

NNT : 2016SACLS442

THESE DE DOCTORAT
DE L'UNIVERSITE PARIS-SACLAY,
préparée à l'Université Paris-Sud

ÉCOLE DOCTORALE N° 579
Sciences mécaniques et énergétiques, matériaux et géosciences (SMEMAG)

Spécialité de doctorat
Terre solide : Géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Par

M. Moussa OUEDRAOGO

Caractérisation des aquifères de socle pour l'amélioration de la productivité des forages
d'hydraulique villageoise dans le bassin versant du Bandama blanc amont
(Nord de la Côte d'Ivoire)

Thèse présentée et soutenue à Orsay, 25 Novembre 2016 :

Composition du Jury :

M. ZEYEN Hermann	Professeur, Université Paris-Sud	Président
Mme SIRIEIX Colette	Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
M. LACHASSAGNE Patrick	HDR, Water Institute by Evian, Danone Waters	Rapporteur
Mme MÜGLER Claude	HDR, CEA/LSCE	Examineur
M. CHALIKAKIS Konstantinos	Maître de Conférences, Université d'Avignon	Examineur
M. PESSEL Marc	HDR, Université Paris-Sud	Directeur de thèse
M. SAVANE Issiaka	Professeur, Université Nangui Abrogoua	Co-directeur de thèse
Mme DURAND Véronique	Maître de Conférences, Université Paris-Sud	Co-encadrante Invitée

Titre : Caractérisation des aquifères de socle pour l'amélioration de la productivité des forages d'hydraulique villageoise dans le bassin versant du Bandama blanc amont (Nord de la Côte d'Ivoire)

Mots clés : Aquifères, Socle, Hydrogéophysique, Sondage électromagnétique, Côte d'Ivoire

Résumé : Le bassin versant du Bandama blanc amont, au nord de la Côte d'Ivoire, est situé sur un socle fissuré, composé de granites et de schistes, et constitue un aquifère pérenne pour l'approvisionnement en eau des populations. Cet aquifère de type fissuré est mal connu, tant dans la géométrie des réservoirs que dans le potentiel hydrogéologique des réserves qu'il contient. La précarité des populations rurales est en partie liée au manque d'eau potable ainsi qu'au nombre encore insuffisant des points d'approvisionnement. Un nombre important d'échecs a été observé lors de la réalisation des ouvrages de captages des eaux souterraines, dont l'une des causes est une faible connaissance du fonctionnement du milieu.

Cette étude consiste à améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique des réservoirs du socle fissuré (géométrie des aquifères, paramètres hydrodynamiques, recharge, disponibilité de la ressource) en vue de l'installation d'ouvrages de captage.

L'approche méthodologique multidimensionnelle et pluridisciplinaire intègre des méthodes d'hydrogéophysique, d'hydrogéologie, de géologie et de chimie. Il s'agit de développer de nouvelles techniques et outils appropriés de prospection pour affiner la caractérisation du socle fissuré, afin de mieux contraindre l'exploitation des sites, notamment en termes de stabilité des débits prélevés.

Pour étudier l'aquifère de socle du bassin versant du Bandama blanc amont, nous avons couplé des mesures électromagnétiques aux données lithologiques pour affiner la connaissance de la géométrie de l'aquifère et mieux contraindre le choix pour les futures localisations des forages. Cette étude présente donc une nouvelle approche hydrogéophysique pour améliorer la connaissance des ressources importantes dans un aquifère de socle, à l'échelle locale ou régionale, par l'utilisation du système électromagnétique multifréquentiel PROMIS®.

L'interprétation des résultats a conduit à proposer des modèles multicouches conformes à la structuration lithologique et aux discontinuités géologiques en place, et à la localisation de l'aquifère, sa géométrie et les interfaces de sa base et de son toit.

Cette méthode est efficace pour améliorer la caractérisation de l'aquifère de socle, et les résultats ont révélé une bonne concordance entre les sondages (1D), la section de résistivité (2D), les forages et les structures géologiques.

La géométrie de l'aquifère présente une structure multicouche présentant de haut en bas de la cuirasse ferrugineuse, des arènes argileuses, une zone fissurée reposant sur un substratum rocheux. Nous sommes en présence d'une nappe captive, sous pression sous les argiles, contenue dans les arènes et la frange fissurée, et présentant une épaisseur variable entre 15 et 30 m. Une connaissance détaillée de la géométrie de l'aquifère constitue la première étape cruciale avant d'aller plus loin dans une étude hydrogéologique complète.

ABSTRACT

Title : Hard rock aquifers characterization to improve the productivity of the village water wells in the upstream watershed of White Bandama (Northern Ivory Coast)

Keywords : Aquifers, Hard-rock, Hydrogeophysics, Electromagnetic sounding, Ivory Coast

Abstract : The upstream watershed of White Bandama, north of Ivory Coast, is located on a fissured hard-rock, composed of granites and schists, and is a perennial aquifer for populations' water supply. The upstream watershed of White Bandama, northern Ivory Coast, is located on a hard-rock aquifer which geometry and potential as an hydrogeological reserve is not yet well characterized. Insecurity of rural populations is partly due to lack of drinking water as well as still inadequate number of water supply points. A significant number of failures was observed when performing wells and boreholes for groundwater, one of the causes is a weak scientific knowledge on the environment. This study is to improve knowledge on the hydrodynamic behavior of the hard rock reservoir (geometry of aquifers, hydrodynamic parameters, recharge, availability of the resource) in order to drill perennial boreholes. The multidisciplinary methodological approach integrates hydrogeophysics, hydrogeology, geology, chemistry methods. It is to develop new techniques and appropriate exploration tools to refine the characterization of fissured hard-rock to better constrain the operation of sites, especially in terms of stability of pumped yield.

To study the hard-rock aquifer of upstream watershed of White Bandama, we coupled electromagnetic measurements to lithological data to refine the geometry of the aquifer and to better constrain the choice for future drilling locations. This study presents a new hydrogeophysical approach using the multifrequency electromagnetic device PROMIS® to improve knowledge of resources on hard-rock aquifer, at the local or regional level. Our geophysical data are interpreted with multi-layer models consistent with the discontinuities observed in lithology logs and the geology of the site. This method is efficient to improve the characterization of the hard-rock aquifer, and the results showed good agreement between the soundings (1D), the resistivity cross-section (2D), drillings and geological structures. Results allow to precise the local thicknesses of the 3 main units of our study area down to 50 m, being from top to down, saprolite, a fissured-rock zone and the rock substratum. The fissured-rock zone constitutes the main aquifer unit under pressure, interesting target for productive water wells. Its thickness ranges from 15 to 30 m. A detailed knowledge of the local aquifer geometry constitutes the first and crucial step before going further into a complete hydrogeological study.



REMERCIEMENTS

Au terme de cette belle aventure de la thèse de Doctorat, si longue et si riche en évènements de toutes les sortes, pleins d'enseignements scientifiques et pour la vie, pleins de leçons de morale, je voudrais reconnaître et faire savoir que j'ai beaucoup appris et beaucoup reçu.

En guise de reconnaissance pour cela, je voudrais m'acquitter de ce devoir de remerciements, de reconnaissance et de gratitude à l'endroit de tous les acteurs de cette œuvre, à tous les niveaux, et leur rendre hommage. Mais avant tout propos, je voudrais dire à tous ceux que j'ai dû heurter dans le déroulement de ce travail, bien que ne croyant pas l'avoir fait, qu'ils trouvent ici mes sincères excuses car nul n'est parfait, et nous pouvons nous vexer les uns les autres sans en avoir l'intention, ou sans même le savoir.

*Tout d'abord, je tiens tout particulièrement à remercier mon **Professeur Marc PESSEL**, mon Directeur de thèse, pour sa disponibilité, son engagement tout au long de ce travail de recherche. Il m'a communiqué sa passion pour la géophysique et m'a fait profiter de son expérience. Il m'a toujours ouvert sa porte, m'a supporté au cours de ce périple, et avec sa famille a su m'accueillir comme un des leurs. Il était au four et au moulin pour toutes les missions que nous avons effectuées au Nord de la Côte d'Ivoire, dans des conditions souvent difficiles qu'il a dû surmonter avec beaucoup d'enthousiasme et de hauteur de vue. Merci Prof. pour votre encadrement fructueux, pour votre inestimable soutien scientifique et moral, pour vos précieux conseils et pour votre sympathie ! Vous m'avez beaucoup appris. Vous avez toujours assuré votre rôle malgré les nombreuses ornières rencontrées sur le chemin de la recherche durant ces années passées ensemble. Merci pour tout ! Que vous prospériez à tous égards !*

