougou | -8504.86 | 1065.579 | 18.517 |

Figure N°9
CARTE PIEZOMETRIQUE A
LA RECHARGE MAXIMALE
MOIS D'AOUT 1990



C. Amadou

Figure N°10
CARTE PIEZOMETRIQUE
A L'ETIAGE



C. Amadou

**ANNEXE VI : DESCRIPTION DES ETATS DE SURFACE DU
PETIT BASSIN DE SAMENE**

1 - Les surfaces élémentaires

Cette étude présente les résultats de descriptions des lignes de reconnaissance des états de surfaces localisés sur des zones physiographiques distincts. La largeur des lignes est de vingt mètres (20 m), avec des longueurs variant entre 160 et 400 mètres.

a) Les surfaces élémentaires cultivées

surface élémentaire de type cultivé : C1-1

Unité cartographique : Champ cultivé sur pente faible, sol sablo-limoneux
Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sable fin
Couleur superficielle : ocre clair, noirâtre due à une pellicule algaire
Porosité vésiculaire : néant, pores fonctionnels liés à l'activité termitique
Micro-relief : buttes de sarclage de 20-30 cm de hauteur, de 50 cm de diamètre, espacées de 50-100 cm
Couvert minéral : sables fins à trois micro-horizons (1-sable fin, 2-pellicule plasmique discontinue, 3-sable fin), beaucoup de crottes en surface

Couvert végétal : herbacées 5 %, paillage (5-10 %), termites 3 %

Relation hydro-pluviométrique pour $P_i < 100$ mm : $L_r = 0,28P_u + 0,011K + 0,005P_uK - 5,6$

Ij max sec mm/h : 35 Il hum = 30 mm/h

Ij max sec et Ij hum : intensité limite de ruissellement (valeur maximale) sur sol sec et sur sol humide (valeur minimale).

Variante : C1-2 : Lorsque le sol est limono-argilo-sableux dans les dépressions (ligne 5) plus ou moins inondables

C1-3 : Lorsque le sol sableux est gravillonnaire dans les versants (ligne 7).

surface élémentaire de type cultivé : C2

Il s'agit d'une surface cultivée dont la porosité vésiculaire couvre 5 à 30 % de la surface, caractérisée par un micro-relief moyennement conservé.

Unité cartographique : champ cultivé à porosité vésiculaire couvrant 5 à 30 % de la surface

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sol sableux à sablo-limoneux de haut versant ou sol sableux de mi-versant

Couleur : ocre clair à ocre rouge

Porosité vésiculaire : comprise entre 5 et 30 %

Micro-relief : buttes de sarclage dégradées (couvrant 50 % de la surface)

Couvert végétal : croûte de dessiccation ou de ruissellement sur pellicule plasmique

Couvert herbacé : quelques herbes (*Schoenefeldia gracilis*)

Relation hydro-pluviométrique :

$L_r = 0,6P_u + 0,005P_uK - 0,04K - 4,8$

Ij sec mm/h = 12 Ij hum mm/h = 8

surface élémentaire de type cultivé : C3

La porosité vésiculaire couvre plus de 30 % de la surface et le micro-relief est très dégradé.

Unité cartographique : champ cultivé en bas de versant sur pente forte près du bas-fond

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sable fin limoneux à structure massique

couleur: ocre clair, noire en surface

Porosité : porosité vésiculaire importante, pores fonctionnels liés aux termites

Micro-relief : buttes de sarclage très dégradées

Couvert minéral et micro-horizons: croûte de 1 à 2 mm d'épaisseur, recouverte par une pellicule algaire noire à verte, sable limoneux sur 5 mm

Couvert végétal: quelques tiges de mil (5 -10 %), repousses de *Piliostigma reticulatum* et *Guiera senegalensis*.

Relation hydro-pluviométrique:

$L_r = 0,74P_u + 0,0125K - 0,005P_uK - 3,8$

Variantes : C3.2 croûte de ruissellement entre les buttes, croûte de dessiccation sur les buttes

 C3-3 : croûte de ruissellement prédominante dans les ravines ensablées

Relation hydro-pluviométrique : $0,74P_u + 0,0025K - 0,0075K - 3,7$ (Lamachère, inédit).

Ces trois types de surfaces élémentaires peuvent évoluer l'un vers l'autre dans le sens C1, vers C3, le type C2 correspond à une situation intermédiaire, au cours d'une saison de pluies où le champ de culture est sarclé ou labouré (100 mm de pluie tombée après sarclage).

b) Les surfaces élémentaires à faible activité faunique et sans charge grossière importante

surface élémentaire de type structurale : ST2

Elle correspond à une surface non cultivée présentant moins de 20 % de turricules de vers et moins de 40 % de charge grossière, couverte d'une croûte structurale à deux micro-horizons (sable grossier continu recouvrant une pellicule plasmique).

Unité cartographique : sols de haut versant sableux à gravillons enchâssés

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sable grossier, gravillons enchâssés

Couleur : brun rouge

Porosité : vésiculaire

Micro-relief : néant

Couvert minéral : 1-sable fin, pellicule plasmique à porosité vésiculaire, 2-graviers enchâssés

Couvert végétal : arbustes, *Leptadenia hastata*, plantes pérennes

Relation hydro-pluviométrique :

$$Lr = 0,50Pu + 0,020Ik + 0,0040PuIk - 10,0$$

Variante : Lorsque le recouvrement végétal dépasse 50 %, il s'agit du type ST2-2 dont l'équation est la suivante :

$$Lr = 0,30Pu + 0,01Ik + 0,0030PuIk - 8,0$$

surface élémentaire de type structurale : ST3

Elle diffère de la précédente par la présence de 3 micro-horizons (sables grossiers libres sur un lit de sables fins reposant sur une pellicule plasmique à forte porosité vésiculaire).

Unité cartographique : sol nu de haut versant de relief cuirassé

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sable gravillonnaire (60 % gravillons libres, 100 % des fines et sables fins et grossiers)

Couleur : brun ocre

Porosité : 80 % de porosité vésiculaire

Micro-relief : nul

Couvert minéral et micro-horizons : 0,5 à 1 cm de gravillons, 1 à 1,5 cm de sable fin ; pellicule plasmique de 1 mm (quelques gravillons enchâssés).

Couvert végétal : nul

$$\text{Relation hydro-pluviométrique: } Lr = 0,85Pu + 0,01Ik + 0,003PuIk - 8,0$$

surface élémentaire de type dessiccation : DES1

Il s'agit d'une surface non cultivée présentant moins de 20 % de turricules de vers, moins de 40 % de charge grossière, avec une croûte de dessiccation.

Unité cartographique : jachère

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sableux limoneux, à structure massique

Couleur : ocre, tâches grisâtres

Porosité : activité termitique importante, turricules, racines (radicelles)

Micro-relief : néant

Couvert minéral et micro-horizons : litière (5-10 cm) ; croûte de dessiccation (1 mm)

Couvert végétal : touches de *Andropogon gayanus* K. et *Schoenefeldia gracilis* sur 0 % de la surface du sol avec litière incorporée

$$\text{Relation hydro-pluviométrique : } 0,3Pu + 0,01Ik + 0,003PuIk - 8,0$$

surface élémentaire de type dessiccation : DES2

Le taux d'argiles et de limons ne dépasse pas 15 % et la couverture végétale est inférieure à 50 %.

Unité cartographique : jachère

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sable fin limoneux
Couleur : ocre brun
Porosité : 15 % de porosité vésiculaire dans la partie discontinue de la croûte
Micro-relief : néant
Couvert minéral et micro-horizons : sables fins et gravillons à 60 % + croûte de dessiccation à 40% ; croûte de dessiccation discontinue à 60 %
Couvert végétal : herbes annuelles
Relation hydro-pluviométrique : $0,43Pu + 0,1Ik + 0,4PuIk - 10$
Variantes : Lorsque le sol est complètement nu, il s'agit du DES2-2. Cette variante peut évoluer vers la surface de type érosion (ERO1).

surface élémentaire de type dessiccation : DES3

La couverture végétale est faible avec un sol gravillonnaire.
Unité cartographique : jachère sur sols sableux et gravillonnaires
Granulométrie superficielle (0-5 cm) : gravillons latéritiques et sable grossier
Couleur : brun ocre
Micro-relief : inexistant à part les gravillons latéritiques enchâssés
Couvert minéral : gravillons, sables grossiers
Couvert végétal : 40 à 50 % (litière 10 mm d'épaisseur)
Relation hydro-pluviométrique :
 $Lr = 0,2Pu + 0,005PuIk + 0,0025Ik - 8$ (relation tirée du catalogue des états de surface de Casenave et Valentin).

surface élémentaire de type érosion : ERO1

Elle correspond à une surface non cultivée présentant moins de 20 % de turricules de vers et moins de 40 % de charge grossière, couverte d'une croûte d'érosion (fente de dessiccation plus ou moins colmatée).

Unité cartographique : sol nu argileux à gravillonnaire, piste
Granulométrie superficielle (0-5 cm) : sableuse argileuse massive, à structure polygonale anguleuse
Couleur : ocre foncé
Porosité : néant
Micro-relief : nul
Couvert végétal : néant
Couvert minéral : croûte nue avec recouvrement sur 2 cm d'épaisseur de sable hydro-éolien dans les micro-dépressions
Couvert végétal : néant
Relation hydro-pluviométrique : $0,94Pu + 0,095Ik + 0,0004PuIk - 10$
(cette relation hydro-pluviométrique est tirée des simulations de pluie sur un bas-versant à Samniwéogo, non loin de la mare).
Variantes :
ERO2 (sur sol sableux) : $Lr = 0,79Pu + 0,001PuIk + 0,30Ik - 9$
ERO3 (sur sol sablo-limoneux) : $Lr = 0,86Pu + 0,001PuIk + 0,12Ik - 7,7$

surface élémentaire de type décantation : DEC1

C'est une surface non cultivée présentant moins de 20 % de turricules de vers et moins de 40 % de charge grossière, couverte de pellets qui reposent sur un sol argileux, ou sur une surface organisée.