*Je ne sais comment exprimer ma reconnaissance et ma profonde gratitude au **Professeur SAVANE Issiaka**, Doyen de l'UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, mon co-directeur de thèse pour son encadrement scientifique. Directeur du Laboratoire Géosciences et Environnement de l'Université Nangui Abrogoua, il m'a initié à la recherche, puis a guidé mes pas grâce à sa si riche expérience scientifique, grâce à ses qualités humaines exceptionnelles, et par son aide précieuse et ses conseils avisés. Malgré le poids de l'âge et des difficultés que vous éprouviez alors, vous avez insisté et tout fait pour prendre part aux différentes missions de recherche qui se sont déroulées en Côte d'Ivoire, parce que vous ne vouliez pas me laisser seul, et surtout parce vous teniez à accueillir comme il se doit, vos collègues venus de l'Université Paris-Sud. J'en ai été beaucoup marqué, et je ne pourrai l'oublier. Ce sont des sacrifices consentis pour moi, tout comme les largesses dont j'ai pu bénéficier de votre part à des moments douloureux et difficiles de ma vie. Vous m'avez toujours considéré et traité comme votre fils, et j'en suis très honoré. Merci infiniment pour tout, Professeur ! Que Dieu vous le rende, vous élève davantage et vous accorde la longévité dans la parfaite santé !*

Mentions spéciales à ma co-encadrante, Véronique DURAND ! Il m'est difficile de trouver les mots pour vous dire merci pour votre disponibilité quotidienne, pour votre soutien indéfectible, pour vos qualités humaines et scientifiques exceptionnelles, et pour la rigueur et la précision qui vous caractérisent. Vous êtes toujours disponible pour aider à la formation, pour donner des coups de mains, même à votre dépend. Vous avez refusé de prendre du repos lors d'une de nos missions en Côte d'Ivoire, et avez insisté à participer aux différentes activités sur le terrain alors que votre état de santé ne vous le permettait pas. C'est une marque exceptionnelle de considération, de don de soi et de sacrifice pour moi. Je ne l'oublierai jamais. En plus, j'ai toujours bénéficié de vos appuis matériels, techniques, logistiques, et aussi et surtout de vos conseils et orientations chaque fois qu'il le fallait. Merci pour tout ce que vous avez fait dans la réalisation de ce travail ! Merci pour tout ! Nul doute que vous gravirez tous les échelons de la recherche scientifique ! Tel est mon souhait.

Je remercie très sincèrement les Professeurs Colette SIRIEIX et Patrick LACHASSAGNE d'avoir accepté de rapporter sur mon travail de thèse. De même, je dis merci aux Professeurs Hermann ZEYEN, Claude MÜGLER, de même qu'à Konstantinos CHALIKAKIS (Kostas) qui ont bien voulu participer à mon jury de thèse pour l'examen de ce travail.

Il me plaît de remercier vivement Prof. Christelle MARLIN qui a initié l'encadrement de ma thèse au laboratoire GEOPS, qui m'a soutenu et donné des orientations pour mieux conduire mes travaux au laboratoire comme sur le terrain grâce à ses qualités scientifiques avérées et à sa si riche expérience reconnue partout. Elle a toujours répondu favorablement chaque fois que je la sollicitais. C'est elle qui a favorisé mon accueil et mis sur pieds l'équipe en charge de la conduite de mes travaux. Merci Professeur pour vos appuis multiformes et pour les efforts inlassables que vous n'avez cessé de fournir en ma faveur durant ces années passées à vos côtés !

Je remercie Prof. Eric CHASSEFIERE, Directeur du laboratoire Géosciences Paris Sud (GEOPS) pour son ouverture, son charisme et le dynamisme avec lequel il conduit et dirige si bien cette grande maison de recherche scientifique. Il a accepté de m'accueillir dans son laboratoire, m'a beaucoup aidé dans les démarches et correspondances avec les institutions impliquées et a mis en place toute la logistique nécessaire au bon déroulement de mes travaux au laboratoire, comme sur le terrain. Je lui suis infiniment reconnaissant. Merci pour tout Professeur !

Je remercie Prof. Xavier QUIDELLEUR, Directeur du pôle Géosciences de l'École Doctorale SMEMAG, ainsi que Mme Thi Kim HO, pour les orientations et appuis multiformes dans le suivi des travaux des doctorants sous leur supervision.

Je tiens à remercier particulièrement Gaël MONVOISIN et Aurélie NORET pour le soutien et l'aide qu'ils m'ont accordés pendant les analyses chimiques et isotopiques. Merci pour votre assistance technique et aussi pour la convivialité et la sympathie qui vous caractérisent !

*Je remercie les membres de l'équipe de recherche IDREau (**Laurent BERGONZINI, Julius NOUET, Antoine SEJOURNE, Elisabeth GIBERT, Damien CALMELS, Marc MASSAULT**) avec à leur tête **Prof. Cécile QUANTIN** pour leur soutien, pour leur collaboration, pour leur bonne humeur et plus particulièrement **Albane SAINTENOY** pour sa contribution dans la valorisation des résultats du travail.*

*Je traduis ma reconnaissance à **M. Vessou DIABATE** de la Direction Territoriale de l'Hydraulique de Korhogo pour ses appuis chaque fois que je le sollicitais, particulièrement pour l'obtention des dossiers complets des forages, et aussi pour l'obtention du complément d'équipement pour les essais de pompage sur le terrain. Dans la même veine, je ne pourrai oublier les artisans maintenanciers de forages, **MM. Madou TRAORE** et **Valy DIABATE**, pour leur assistance technique lors de l'installation et de la récupération des sondes d'enregistrement du niveau d'eau dans les forages.*

*Mes remerciements vont aussi à l'endroit de mes plus proches collaborateurs de terrain, et harangueurs de foule, **SORO Emile dit Mko** et **OUEDRAOGO Daouda dit Daou** pour la bonne humeur et la comédie sans pareille qu'ils ont toujours fait montre pour détendre l'équipe de recherche lors de nos missions, mais surtout pour leur appui dans le suivi des ouvrages destinés à la piézométrie. Avec eux, je ne pourrai oublier **M. KOUAME Célestin**, le conducteur du véhicule de mission, à qui je dis merci d'avoir conduit l'équipe de recherche depuis Abidjan jusqu'à Korhogo, et sur les différents sites, dans les villages et campements. Son enthousiasme, son expérience professionnelle, son humeur et sa gentillesse ont été bénéfiques à toute l'équipe sur le terrain. A eux tous, je dis merci pour tout !*

*Je n'oublie pas de dire toute ma gratitude au personnel du laboratoire GEOPS, plus particulièrement à **Mmes Chantal ROCK, Georgette RABOUX, Valérie GODARD** et **Evelyne CRINON**. Merci aussi **M. Pierre LAHITTE** pour son appui lors de l'exploitation des images satellitaires Aster Global DEM sous ArcGIS !*

*Je dis merci à tous les doctorants, notamment **Clémence HOUZE, Ludovic LAFFORGE, Hassane Bachir SALEY** pour la bonne ambiance qui a régné durant ces années d'études.*

*Je voudrais dire mes remerciements à **Prof. KAMAGATE Bamory**, avec qui j'ai aussi fait mes premiers pas à la recherche et qui m'a beaucoup soutenu et encouragé dans toutes mes initiatives, particulièrement dans mes travaux de recherche et de collaboration. Je traduis ma gratitude et ma reconnaissance pour les appuis du programme PIMASO dont j'ai dû bénéficier, avant la mise en forme et réorientation de cette thèse.*

*Je remercie infiniment la **Banque Islamique de Développement (BID)** pour le financement de ce projet de recherche pour le compte de la Côte d'Ivoire, depuis 2013 jusqu'à la fin de la thèse.*

*Ma vive reconnaissance et mes remerciements infinis vont à l'endroit du **Professeur Alain Nindaoua SAVADOGO**, du Cabinet BERSET Burkina et ex-Directeur du laboratoire d'Hydrogéologie et de Géophysique de l'Université de Ouagadougou, qui est une référence pour moi. Avec l'humilité qui le caractérise, il m'a donné et communiqué à cœur ouvert sa passion pour la géophysique, pour la pratique*

et le contact avec les populations du milieu rural. J'ai énormément appris à ses côtés plusieurs années durant au Burkina Faso, lors des différentes missions de prospection géophysique appliquée à la recherche d'eau souterraine, qu'au en génie civil. Malgré le poids de l'âge, passionné comme il l'est, il était toujours à nos côtés sur le terrain pour partager avec nous, sa si riche et belle expérience dans divers domaines des Sciences de la Terre, mais aussi et surtout celle de l'école de la vie. Merci beaucoup Professeur, cher Oncle, pour tes soutiens sans faille et pour tes appuis multiformes, surtout pour tes conseils très avisés ! Je ne t'oublierai jamais. Longue vie à toi dans la parfaite santé !

*J'exprime aussi ma reconnaissance à **Prof Youssouf KOUSSOUBE** pour son esprit d'ouverture, pour sa bonne humeur, pour ce que j'ai appris auprès de lui lors des nombreuses missions effectuées ensemble. Ses conseils m'ont été d'un apport inestimable dans mes travaux de recherche, comme dans ma contribution à d'autres travaux. J'ai été marqué par sa gentillesse, lui et sa famille. Merci pour tout !*

*Je dis merci à **Daouda SAWADOGO**, technicien géophysicien à l'Université de Ouagadougou pour les moments passés avec lui, pour ses conseils, pour les activités de terrain que nous avons menés ensemble auprès du Professeur SAWADOGO, et aussi pour la bonne ambiance qui a toujours régné entre nous. J'en ai gardé pas mal de bons souvenirs.*

*Je tiens particulièrement à remercier le **Commandant DRIGBA Koko Jean-Claude** et **Capitaine DIOMANDE** de la Direction Générale des douanes ivoiriennes pour leurs appuis dans l'obtention des documents nécessaires à l'admission temporaire des équipements de recherche en Côte d'Ivoire. Un grand merci à toutes ces personnes anonymes, aussi bien dans les administrations que dans les nombreuses localités traversées au cours des missions de terrain, qui ont, d'une manière ou d'une autre, contribué à l'aboutissement de ce travail !*

*J'exprime mon infinie gratitude à **Dr TIE Yro Hyacinthe** et à **Mme TIE ZEZE Gnamaka Adéline** leur assistance multiforme, pour leur soutien constant et permanent sans faille, pour leur largesse et pour les prières dont j'ai toujours bénéficiés.*

*Un grand merci à mon « jumeau » **SILUE Doba Vital**, à mes plus chers amis de tous les temps **OUATTARA Ismaïla**, **COULIBALY Léréyaha**, **BAMBA Adama**, **COULIBALY Tahirou**, **KOÏTA Mahamoudou**, **ADIAFFI Bernard**, **SANGARE Drissa**, **COULIBALY Sandotin Lassina**, **KONAN Koffi Harmand**, **SORO Dimitri** pour leurs conseils et leurs soutiens constants.*

*Spécial remerciement à ma très chère jumelle **DJANGUE NANKAP Marlyse** qui m'a beaucoup soutenu moralement et avec ses conseils et prières pour que ce travail soit couronné d'un véritable succès !*

*Je dédie spécialement ce travail à ceux qui me sont très chers, **ma famille (mon défunt père, ma mère, Amina OUATTARA** et tous les autres **frères et sœurs**). Merci de tout cœur pour tous les sacrifices consentis, pour votre patience et pour vos prières !*

TABLE DES MATIERES

ABSTRACT	1
REMERCIEMENTS	i
LISTE DES FIGURES	vii
LISTE DES TABLEAUX	x
SIGLES ET ACRONYMES	xi
INTRODUCTION	
Contexte	1
Problématique: Etude des aquifères de socle - Applications à la Côte d'Ivoire.....	2
PREMIERE PARTIE : ETAT DE L'ART	7
INTRODUCTION : CONNAISSANCES ANTERIEURES SUR LES METHODES D'ETUDE ET DESCRIPTION	
GEOPHYSIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE	9
CHAPITRE 1 : CADRE GEOGRAPHIQUE.....	23
1.1. Le bassin versant du Bandama blanc amont.....	23
1.2. Le réseau hydrographique	24
1.3. La géomorphologie.....	25
CHAPITRE 2: CONTEXTE CLIMATIQUE	27
2.1. Zone climatique.....	27
2.1.1. Les précipitations.....	27
2.1.2. Le régime des vents.....	30
2.1.3. Les températures	30
2.1.4. L'humidité relative.....	30
2.1.5. L'évaporation et l'évapotranspiration et autres indices	31
2.2. Régime pluviométrique.....	31
CHAPITRE 3: CONTEXTE GEOLOGIQUE	35
3.1. Aperçu de la géologie de la Côte d'Ivoire.....	35
3.2. Les formations géologiques de la région d'étude	36
3.2.1. Formations libériennes.....	37
3.2.2. Formations birimiennes	38
CHAPITRE 4: CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE	41
4.1. Les réservoirs d'eaux souterraines	41
4.1.1. Les aquifères d'altérites.....	42
4.1.2. Les aquifères fissurés et/ou de fractures.....	42
4.1.3. Les modèles d'aquifère de socle.....	43
4.1.3.1. Le modèle traditionnel.....	43
4.1.3.2. Le modèle plus récent.....	44
4.2. Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères	48
4.2.1. Porosité.....	48
4.2.2. Loi de Darcy.....	51
CHAPITRE 5: COUVERTURE VEGETALE ET IMPACTS SPATIO-TEMPORELS DES ACTIVITES HUMAINES SUR LE MILIEU.....	53
5.1. Sols et végétations du bassin versant du Bandama blanc.....	53
5.2. Les activités humaines.....	55
DEUXIEME PARTIE : AQUISITION DE DONNEES, MATERIELS ET METHODES	57
CHAPITRE 6 : CARACTERISATION DE L'OCCUPATION DU SOL ET DE LA GEOMETRIE DES AQUIFERES PAR TELEDETECTION	59
6.1. Les images satellitaires et données utilisées	59
6.1.1. Présentation des données disponibles	59
6.1.2. Traitements numériques d'images satellitaires	60
6.1.2.1. Importation des scènes et création d'une image globale de la zone d'étude	60
6.1.2.2. Analyses des compositions colorées	61
6.2. Etude de la dynamique de l'occupation du sol du bassin versant.....	63
6.2.1. Classification non supervisée de l'image.....	63
6.2.2. Classification supervisée ou dirigée.....	63
6.3. Etude du réseau de fractures du bassin versant du Bandama blanc amont	64
6.3.1. Extraction des linéaments	66
6.3.2. Analyse du réseau de fractures	67
6.3.2.1. Distribution des orientations et longueurs des fractures.....	67
6.3.2.2. Distribution spatiale des fractures	68
CHAPITRE 7 : METHODES GEOPHYSIQUES DE CARACTERISATION DES AQUIFERES DE LA ZONE D'ETUDE	71
7.1. Principes généraux des méthodes électromagnétiques	71
7.2. Méthodes électromagnétiques fréquentielles (FDEM – Frequency Domain ElectroMagnetic)	75

7.2.1.	Principe général	75
7.2.2.	Mise en œuvre	76
7.2.3.	Équipement PROMIS (Iris Instruments).....	78
7.3.	Profil et sondages électromagnétiques.....	79
7.4.	Étude locale	80
7.5.	Inversion des mesures	81
CHAPITRE 8 : METHODE DE CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE.....		83
8.1.	Caractéristiques chimiques des eaux souterraines.....	83
8.2.	Les eaux du bassin versant du Bandama blanc dans le diagramme de Piper	84
8.3.	Caractérisation isotopique des nappes d'eaux souterraines	85
8.4.	Connexions entre aquifères.....	85
CHAPITRE 9: METHODE DE CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES		87
9.1.	Base de données forages et piézométrie.....	87
9.2.	Essais de pompage	88
9.2.1.	Principe.....	89
9.2.2.	Méthode d'interprétation.....	91
9.2.3.	Les solutions analytiques.....	91
9.2.3.1.	Pour un aquifère captif: solution de Theis (1935).....	92
9.2.3.2.	Pour un aquifère captif avec un phénomène de drainance: solution de Hantush (1955)	95
9.2.3.3.	Pour un aquifère fracturé: solution de Moench (1984).....	96
9.2.3.4.	Pour «tout type d'aquifère captif»: modèle de Barker (1988).....	97
9.2.3.5.	Limitations : Ambiguïté de l'interprétation.....	99
9.2.4.	Dynamique de l'écoulement des eaux souterraines	99
TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSIONS		103
CHAPITRE 10: CARACTERISATION DES AQUIFERES DU BASSIN VERSANT PAR TELEDECTION		105
10.1.	Occupation du sol.....	105
10.2.	Dynamique des unités d'occupation du sol sur le bassin versant.....	108
10.2.1.	Modes de transformation du milieu.....	110
10.2.2.	Conséquences hydrologiques et hydrogéologiques	110
10.3.	Cartographie de la fracturation sous-jacente	110
CHAPITRE 11 : STRUCTURE ET GEOMETRIE DES AQUIFERES PAR IMAGERIE GEOPHYSIQUE.....		113
11.1.	Corrélation des coupes de forages	113
11.2.	Caractérisation géophysique des aquifères.....	116
11.2.1.	Modèles de types issus des sondages électromagnétiques (SEM).....	116
11.2.2.	Identification des discontinuités géologiques sur le profil électromagnétique 2D	125
11.2.3.	Étude locale sur la plate-forme de Tangafla : Sections de résistivité.....	127
11.2.4.	Typologie des aquifères.....	132
11.2.5.	Géométrie des réservoirs	132
CHAPITRE 12 : CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES AQUIFERES.....		137
12.1.	Caractérisation physico-chimique des eaux de pluie et des nappes aquifères.....	138
12.1.1.	Relation entre la température et la profondeur d'eau	139
12.1.2.	Relation entre le pH et la profondeur d'eau.....	140
12.1.3.	La conductivité électrique	140
12.2.	Caractéristiques chimiques des eaux.....	143
12.2.1.	Les nitrates	143
12.2.2.	Le chlorure.....	143
12.2.3.	Le sodium.....	143
12.3.	Les eaux souterraines du bassin versant dans le diagramme de Piper	146
12.4.	Caractérisation isotopique des eaux	147
12.4.1.	Caractéristiques isotopiques de la pluie.....	147
12.4.2.	La signature isotopique des nappes d'eau souterraine.....	148
12.4.3.	Connexions entre aquifères	148
CHAPITRE 13 : HYDRODYNAMISME ET POTENTIALITES HYDROGEOLOGIQUES DES AQUIFERES		151
13.1.	Influences du pompage sur les chroniques piézométriques.....	151
13.2.	Variation spatiale de la piézométrie	151
13.3.	Variation temporelle de la piézométrie	154
13.5.	Paramètres hydrodynamiques et potentialités hydrogéologiques.....	159
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES		175
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....		181
ANNEXES.....		201