Unité cartographique : espace inter-buttes argilo-limoneux de champ cultivé, comprenant une pellicule superficielle squameuse.

Granulométrie superficielle : sables fins limono-argileux
Couleur : ocre clair
Porosité vésiculaire : présente à la base de la pellicule
Micro-relief : pellicule de décantation
Couvert végétal : néant
Couvert minéral : la croûte de décantation repose directement sur le sol sableux
Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,80Pu + 0,08Ik + 0,001PuIk - 12$
Ces relations sont tirées du catalogue des états de surface de la zone sahélienne.

c) Les surfaces élémentaires à faible activité faunique avec une charge grossière supérieure à 40 %

surface élémentaire de types GRO1 et GRO2

Elles correspondent à des surfaces non cultivées présentant moins de 20 % de turricules de vers et plus de 40 % de charge grossière.

Unité cartographique : sommet de butte cuirassée dégradée

Granulométrie superficielle (0-5 cm) : grossière et sol gravillonnaire, structure particulière, lithosols gravillonnaires

Couleur : rouge-brun pour les gravillons et jaune pour la croûte de décantation avec une croûte algaire noire

Porosité : néant

Micro-relief : cailloux enchâssés de 2 cm de diamètre et blocs de cuirasses de 10-20 cm de diamètre

Couvert minéral et micro-horizons: croûte grossière avec des gravillons dont 10 % sont libres ; pellicule de décantation multicouches, argilo-sableuse, squameuse

Couvert végétal : 5 % d'herbacées

Relation hydro-pluviométrique :

GRO1 : $0,99Pu + 0,05Ik + 0,001PuIk - 6,0$

GRO2 : $0,87Pu + 0,2Ik + 0,004PuIk - 6,1$

Variante : GRO3 (avec litière)

Ces relations hydro-pluviométriques sont extraites du catalogue des états de surface de la zone sahélienne (Casenave et Valentin, 1989).

Ces surfaces se rencontrent sur les haut-versants des limites Nord et Sud du bassin de Samené et sur les lignes 7 et 8 aux abords des puits "Diallobé" et "Tangpooré" (déblais des altérites latéritiques indurés).

2 - Description des lignes

- LIGNE 1

Elle se localise dans un champ de mil et de pois de terre, labouré en billons ou sarclé.

Répartition du couvert végétal :

couvert arboré : 3,1 % couvert arbustif : 0,4 % couvert herbacé : 6,0 % paillage : 11,0 %
termitières : 7,0 %

Répartition entre divers états de surface :

C12 : 99,8 %

DES2 : 0,2 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,507 Pu + 0,005 PuIk - 0,0746 Ik - 7,6.$

- LIGNE 2

Elle se situe sur un sol gravillonnaire de versant de cuirasse latéritique. La répartition suivante du couvert végétal peut être définie:

Répartition du couvert végétal :

couvert arboré : 1,2 %

couvert arbustif : 2,8 %

couvert herbacé : 31,0 %

Répartition des états de surface :

DES1 : 42,0 %

DES2 : 2,0 %

ERO1 : 50,0 %

ST21 : 1,0 %

ST3 : 5,0 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,65 Pu + 0,0017 PuIk + 0,054 Ik - 9,1.$

- LIGNE 3

Cette ligne se situe en zone centrale en forme de cuvette, et s'étend vers la bordure orientale du bassin de Samené, sur des champs cultivés en mil et sorgho, avec beaucoup de crottes d'animaux, liées à la proximité d'un point d'eau (puits busé) et d'un parc à bétail. La végétation et les états de surface sont répartis ainsi qu'il suit.

La répartition du couvert végétal :

couvert herbacé : 0,74 %

couvert arboré : 3,0 %

couvert arbustif : 1,5 %

paillage : 1,4 %

Répartition des différents types d'états de surface :

C1.1 : 27,0 %

C2.1 : 31,0 %

C2.2 : 34,0 %

DES3 : 5,0 %

ST2.2 : 3,0 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,57 Pu + 0,0035 PuIk - 0,005 Ik - 7,9.$

- LIGNE 4

Elle se situe sur un bas-versant de relief cuirassé. La pente du sol est orienté vers le sud, et est orientée vers une ravine. La zone est cultivée en mil et en sorgho, et les parcs à bétail proches des campements entraînent une dispersion quasi-générale de crottes le long de la ligne.

Répartition du couvert végétal :

Répartition des états de surface :

C1-1 = 15,2 % C3-1 = 67,5 % ERO1 = 3,4 %

GRO1 = 4,3 % DES1 = 9,6 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,65 Pu + 0,0032 PuIk + 0,017 Ik - 5,6.$ **- Ligne 9**

Cette ligne est située dans un champ cultivé en mil, sur sol sablo-limoneux recoupant une ravine N25E, dont le lit est très ensablé. La ligne passe à une quarantaine de mètres à l'Ouest du puits LadjYiri.