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Dispositifs de la technique de profilage carré.....	11
Figure 2 : Configuration des électrodes pour une acquisition suivant les dispositifs de type Wenner (a), Dipôle-Dipôle (b) et Schlumberger (c).....	12
Figure 3: MNT du bassin versant du Bandama blanc amont.....	23
Figure 4 : Carte du réseau hydrographique.....	24
Figure 5 : Photos du Bandama blanc en période sèche (avril 2013) et en période humide (août 2013) à Sinématiali	25
Figure 6 : Aperçu de la morphologie de la zone d'étude	25
Figure 7 : Pluviométrie moyenne mensuelle à Boundiali et Korhogo (1950 - 2002).....	27
Figure 8 : Variabilité spatiale de la pluviométrie de la période 1951 - 1960.....	28
Figure 9 : Variabilité pluviométrique spatio-temporelle (1961-1970 ; 1971 – 1980 ; 1981 – 1990 ; 1991 – 2000).....	29
Figure 10 : Variation de la température moyenne mensuelle à Korhogo (1972 - 2002).....	30
Figure 11 : Evolution de l'indice pluviométrique aux stations de Boundiali et de Korhogo	32
Figure 12 : Evolution du débit hydrométrique aux stations de Séguétiélé et de Katégué.....	32
Figure 13 : Photo de la rivière au pont du Badénoü entre Odoro et Tiébila, sur l'axe Korhogo – M'Bengué (février 2014).....	33
Figure 14: Carte géologique simplifiée (modifiée d'après Milési <i>et al.</i> , 1989),.....	36
Figure 15 : Carte géologique du bassin versant du Bandama blanc amont (Géomines, 1982, modifié).....	38
Figure 16 : Croquis hydrogéologiques des aquifères des formations granitiques (a) et de la tranche d'altération superficielle en région schisteuses (b) (d'après Boukari <i>et al.</i> , 1990; et modifié).	43
Figure 17 : Coupe morphologique schématique.....	44
Figure 18 : Photos profils d'altération (tranchée sur route / berge de rivière)	47
Figure 19: Mode de gisement des eaux souterraines dans le socle cristallin ouest africain (Savadogo, 1984 modifié)	47
Figure 20 : Structure d'une couche d'eau liée au contact d'une particule solide (D'après de Marsily, 1981)	49
Figure 21 : Les différents types de porosité	50
Figure 22 : Ecoulement à travers un milieu poreux (Boucher, 2007)	52
Figure 23 : Carte de la végétation de la zone d'étude.....	54
Figure 24 : Photos cultures de coton à Pitiengomon, et de riz à Séguétiélé (août 2013)	55
Figure 25 : Composition 357 l'image ETM+ du 15/11/2006	62
Figure 26 : Filtre de Sobel de direction N-S rehaussant les structures E-W.....	66
Figure 27 : Localisation des sondages et profils électromagnétiques réalisés sur la zone d'étude.....	78
Figure 28: Mesures et acquisition des données de terrain – Sondages électromagnétiques multifrequentiels (SEM) au PROMIS® en Côte d'Ivoire	79
Figure 29 : Configuration des bobines (HCP) pour l'investigation du sous-sol représenté par un modèle	

à trois horizons.....	80
Figure 30 : Photo du dosage des anions majeurs avec l'ISC-1000 au laboratoire GEOPS.....	84
Figure 31 : Carte des ouvrages ayant servi à la piézométrie (forages / puits).....	88
Figure 32. Schéma d'un essai de pompage dans un aquifère captif (Boucher, 2007).....	89
Figure 33 : Photo d'essais de pompage (pompe immergée / pompage manuel).....	90
Figure 34 : Exemples d'évolution théorique du rabattement pendant un pompage (Boucher, 2007)...	92
Figure 35 : Modèles conceptuels de la solution de Theis et effets des limites, modifié d'après Renard (2005b).....	95
Figure 36 : Modèles conceptuels des solutions analytiques de Hantush et de Moench et évolutions piézométriques associées, modifié d'après Renard (2005b).....	98
Figure 37 : Exemples d'écoulements simulés par le modèle de Barker (Renard, 2005b) parmi lesquels figurent les écoulements linéaire (n=1), radial (n=2) et sphérique (n=3).....	98
Figure 38 : Schéma global des facteurs dominants affectant la recharge et le flux souterrain (Lallehem, 2002 modifié).....	101
Figure 39 : Carte de l'occupation du sol de la zone d'étude pour l'année 1986.....	106
Figure 40 : Carte de l'occupation du sol de la zone d'étude pour l'année 2006.....	107
Figure 41 : Variation des unités d'occupation de sol pour les années 1986 et 2006.....	109
Figure 42 : Carte de fracturation issue de l'imagerie satellitaire.....	111
Figure 43 : Rosace directionnelle.....	112
Figure 44 : Transect longitudinal SW-NE de la zone d'étude suivant le profil MBalla - Dalevogo.....	114
Figure 45 : Transect transversal E-W de la zone d'étude suivant le profil Kolokpo - Koni.....	115
Figure 46 : Modèle 6-terrains (SEM/litholog) du site de Siempurgo sur granite.....	117
Figure 47 : Modèle 5 terrains (SEM/lithologs) des sites de a) Oodoro, b) Benguebougou, c) Kolokpo sur granite.....	119
Figure 48 : Modèle 4 terrains (SEM/lithologs) des sites de a) Sakouma, b) Oumobolo, c) Kombolokoro sur granite.....	121
Figure 49 : Modèle 6 terrains (SEM/lithologs) des sites de a) Gadoumon, b) Dalevogo sur schiste...	123
Figure 50 : Modèle 4 terrains (SEM/litholog) du site de Katiali en milieu alluvial.....	124
Figure 51 : Interprétation de la section de résistivité.....	126
Figure 52 : Carte des sondages électromagnétiques de la plate-forme de Tangafla.....	127
Figure 53 : Sections de résistivité sur la plate-forme de Tangafla.....	130
Figure 54 : Succession de sections de résistivité parallèles sur la plate-forme de Tangafla.....	131
Figure 55 : Carte des épaisseurs d'altération issues des sondages EM et des lithologs.....	132
Figure 56 : Modèle géométrique de l'aquifère.....	133
Figure 57 : Localisation des points de prélèvements d'eau pour des analyses hydrogéochimiques.....	137
Figure 58 : Graphique de la température en fonction de la profondeur d'eau dans l'ouvrage.....	139
Figure 59 : Graphique du pH en fonction de la profondeur d'eau dans l'ouvrage.....	140
Figure 60 : Graphique du pH en fonction de la conductivité électrique.....	141

Figure 61 : Graphique de la conductivité électrique en fonction de la profondeur d'eau.....	142
Figure 62 : Evolution de la conductivité électrique et de la profondeur d'eau suivant le profil topographique sur le site de NGanon.....	142
Figure 63 : Graphique Mg/Na en fonction de la conductivité électrique.....	144
Figure 64 : Graphique de K/Na en fonction de la conductivité électrique.....	144
Figure 65 : Graphique de Mg/Ca en fonction du pH	145
Figure 66 : Graphique de K/Na en fonction du pH.....	145
Figure 67 : Diagramme de Piper présentant les faciès hydrochimiques des eaux échantillonnées	146
Figure 68 : Graphique de la relation $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ et comparaison avec les droites météoriques mondiale et locale	147
Figure 69 : carte piézométrique des basses eaux (avril 2014).....	153
Figure 70 : Carte piézométrique des hautes eaux (octobre 2014).....	153
Figure 71 : Carte de la variation du niveau piézométrique sur les sites de NGanon et Tangafila (piézogramme)	154
Figure 72 : Graphique de variation des cotes piézométriques à faible amplitude de variation	156
Figure 73 : Graphique de variation des cotes piézométriques à forte amplitude de variation	157
Figure 74 : Bloc diagramme toit du socle.....	158
Figure 75 : Bloc diagramme des hautes eaux (octobre 2013) et toit du socle.....	158
Figure 76 : Graphique du rabattement en fonction du temps sur le forage de Tangafila	159
Figure 77 : Graphique du rabattement en fonction du temps sur le forage de Lofiné.....	160
Figure 78 : Graphique du rabattement en fonction du temps sur le forage de Solognougo.....	160
Figure 79 : Graphique du rabattement en fonction du temps suivant la comparaison Theis-Hantush pour le forage de Kamara	162
Figure 80 : Graphique du rabattement en fonction du temps suivant la comparaison Theis-Hantush pour le forage de Masseguéré.....	163
Figure 81 : Carte de distribution du débit des forages	166
Figure 82 : Carte de distribution de la transmissivité.....	167
Figure 83 : Graphique de corrélation débit – transmissivité	168
Figure 84 : Graphique de corrélation épaisseur d'altération - débit.....	168
Figure 85 : Graphique de corrélation épaisseur d'altération - transmissivité.....	169
Figure 86 : Graphique de corrélation profondeur totale - transmissivité	169
Figure 87 : Graphique de corrélation profondeur totale - débit.....	170