Répartition du couvert végétal :

couvert arboré : 0,6 % couvert arbustif : 0,8 %

couvert herbacé + paillage : 12,5 %

Répartition des états de surface :

C2= 49,5 % C3-1 = 37,5 % C3-2 = 6,3 % ERO1 = 6,7 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,69 Pu + 0,0039 PuIk + 0,013 Ik - 6,8$

couvert arboré : 1,3 % couvert arbustif : 0,07 % couvert herbacé : 2,2 %
paillage : 14,2 %

Répartition des états de surface :

C1-1 : 64 % C2-1 : 19 % DEC1 : 8 %
DES1 : 1 % DES3 : 6 % ERO1 : 2 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,42 Pu + 0,0045 PuIk - 0,066 Ik - 6,6$.

- LIGNE 5

Elle se localise en zone de champ cultivé, longeant un chenal à *Andropogon gayanus*.

Répartition de la végétation :

couvert arboré : 5,3 % couvert arbustif : 4,3 %
couvert herbacé : 9,6 %

Répartition des états de surface : C1.2 : 39,0 % C2.2 : 12,0 % C3.2 : 7,0 %
DEC1 : 12,0 %

DES1 : 10,0 % DES2 : 18,0 % ERO1 : 2,0 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,58 Pu + 0,0029 PuIk + 0,028 Ik - 8,0$.

- LIGNE 6

Elle se localise en zone de jachère peu ancienne. La faible longueur de ligne (200 mètres) est liée à la rareté des jachères de grandes étendues dans le bassin (tableau 1).

Répartition du couvert végétal :

couvert arboré : 25,2 % couvert herbacé : 17 %
couvert arbustif : 2,3 %

Répartition des états de surface :

DES1 : 73,0 % DES2 : 21,0 % ST2.2 : 6,0 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,33Pu + 0,0026 PuIk + 0,029 Ik - 8,4$.

- Ligne 7

Cette ligne se situe sur un versant à cheval entre une jachère et un champ de cultures en mil sur sols sablo-argileux, sableux et à gravillons libres (autour du puits "Diallobé"); des cordons pierreux isohypses d'orientation N80E et de courte longueur (30 m) freinent l'érosion dans cette zone de versant.

- de 0 à 128 mètres (partie en jachère) avec les caractéristiques suivantes:

Répartition du couvert végétal :

Couvert arbustif : 3,6 % Couvert herbacé + litière : 27,7 %

Répartition des états de surface :

ERO1 : 13,6% ST3 : 32,8 % DES1 : 41,9 % DES2 : 11,7 %

Relation hydro-pluviométrique : $Lr = 0,58 Pu + 0,0024 PuIk + 0,07 Ik - 8,5$

- de 128 à 200 mètres (a partie cultivée) dont les caractéristiques sont :

Répartition du couvert végétal :

couvert arbustif : 2,3 % couvert herbacé + litière : 17,9 %

Répartition des états de surface :

C1-3 : 52,5 % , C1-1 : 41,7 % GRO1 : 5,8 %

Relation hydrodynamique : $Lr = 0,56 Pu + 0,0035 PuIk - 0,045 Ik - 4,6$

La relation hydro-pluviométrique pour l'ensemble de la ligne est la combinaison des équations de la partie jachère et de la partie cultivée , la jachère représente 64 % de la ligne et la zone cultivée 36 % . Après calcul on obtient :