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Procédure d'étude hydrogéologique en zone de socle (BRGM, 1992)	15
Tableau II : Procédure d'étude géophysique en zone de socle (BURGEAP, 1984).....	16
Tableau III : Méthodes géophysiques usuelles pour l'hydrogéologie, entre parenthèses les propriétés dont l'effet est secondaire (Kearey and Brooks, 1984)	18
Tableau IV : Dispositifs géophysiques et domaines d'application hydrogéologiques usuels.....	19
Tableau V : Caractéristiques spectrales et spatiales de l'image Landsat-5 TM de 1986	60
Tableau VI : Caractéristiques spectrales et spatiales de l'image Landsat-7 ETM+ de 2006	60
Tableau VII : Matrices des filtres appliqués.	65
Tableau VIII : Variation des unités d'occupation du sol entre 1986 et 2006	108
Tableau IX : Gammes de valeurs des paramètres physico-chimiques.....	139
Tableau X : Transmissivités estimées d'après Theis Jacob et Hantush	164
Tableau XI : Classes des débits dans la zone d'étude	165
Tableau XII : Classes des transmissivités dans la zone d'étude.....	165

SIGLES ET ACRONYMES

AMC : Analyses multicritères

AMT : Audio-magnétotellurique

BRGM : Bureau de Recherches Géologiques et Minières

CCT : Centre de cartographie et de Télédétection

CIEH : Comité inter-états d'études hydrauliques

DIEPA : Décennie internationale de l'eau potable et de l'assainissement

EM : Electromagnétique (méthode)

ETM+ : Enhanced Thematic Mapper Plus (capteur/récepteur du satellite LANDSAT 7)

ETP : Evapotranspiration potentielle

FDEM : Frequency domain electromagnetic

GPS : Global Positioning System (Système de positionnement mondial)

IRD : Institut de recherche pour le développement (anciennement appelé ORSTOM)

MNT : Modèle numérique de terrain

NDVI : Indice de végétation par différence normalisé

RGB : canons vidéo Rouge, Vert et Bleu

RMP : Résonance magnétique des protons

RMT : Radio-magnétotellurique

SEM : Sondage électromagnétique

SODEXAM : Société d'exploitation et de développement aéroportuaire, aéronautique et météorologique

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

TDEM : Time domain electromagnetic

TM : Thematic mapper

UTM : système de projection Universal Transverse Mercator

VLF : Very low frequency

INTRODUCTION

Contexte

L'Afrique de l'Ouest, sous régime de mousson, connaît depuis plusieurs décennies une péjoration climatique caractérisée par une importante variabilité spatio-temporelle. Les séries de sécheresses de plus en plus récurrentes qui en résultent dans la région ont pris la forme d'une baisse pluviométrique de l'ordre de 10 à 20% accompagnée d'une incertitude de répartition dans le temps et dans l'espace (**Khodja et al., 1998 ; Nicholson et al., 1999 ; Mahe et al., 2001**). Il s'en suit une réduction encore plus importante du débit des rivières et des fleuves qui ont même disparu par endroit. Aussi une des conséquences majeures de la baisse pluviométrique est-il le dépérissement croissant de la recharge des nappes.

Le bassin versant du Bandama blanc amont en Côte d'Ivoire s'inscrit dans ce contexte scientifique général avec une seule saison humide concentrée entre juillet et septembre. Sur ce bassin à substratum cristallin et cristallophyllien, très peu de travaux ont été réalisés pour caractériser et mieux comprendre la réponse des aquifères dans ce contexte de fluctuation climatique persistante amplifiée d'une pression anthropique croissante.

Sur le bassin versant du Bandama, les cultures de rente comme le riz, le coton, le soja et la noix de cajou prennent actuellement une grande extension, de même que les plantations d'oranges, de mangues et d'agrumes. Ces productions nouvelles en pleine expansion, en plus de l'élevage et la pêche, représentent une importante source de revenus pour les populations et un facteur clé du développement socio-économique. Cependant, l'exploitation de ces potentialités économiques doit s'appuyer avant tout sur une parfaite maîtrise et une gestion rationnelle de l'eau. Malgré ces possibilités de développement socio-économique avérées, la précarité des populations rurales du bassin liée au manque d'eau en quantité et en qualité justifie en grande partie l'exode massif de ces populations vers les villes du Sud mieux équipées. L'une des causes principales de cette situation est, en plus du nombre encore insuffisant des points d'approvisionnement en eau, le nombre important d'échecs observés lors de la réalisation des ouvrages hydrauliques de captages des eaux souterraines en particulier (puits et forages), ouvrages indispensables à l'approvisionnement permanent des populations en eau potable. Ceci est la conséquence d'une absence de connaissance scientifique préalable du milieu avant la réalisation de tout ouvrage.

Les populations rurales et périurbaines notamment, outre le captage des eaux souterraines superficielles à partir de puisards à courte durée de vie, sont contraintes de se déplacer sur de longues distances à la recherche d'une hypothétique source d'approvisionnement en eau, notamment l'eau des étangs et autres marigots, de mauvaise qualité. Ces populations sont ainsi

exposées à de nombreuses questions de santé publique, notamment les maladies hydriques (diarrhée, goitre, dysenterie, bilharziose, vers de guinée). Outre les ouvrages de captage, aucune instrumentation (piézomètres en particulier) permettant une caractérisation plus fine des processus hydrogéologiques et une intégration suffisamment représentative des variabilités spatio-temporelles naturelles n'existe.

Maîtriser la disponibilité des ressources en eau, notamment les eaux souterraines toutes aussi tributaires du climat dans un bassin peu étudié mais à forte densité humaine demeure donc un besoin vital.

Problématique: Etude des aquifères de socle - Applications à la Côte d'Ivoire

Ce travail s'inscrit dans la problématique générale de l'étude des aquifères de socle. Les méthodes géophysiques traditionnelles que sont le sondage électrique et la cartographie électrique, électromagnétique, et magnétique sont classiquement utilisées pour l'implantation des forages, aussi bien en hydraulique villageoise qu'en hydraulique urbaine.

Les taux de réussite dans la recherche de forte productivité sont limités. Les statistiques actuelles montrent de fortes disparités en fonction des zones géographiques et du contexte géologique.

La connaissance des aquifères reste en général réduite et la pérennité de la ressource demeure souvent un mystère. Les forages sont bien sûr le meilleur moyen de connaissance direct des aquifères, mais les informations géologiques ainsi obtenues restent ponctuelles et chères.

Les essais de pompage, le suivi de l'exploitation et la modélisation hydrogéologique ont permis de faire des progrès significatifs dans la description, la caractérisation et la compréhension du fonctionnement des aquifères discontinus (**Touchard, 1998; Lachassagne et al., 2001**) et le modèle type des aquifères de socle continue d'évoluer (**Wyns, 1999, 2003; Lachassagne, 2001 ; Durand, 2006**).

Revue bibliographique

L'exploitation des ressources en eaux souterraines débute à partir des années 50 en Afrique de l'Ouest francophone (**Archambault, 1954**). Cette exploitation était exclusivement axée sur le captage des aquifères d'altérites dans les zones cristallines. Ceci était dû à la méconnaissance ou sous-estimation du rôle hydraulique de la fracturation dans le socle, ou encore par faute de moyens adaptés pour la réalisation de forages profonds. Il s'en suit une période marquée par la reconnaissance des aquifères fissurés sous les altérites à partir des années 70 (**Faillat, 1986**). A

partir de là, l'état ivoirien instaure dès 1973, bien avant la déclaration de la décennie internationale de l'eau potable et de l'assainissement (DIEPA), un vaste programme d'approvisionnement en eau potable. Malgré les moyens mis en œuvre, ces campagnes connaissent un taux d'échec important et bon nombre de ces ouvrages tarissent ou ne satisfont pas aux besoins des populations. L'insuffisance de ces résultats s'expliquent principalement par la rareté des études permettant de mieux caractériser la géométrie et le comportement hydrodynamique de ces aquifères de socle fracturé, étape primordiale à toute gestion durable de ces hydrosystèmes (**Maréchal et al., 2004; Giao et al., 2008**). En effet, les photographies aériennes qui servent de support pour le relevé de la fracturation ne sont pas d'interprétation facile à cause de la végétation et de l'épaisse couche d'altération qui masque la roche saine. Pour remédier à ces problèmes, plusieurs auteurs (**Kouamé et al., 1999; Lasm et al., 2004; Saley et al., 2005 ; Adiaffi, 2008 ; Koïta, 2010**) ont eu recours à l'utilisation de la télédétection passive (par utilisation des images Landsat et SPOT) pour le relevé de linéaments (alignements morpho-structuraux) en relation avec la fracturation dans différentes régions de la Côte d'Ivoire. L'un des inconvénients majeurs de la télédétection passive est lié à la qualité même des images en zones tropicales humides, du fait de conditions atmosphériques nuageuses fréquentes qui rendent difficile la détection des linéaments.