$$Lr = 0,57 Pu + 0,0029 PuIk + 0,0043 Ik - 7,3$$

- Ligne 8

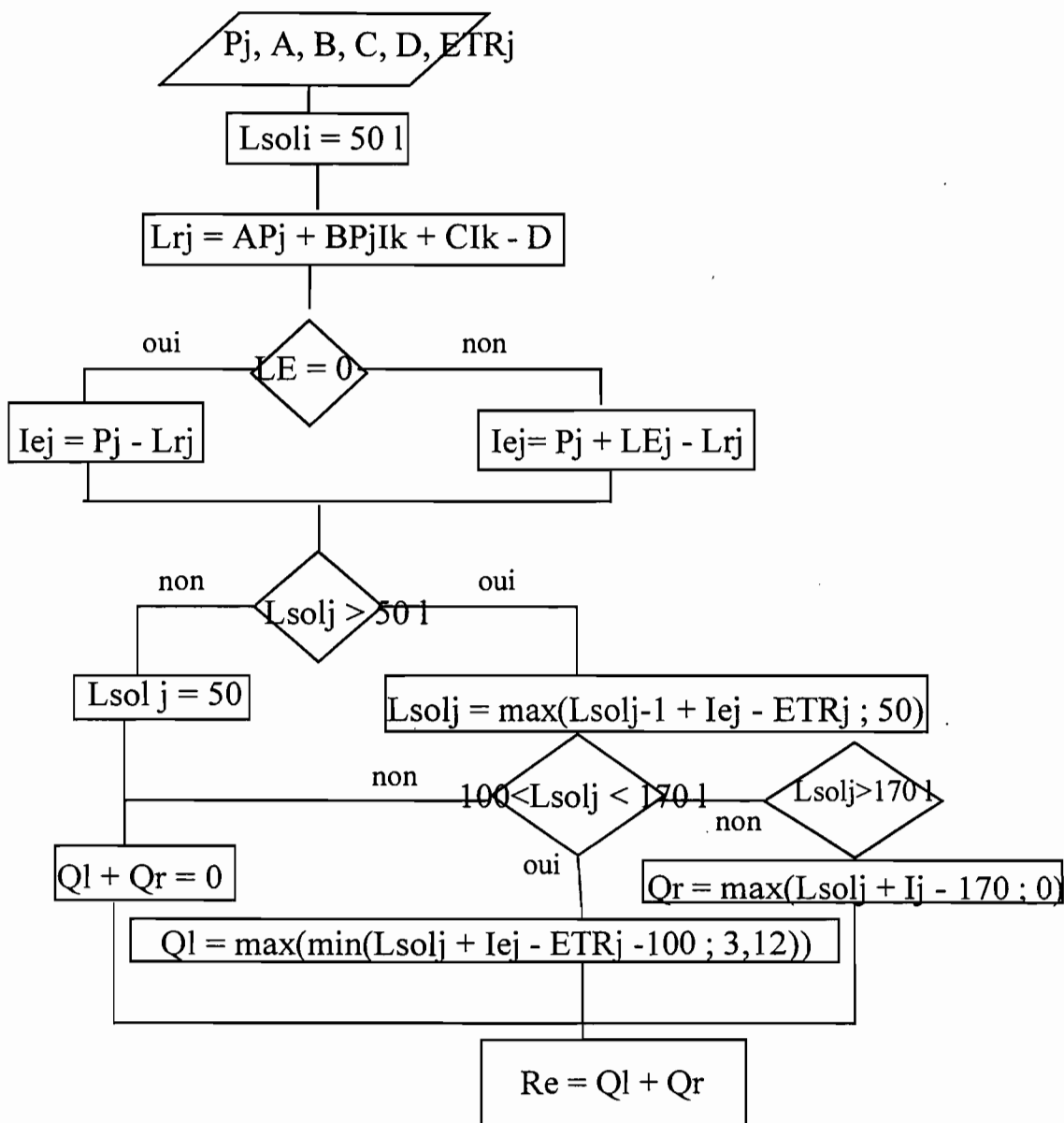
Il s'agit d'une zone cultivée en mil et en sorgho sur un sol de sables fins. Autour du puits "Tangpooré", situé dans l'axe de la ligne, le sol est gravillonnaire du fait de l'entassement de déblais d'argiles tachetées indurées (argiles latéritiques).

Répartition du couvert végétal :

couvert arboré : 0,7 % couvert arbustif : 0,4 %

couvert herbacé + paillage : 17,1 %

ORGANIGRAMME DE CALCUL DU BILAN HYDRIQUE DANS LA ZONE NON-SATUREE



Pj : pluie journalière

A, B, C, D : coefficient de proportionnalité

Ik : indice de Kohler

LE : écoulement en provenance de l'amont

Ij : infiltration

Lsolj : réserve hydrique du sol

Lsoli : réserve initiale du sol en début de saison des pluies

ETRj : évapotranspiration réelle

Ql : drainage profond à 1 m avec une vitesse de ressuyage lente

Qr : drainage profond à 1 m avec une vitesse de ressuyage rapide

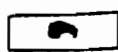
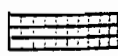

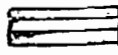

Re : recharge, percolation, drainage profond à 1 m

Etats de surface de la région de Bidi (Lamachère, 1991)

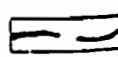
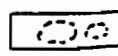
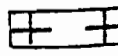
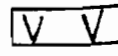
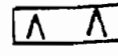