La caractérisation du comportement hydrodynamique de ces aquifères de socle facturé, nécessite la connaissance exacte de la géométrie, de la structure des différentes parties qui les constituent (**Maréchal et al., 2004; Giao et al., 2008**).

Parfois faciles à exploiter, les eaux souterraines sont souvent difficiles à appréhender. Des stratégies et techniques spécifiques sont développées pour tenter de comprendre le fonctionnement des systèmes hydrogéologiques complexes comme les milieux de socle fissuré. Les travaux de **Biémi (1992)**, **Savané (1997)** et **Jourda (2005)** ont mis en évidence les relations entre les données de télédétection et les ressources en eaux souterraines dans les roches de socle. Des travaux réalisés dans des contextes spécifiques par des auteurs, aussi bien dans le domaine pétrolier (**Latorraca et al., 1993; Dunn et al., 2002**) que dans celui de l'hydrogéologie (**Schirov et al., 1991; Goldman et al., 1994; Roy et al., 1998; Legchenko et al., 2003**) montrent que la géométrie et les fonctions hydrauliques des aquifères peuvent être appréhendées par l'interprétation des sondages RMP.

En hydrogéologie, plusieurs études ont permis d'obtenir des débits importants dans des zones de failles et de filons ainsi qu'au niveau des contacts géologiques dans des milieux cristallins et cristallophylliens comme le nôtre (**Du Berger et al., 1996; Koussoubé et al., 2000, Koïta, 2010**). L'usage des méthodes novatrices de prospection hydrogéophysique avec des stratégies d'investigation plus fine comme la géophysique électromagnétique multifréquentielle permet

d'apporter des informations sur les caractéristiques et la structure des aquifères en présence (extension, épaisseur). Dans notre démarche, le profilage/sondage électromagnétique apparaît comme l'innovation dans la recherche de réservoirs souterrains.

A ce jour, aucun travail de caractérisation des aquifères n'a été abordé en milieu de socle en Afrique par la méthode géophysique électromagnétique multifréquentielle comme outil d'investigation.

Objectifs de l'étude

L'objectif principal de cette étude est de mettre en œuvre un développement méthodologique pour améliorer les connaissances (géométrie des aquifères, paramètres hydrodynamiques, recharge) sur les réservoirs du socle fissuré, avec de nouveaux outils, en vue de l'installation d'ouvrages de captage d'eau potable.

Les objectifs spécifiques consistent à :

- 1) cartographier les changements d'occupation du sol du bassin versant à l'échelle des 30 dernières années et élaborer la carte des linéaments sous-jacents (réseau de fractures du socle) au moyen d'images satellitaires ;
- 2) reconstituer la structuration lithologique à travers les coupes des forages déjà disponibles ;
- 3) affiner la reconstitution lithologique par une cartographie de terrain et une caractérisation des horizons en profondeur par des mesures géophysiques ;
- 4) faire une étude de la différenciation hydrochimique et la qualité des eaux du bassin versant ;
- 5) déterminer les propriétés hydrauliques des aquifères en présence.

Le croisement de l'ensemble des réponses permettra de comprendre le fonctionnement hydrodynamique et celui des aquifères de socle fissuré en particulier. La connaissance de la géométrie, des propriétés hydrodynamiques des aquifères de socle et la distribution spatio-temporelle des potentiels constituent les éléments clés pour la compréhension du fonctionnement hydrogéologique de ces hydrosystèmes et la détermination de leurs modalités d'exploitation, de gestion et de protection durable.

Organisation du mémoire

Le plan de cette étude comporte quatre parties:

- dans la première partie nous présenterons un cadre général de la zone d'étude, un bref aperçu de la géologie du socle cristallin et du mode de gisement des aquifères.
- dans une deuxième partie nous aborderons les méthodes d'étude des sites que nous avons employées à savoir la télédétection, la prospection géophysique, la prospection hydrogéologique.
- la troisième partie sera réservée à l'analyse des résultats et leur discussion.
- enfin nous donnerons en dernière partie la conclusion et des perspectives.

PREMIERE PARTIE :
ETAT DE L'ART

INTRODUCTION : CONNAISSANCES ANTERIEURES SUR LES METHODES D'ETUDE ET DESCRIPTION GEOPHYSIQUE DES AQUIFERES DE SOCLE

Les études géologiques

L'étude de terrain combine les observations géologiques, géomorphologiques et hydrogéologiques de la zone. Elle est destinée à vérifier les indices relevés à partir de la télédétection, à les détailler et à les confirmer. On ne peut faire une étude du fonctionnement du système hydrogéologique sans passer par la structure dans la mesure où ce sont les paramètres de ce dernier qui conditionnent son existence. Les formations du socle cristallin peuvent être subdivisées en deux catégories (les schistes et les roches cristallines). Les schistes qui sont des roches plastiques se déforment mais ne se morcellent pas sous l'action des contraintes. Ce n'est que lorsqu'elles contiennent des filons qu'elles deviennent alors très productives avec des taux d'échec relativement bas.

Les roches cristallines sont généralement très fissurées car elles sont aptes à se briser, mais la texture, la structure de la roche jouent un rôle essentiel dans la productivité de ces roches.

Si on prend en considération les roches cristallines beaucoup d'auteurs et entre autres **Savado** (1984), admettent la hiérarchie suivante dans la productivité des formations:

- 1- Filons de quartz et de pegmatites ;
- 2- Migmatites gneissiques œillées à débit planaire ;
- 3- Roches basiques ;
- 4- Granites migmatitiques homogènes et granites intrusifs.

On détermine la nature de la roche ainsi que sa structure, et une étude tectonique sur les affleurements visibles sur le terrain est effectuée. On relève à cet effet :

- les fractures ;
- les joints ouverts ou fermés ;
- les foliations ;
- les schistosités ;
- les axes de pli ;
- les directions des filons.

Les filons qui sont des critères de productivité des ouvrages empruntent généralement les directions des fractures ouvertes. L'étude des fractures permet de reconstituer les différentes phases tectoniques et par conséquent de déduire les grands axes de drainage.

Les conditions requises pour une sureté d'implantation des forages se trouvent aux abords de l'intersection des fractures en extension et de cisaillement.

Le manque d'étude géologique conduit très souvent à un pourcentage très élevé d'échecs, car on fait souvent trop confiance aux résultats de la prospection géophysique au détriment des études géologiques sur le terrain.

La prospection géophysique

Les méthodes géophysiques classiques appliquées à l'étude des aquifères de socle

La procédure classique (CIEH, 1979; Palacky, 1981; Savadogo, 1984; Nakolendoussé, 1991) repose sur l'utilisation combinée des méthodes électriques et électromagnétiques.

L'objectif est de rechercher, puis de caractériser les zones les plus conductrices. En fonction de la forme de ces zones conductrices et de leur relation avec les linéaments cartographiés, elles peuvent correspondre, soit à une épaisseur maximale de la zone altérée, soit à l'existence de fissures et de fractures au toit du socle, soit à l'existence de fractures tectoniques profondes.

- **Prospection par profilage électromagnétique**

On réalise des profils perpendiculaires à la direction supposée des couches à localiser ; en chaque station des mesures sont effectuées avec une fréquence du courant inducteur et un espacement émetteur-récepteur. Si l'émetteur est mobile, on le déplace soit le long de la même ligne que le récepteur, soit le long d'une ligne parallèle. Pour la méthode Turam, une boucle ou un câble émetteur sont étendus parallèlement aux couches à étudier.

La prospection électromagnétique repose sur le principe que si une masse conductrice enfouie dans le sol est soumise à un champ magnétique alternatif, elle est parcourue par un courant induit qui engendre à son tour un champ magnétique permettant de la localiser.

- **Prospection par profilage de résistivité à courant continu**

On réalise des profils parallèles entre eux et perpendiculaires ou sécants à la direction d'allongement des anomalies et en général à la direction des linéaments.

Cette méthode de prospection est basée sur la loi d'Ohm:

$$\Delta V = R \times I \quad (\text{Eq. 1})$$

ΔV : Différence de potentiel (V) ;

R: Résistance (Ω) ;

I: Intensité de courant (A).

Le principe de la prospection électrique repose sur la mesure de la résistivité du sous-sol. Comme c'est presque toujours le cas, on injecte un courant dans le sol à l'aide de deux

électrodes (A et B) et le potentiel qui en résulte est mesuré à l'aide de deux autres électrodes (M et N).

Plusieurs techniques sont utilisées pour les mesures électriques. Lorsqu'on garde les électrodes d'injection à une distance fixe, on effectue des mesures de résistivité apparente à une profondeur jugée constante. Il suffit de se déplacer sur des profils et on effectue ainsi des trainés de résistivité. On peut en gardant fixe le milieu du dispositif, faire varier la longueur AB, on effectue des sondages électriques.

La technique de profilage carré simple peut être utilisée pour les mesures d'anisotropie (Figure 1). Les électrodes A,B,M,N occupent les sommets d'un carré de côté l. On définit trois positions α , β , γ des électrodes. Le schéma ci-dessous résume ces trois dispositions.

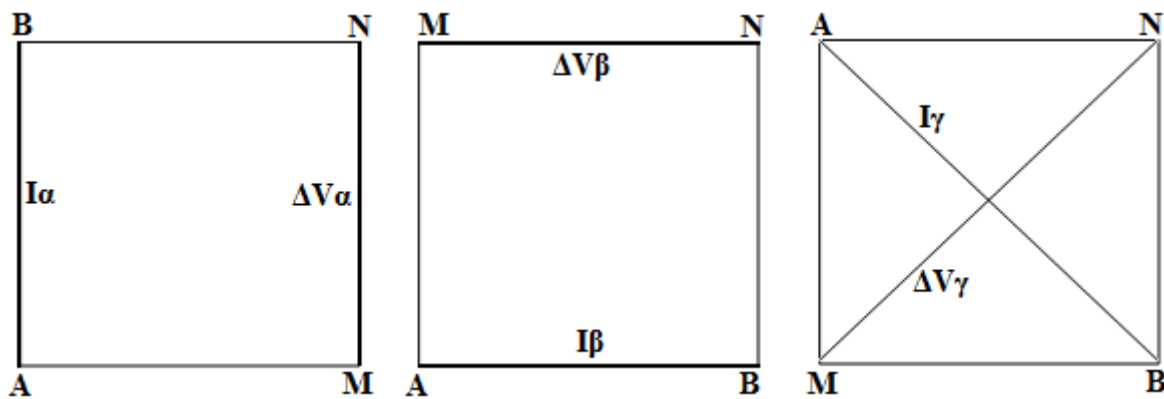


Figure 1 : Dispositifs de la technique de profilage carré

Les positions α et β sont utilisées.

$$\rho_a(\alpha) = K \frac{\Delta V_\alpha}{I_\alpha} \quad (\text{Eq. 2})$$

$$\rho_a(\beta) = K \frac{\Delta V_\beta}{I_\beta} \quad (\text{Eq. 3})$$

Si $\rho_a(\alpha) \neq \rho_a(\beta)$, on a alors une anisotropie et on définit un coefficient d'anisotropie apparent $\lambda_a = \sqrt{\rho_a(\alpha)} / \sqrt{\rho_a(\beta)}$ et une résistivité moyenne $\rho_m = \sqrt{\rho_a(\alpha)} \times \sqrt{\rho_a(\beta)}$.

Le dispositif carré permet de mieux mettre en évidence l'anisotropie que le dispositif Schlumberger (**Darboux-Afouda et Louis, 1989**).

Le dispositif le plus utilisé en contexte de socle dans la sous-région ouest africaine est le dispositif Schlumberger : AB = 200 m et MN = 20 à 40 m (Figure 2 (c)).

Les acquisitions de données s'effectuent au pas constant de 10 m le long d'un profil en général. Le nombre de profils est variable, mais il doit être suffisant pour déterminer l'extension

longitudinale des anomalies conductrices, que l'on espère égales à plusieurs centaines de mètres.

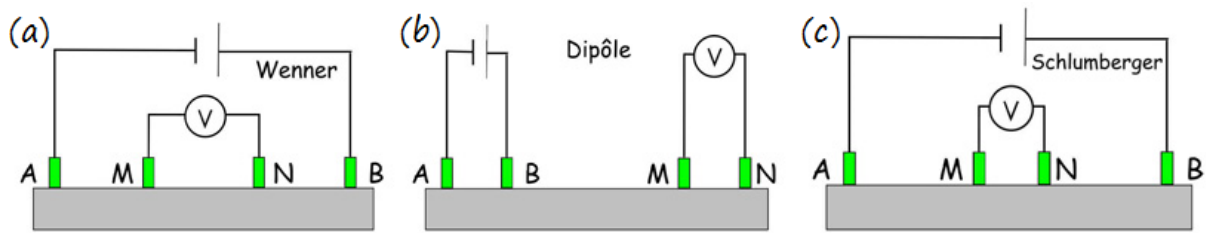


Figure 2 : Configuration des électrodes pour une acquisition suivant les dispositifs de type Wenner (a), Dipôle – Dipôle (b) et Schlumberger (c)

Généralement, on implante le forage au minimum de résistivité mais ce minimum peut correspondre à un noyau argileux, ce qui peut engendrer un échec.

Avant de faire les trainés de résistivité, il est souhaitable de faire un sondage électrique pour déterminer au mieux la longueur de ligne AB de sorte qu'on reste dans la branche montante de la courbe de sondage électrique; ainsi on peut suivre la variation de l'épaisseur des altérites et la morphologie du bedrock. En effectuant plusieurs profils de résistivités, on peut tracer une carte d'isorésistivité pour déterminer les axes les plus conducteurs.

- **Les sondages et panneaux électriques**

Il s'agit cette fois de prospection géophysique de détail, pour sélectionner et caractériser les sites les plus favorables pour les forages. Ces sondages électriques sont implantés au sein des anomalies conductrices préalablement détectées ou confirmées par les profils de résistivité. Ils ne devraient pas être implantés par les géophysiciens seuls.

L'objectif est de tenter de déterminer ponctuellement l'épaisseur de la zone altérée, puis de la zone fissurée et fracturée au-dessus du socle sain à l'emplacement proposé des forages. On s'intéresse autant à l'allure de la courbe de résistivité apparente qu'à son interprétation quantitative, qui souvent est décevante, d'autant plus que la situation n'est pas tabulaire, à proximité des fractures subverticales retenus.

La résistivité apparente ρ_a peut être calculée à partir d'une mesure de la différence de potentiel ΔV (en volts) entre deux électrodes M et N pendant l'injection d'un courant continu I (en ampères) entre deux électrodes A et B. Celle-ci s'exprime alors par:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Eq. 4})$$

où K est un coefficient géométrique (en m) dépendant de la disposition des électrodes de courant (A et B) et de potentiel (M et N). Différents arrangements géométriques ou «dispositifs» sont

possibles pour ces électrodes, chacun présentant une certaine sensibilité à la façon dont varie la résistivité au sein du milieu étudié (**Dahlin et Zhou, 2004; Loke, 2004**). La profondeur d'investigation augmente avec les dimensions du dispositif utilisé: plus l'écartement entre les électrodes augmente, plus la mesure concerne des terrains profonds.

Cette augmentation de la profondeur s'accompagne toutefois d'une baisse de résolution, qui peut être conséquente pour les terrains profonds.

➤ **Sondages électriques**

C'est la technique qui permet l'étude la plus détaillée des structures dites « tabulaires », ou 1D. Elle permet de déterminer, en une station de mesure sélectionnée, la stratification, par l'intermédiaire de la distribution des résistivités avec la profondeur à la station étudiée. Sa résolution verticale est relativement limitée, elle dépend du rapport entre les résistivités des couches successives et de leurs épaisseurs respectives. La détection et la caractérisation des couches minces sont difficiles; cette limite est reconnue sous le nom des principes d'équivalence et de suppression.

La réalisation d'un sondage électrique consiste à réaliser des mesures de résistivité apparente ρ_a en faisant varier l'écartement des électrodes de courant et de potentiel (les dimensions du dispositif de mesure) par rapport à un point central fixe. Les différentes mesures fournissent alors une courbe de sondage de la résistivité apparente en fonction des dimensions du dispositif (pseudo-profondeur). Cette courbe est ensuite inversée en considérant que les variations de résistivité électriques dans le terrain étudié ne se font qu'en une dimension (hypothèse 1D) pour obtenir la variation de résistivité en fonction de la profondeur.

➤ **Les dispositifs de mesure**

Le dispositif Schlumberger est généralement préféré pour le sondage électrique parce que la pratique des «embrayages» permet, dans une certaine mesure, la correction des à-coups de prise de potentiel. En fait, tout dispositif avec «embrayage» est recommandé, même s'il ne correspond pas à l'approximation de type Schlumberger. Les dispositifs utilisant des bipôles ou des dipôles de mesure ne permettant pas les embrayages sont à éviter lorsque les conditions superficielles sont hétérogènes.