| Types de surfaces élémentaires | Coefficients hydrodynamiques | | | | Intensités limites de ruissellement | | Principales caractéristiques des surfaces |
|---|------------------------------|--------|--------|-----|--|--------|---|
| | A | B | C | D | II max | II min | |
| Surfaces élémentaires cultivées | | | | | | | |
| C 1.1 | 0,28 | 0,005 | -0,1 | 5,6 | 35 | 30 | Sols sableux après sarclage ou labour |
| C 1.2 | 0,508 | 0,005 | -0,075 | 7,6 | 20 | 15 | Sols limono-argileux après sarclage ou labour |
| C 2.1 | 0,6 | 0,005 | -0,04 | 8 | 12 | 8 | Sols sableux 100 mm après sarclage ou labour |
| C 2.2 | 0,8 | 0,0012 | 0,18 | 9,6 | 12 | 8 | Sols limono-argilo-sableux 100 mm après sarclage. |
| C 3.1 | 0,74 | 0,0025 | -0,012 | 5 | 6 | 5 | Sols sableux 200 mm après labour ou sarclage |
| C 3.2 | 0,84 | 0,0025 | 0,08 | 5,9 | 6 | 5 | Sols sableux grossiers après sarclage |
| Surfaces élémentaires à faible activité faunique , sans charge grossière | | | | | | | |
| DES 1 | 0,3 | 0,003 | 0,01 | 8 | 30 | 20 | Sols sableux et couvert herbacé supérieur à 50 % |
| DES 2 | 0,43 | 0,001 | 0,1 | 10 | 25 | 15 | Sols sableux et couvert herbacé inférieur à 50 % |
| DES 3 | 0,52 | 0,0018 | 0,001 | 12 | 30 | 20 | Sols sablo-limoneux et couverture. herbe. sup. à 50 % |
| DES 4 | 0,51 | 0,001 | 0,07 | 7,6 | 12 | 12 | Sols limono-argileux avec un couvert |
| ST2.1 | 0,5 | 0,004 | 0,02 | 10 | 10 | 5 | Deux micro-horizons , sol nu |
| ST2.2 | 0,3 | 0,003 | 0,01 | 8 | 20 | 10 | Deux micro-horizons et plus de 50 % couverture. herbeux |
| ST3 | 0,85 | 0,003 | 0,01 | 8 | 10 | 4 | Croûte à trois micro-horizons et sol nu |
| DEC 1 | 0,8 | 0,001 | 0,08 | 12 | 10 | 2 | Croûte de décantation sur sol limono-argileux |
| DEC 2 | 0,45 | 0,002 | 0,14 | 7,7 | 15 | 5 | Croûte de décantation sur sols sableux |
| DEC 3 | 0,8 | 0,001 | 0,08 | 12 | 2 | 0,4 | Croûte de décantation sur sol argile. de bas-fond |
| ERO 1 | 0,95 | 0,001 | 0,09 | 9 | 3 | 1 | Sol nu d'érosion sur sol argile. ou gravill. argile. |
| ERO 2 | 0,79 | 0,001 | 0,2 | 9,5 | 10 | 8 | Sol nu d'érosion sur sol sableux |
| ERO 3 | 0,86 | 0,001 | 0,12 | 7,7 | 10 | 6 | Sol nu d'érosion sur sol sablo-limoneux |
| Surfaces élémentaires à faible activité faunique , avec charge grossière supérieure à 40 % | | | | | | | |
| GRO 1 | 0,99 | 0,001 | 0,05 | 6 | 10 | 2 | Graviers et gravillons enchâssés dans une croûte |
| GRO 2 | 0,87 | 0,001 | 0,08 | 6,1 | 15 | 5 | Graviers et gravillons libres à la surface sur croûte |

Légende de la carte géomorphologique de la région de Bidi

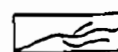
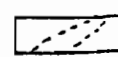
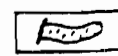
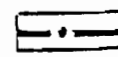
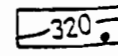

Surfaces d'aplanissement :

-  surface intermédiaire
-  haut-glacis
-  moyen-glacis
-  bas-glacis
-  piémont de glaci

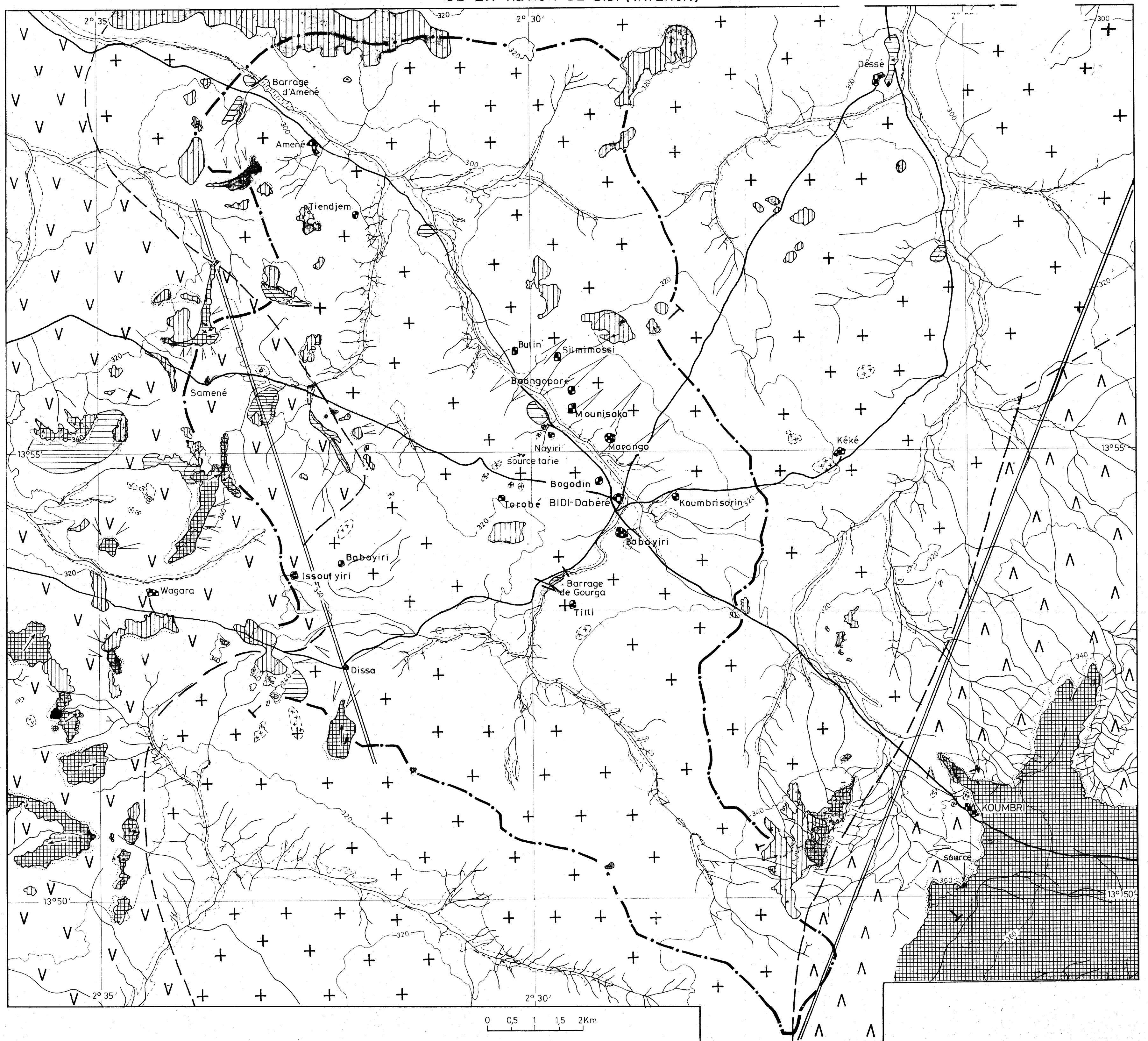
Géologie :

-  contour géologique
-  zone à roche affleurante formant des massifs à relief bien marqué
-  granitoïdes de Bidi
-  volcano-sédiments
-  roches volcaniques et hypo-volcaniques de Koumbri
-  failles postérieures aux granitoïdes, faille transcurrente à l'ouest de Koumbri

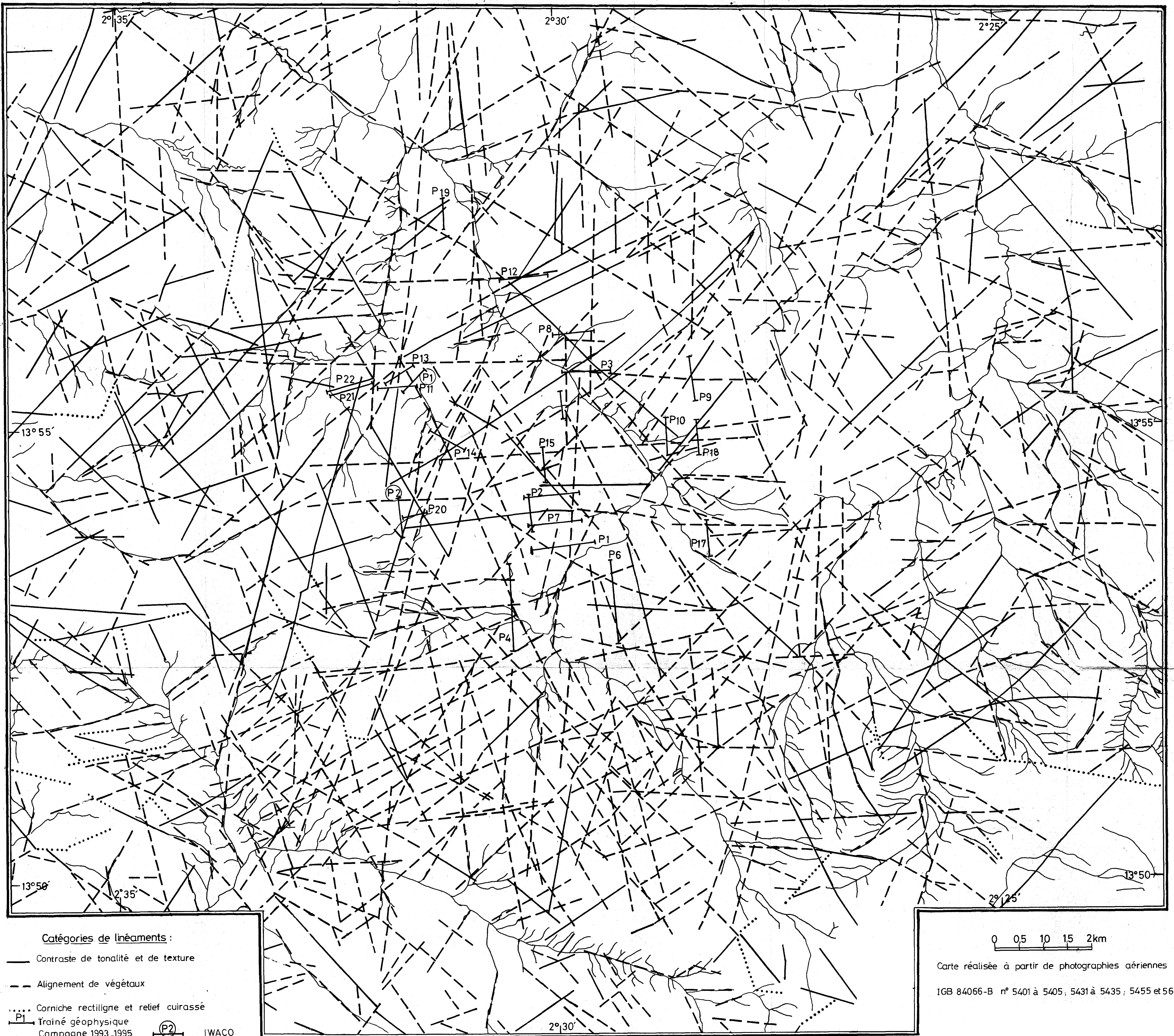
Topographie :

-  lit mineur
-  plaine alluviale
-  plan d'eau - barrage
-  limite du bassin versant du bas-fond de Bidi
-  courbe de niveau (point coté)
-  village

CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE
DE LA RÉGION DE BIDI (YATENGA)



CARTE DES PHOTOS LINEAMENTS DE LA REGION DE BIDI



Catégories de linéaments :

— Contraste de tonalité et de texture

- - - Alignement de végétaux

..... Corniche rectiligne et relief cuirassé

P1 Trainé géophysique
Campagne 1993-1995

(P2) IWACO

0 05 10 15 2km

Carte réalisée à partir de photographies aériennes

IGB 84066-B n° 5401 à 5405, 5431 à 5435, 5455 et 56

Résumé :

Dans le bassin versant de Bidi couvrant une superficie de 157 km², et bâti sur un socle constitué à 91% de granite syntectonique birimien (2,1 Ga), diverses approches conjointes sont mises en oeuvre en vue d'identifier les zones favorables à des débits élevés de forages d'eau et pour mieux appréhender les modalités de recharge des nappes souterraines. Il s'agit de la télédétection satellitaire à haute résolution spatiale et de la photographie aérienne, de la géologie structurale, de la géomorphologie, de la géophysique électromagnétique et électrique, de la piézométrie, de l'hydrochimie et des états de surface du sol. Ces travaux ont permis de :

- localiser les zones de discontinuité probables du socle (linéaments) en les hiérarchisant en trois catégories: les alignements de végétation, les contrastes de tonalité et de texture, les corniches de cuirasse latéritique. Les directions linéamentaires intéressantes pour l'implantation des forages d'eau souterraine sont retenues selon la diversité des types de linéaments composant la structure linéamentaire, en rapport avec les microstructures visibles sur les affleurements rocheux (failles, couloirs de cisaillements, fractures).

- caractériser chaque type d'aquifère du point de vue physique (lithologie, épaisseur, largeur de broyage) et du point de vue chimique (paramètres physico-chimiques des eaux souterraines). Ainsi, deux aquifères sont distingués : les aquifères superficiels (alluvions et colluvions de bas-fonds, cuirasse latéritique, altérites argileuses et gravillonnaires, arènes sableuses) et les aquifères profonds (socle fissuré).

- décrire la recharge des aquifères à partir des fluctuations piézométriques de 1993 à 1995.

Un modèle de bilan de la nappe superficielle qui prend en compte les états de surface du sol pour une parcelle d'un mètre carré a été défini dans le cas de bas-fond et de plateau. Ce modèle montre que pour un sol de plateau sans submersion, la percolation à la profondeur 1 m recharge vaut 0, 14 et 24 % de la pluie à 1 m en 1995 (Pstandard = 549 mm) respectivement pour un sol encroûté, sableux fin cultivé ou sableux fin en jachère ; en présence d'une submersion, la percolation à un mètre de profondeur varie entre 8, 100 et 190 % de la pluie à 1 m, respectivement pour les cas considérés.

L'estimation de la recharge annuelle à partir du battement de la nappe située à la base de altérites latéritiques (porosité efficace de 2 %) indique une recharge qui varie entre 14 et 18 % de la pluie à 1 m du sol en 1995, selon la situation topographique et l'état de surface du sol.

Mots clés : granite syntectonique, Birimien, bas-fond, plateau, télédétection, microstructurale, géophysique, états de surface, bilan hydrique, recharge, Bidi