Cette technique efficace et simple à mettre en place fournit une information en profondeur à partir d'une interprétation 1D des mesures. Elle est donc très sensible aux variations latérales de résistivité du sous-sol, qui ne sont pas prises en compte lors de l'interprétation. Elle n'est donc réservée qu'aux terrains tabulaires ne présentant pas de variations de résistivité significatives à l'horizontale dans la zone étudiée. Pour étudier les milieux à deux (ou trois)

dimensions, le panneau électrique (ou le couplage de plusieurs panneaux) est plus approprié.

➤ **Panneau électrique**

Le panneau électrique (appelé également imagerie de résistivité électrique ou tomographie de résistivité électrique) correspond à une succession de sondages électriques réalisés les uns à côté des autres. Pour cela, un réseau d'électrodes est installé le long d'un profil rectiligne avec un espacement constant, choisi de façon à optimiser la longueur du profil, la profondeur d'investigation et la résolution désirée (**Chapellier, 2000**). Les mesures sont présentées sous forme de pseudo-section de résistivité apparente en fonction de la position le long du profil et de la pseudo-profondeur.

Ces techniques de sondage et de panneau sont classiquement utilisées pour définir les structures et la géométrie du milieu souterrain. Leur simplicité et leur faible coût les rendent populaires en milieu côtier (**Urish et Frohlich, 1990; Frohlich et al., 1994; Wilson et al., 2006; Vouillamoz et al., 2007**), de socle (**Larsson, 1984; ; Pessel, 2000 ; Toé, 2004 ; Durand, 2005; Dewandel et al., 2006; Descloitres et al., 2008 ; Hoareau, 2009**), ou karstique (**Vouillamoz et al., 2003; Chalikakis, 2006**).

Plusieurs auteurs ont appréhendé l'étude des aquifères par une caractérisation faisant appel à différentes approches, pour mieux comprendre leur fonctionnement. Ainsi, les travaux de **Vouillamoz (2003)** ont permis l'estimation des paramètres hydrogéologiques par essais de pompage, et par l'emploi conjoint de méthodes géophysiques traditionnelles et de la résonance magnétique protonique (RMP) pour caractériser les milieux poreux continus, les aquifères de socle et les roches carbonatées (géométrie des réservoirs, transmissivité, emmagasinement) sur divers continents dans différents pays (Cambodge, Ouganda, Honduras, Mozambique, France, Burkina). Dans la même optique, **Toé (2004)** a étudié l'apport de trois techniques géophysiques (le panneau électrique à courant continu, les méthodes électromagnétiques à faible nombre d'induction et la RMP) dans la caractérisation de l'aquifère de socle du Burkina. Pour avoir une compréhension assez complète des aquifères étudiés, **Durand (2005)** aborde une méthodologie pluridisciplinaire de caractérisation des aquifères de socle faisant appel à la télédétection, la géologie, l'hydrogéologie, la géochimie et la géophysique électrique et électromagnétique classique pour préciser le modèle géométrique de l'aquifère en France. Dans ses travaux de reconnaissance et de protection des eaux en milieu karstique en France et en Grèce, **Chalikakis (2006)** a utilisé une combinaison de diverses méthodes géophysiques (TDEM, FDEM, RMP) pour tirer l'information nécessaire à la caractérisation de la géométrie des aquifères et la distribution des zones à perméabilité importante. En Côte d'Ivoire, pour comprendre le mécanisme de la recharge des aquifères, montrer l'impact du changement du climat et du

couvert végétal sur les eaux, et étudier la minéralisation des eaux des fractures du socle, **Adiaffi (2008)** a employé une approche pluridisciplinaire, mais sans avoir fait recours à la géophysique. Les travaux effectués par **Koussoubé (2010)**, ont quant à eux faits l'objet de diverses investigations utilisant une approche également pluridisciplinaire intégrant la télédétection, la géophysique (méthodes électrique et électromagnétique classique au MaxMin), la chimie des majeurs, la géochimie isotopique et l'hydrogéologie pour caractériser les réservoirs, mieux comprendre la recharge de leurs nappes et leur fonctionnement hydrodynamique sur le bassin du Sourou (Burkina – Mali).

La méthode généralement employée par l'hydrogéologue pour conduire une étude en zone de socle est résumée dans le tableau I. Elle correspond à un enchaînement de procédures qui peut être interrompu à la lumière des résultats obtenus et des objectifs recherchés (**BRGM, 1992**).

Tableau I : Procédure d'étude hydrogéologique en zone de socle (**BRGM, 1992**)

Phases de l'étude	Méthodes et outils	Objectifs
Etude préliminaire	Télédétection Photo interprétation Documentations géologique et hydrogéologique	Préciser le contexte hydrogéologique Définir les zones potentiellement aquifères
Reconnaissance de terrain	Observations géologique et géomorphologique Visite d'ouvrages existants	Confirmer le contexte et le potentiel hydrogéologique
Etude complémentaire	Géophysique Prospection radon	Définir la géométrie des réservoirs Quantifier les caractéristiques de l'aquifère
Evaluation de la ressource	Forage Pompage d'essai Piézométrie Géophysique Modélisation	Quantifier les caractéristiques de l'aquifère Quantifier la ressource dans le temps

Une méthode d'analyse multicritères (AMC) couplée à l'utilisation de système d'information géographique a été également proposée par **Lachassagne et al. (2001)**. Cette méthode s'appuie sur une approche pluridisciplinaire faisant appel à la géologie, la géomorphologie, et le cas échéant la géophysique pour identifier la géométrie des paléosurfaces d'altération et des effets

de l'érosion postérieure à leur développement. Une carte des potentialités en eau souterraine est alors élaborée par AMC. Des poids sont ainsi affectés aux différents critères retenus notamment la lithologie et les propriétés hydrogéologiques du substratum, la nature et l'épaisseur des altérites et de la zone fissurée, la profondeur du niveau piézométrique, la morphologie, la fracturation et la tectonique actuelle, la qualité de l'eau. Cette approche permet de définir les zones favorables à l'implantation d'ouvrages de captage d'eau souterraine exploitable.

Une utilisation conjointe des différentes méthodes dans une combinaison adéquate permet de répondre efficacement à toutes ces interrogations, partant des prospections rapides d'identification des zones particulières, qui sont par la suite éprouvées par des méthodes complémentaires plus contraignantes dont la chronologie de leur déploiement est fonction des questions hydrogéologiques et des contraintes géophysiques (Vouillamoz, 2003).

Le tableau II donne un enchaînement de procédures d'étude géophysique en zone de socle.

Tableau II : Procédure d'étude géophysique en zone de socle (BURGEAP, 1984)

Phases de l'étude	Méthodes et outils	Objectifs
Etude préliminaire	Profil de résistivité (traîné électrique ou profil électromagnétique)	Epaisseur de la zone d'altération et localisation de zone fracturée
	Carte de résistivité (gradient électrique, VLF et Slingram)	Mise en évidence de structures peu profondes
Etude d'implantation	Sondage électrique	Estimation 1D des structures géologiques
	Panneau électrique ou sondage pluridirectionnel	Estimation 2D ou 3D des structures géologiques
Etude complémentaire	Méthode magnétique	Localisation des zones fracturées encaissant des roches magnétiques
	Sismique réfraction	Profondeur du substratum
	Diagraphie électrique	Localisation des zones productives en forage

Les méthodes géophysiques traditionnelles

Dans le domaine de l'hydrogéophysique, les propriétés physiques des roches étudiées sont conditionnées par la nature du réservoir, le volume des vides qu'il renferme (sa porosité), et le volume et la nature des fluides d'imbibition (saturation et qualité de l'eau).

L'eau, si elle influence bien certains de ces paramètres, n'est jamais la seule à le faire. Aussi, les grandeurs physiques mesurées par le géophysicien ne permettent pas une lecture directe de la présence d'eau ou de la qualité de l'eau souterraine, mais contribue dans le meilleur des cas possibles à imager les structures aquifères.

Pour chaque type de roche, les paramètres présentent une large gamme de valeurs, conséquence de nombreuses variables telles la porosité, la quantité et la qualité de l'eau d'imbibition, la nature et le degré de d'altération de la roche, sa structure, etc. Ces gammes de valeurs ne sont pas spécifiques à une nature de roche donnée ; il n'est donc pas possible d'attribuer a priori un type de réservoir à une valeur de paramètre (**Vouillamoz, 2003**)

Pour contourner cette difficulté, le géophysicien travaille sur les variations des propriétés physiques. Il cherche à mettre en évidence les contrastes ou anomalies qui lui permettent d'imager les structures susceptibles de produire les variations mesurées. Ces structures conceptuelles, ou modèles, ne lèvent cependant pas toutes les ambiguïtés car la solution n'est pas unique ; plusieurs modèles pouvant en effet reproduire les mêmes valeurs du paramètre enregistré.

Néanmoins, les connaissances hydrogéologiques a priori et la mesure conjointe de plusieurs grandeurs physiques permettent de réduire l'indétermination, jusqu'à proposer un ensemble limité de modèles probables.

En définitive, le choix de la méthode ou des combinaisons de méthodes géophysiques à mettre en œuvre est fonction de :

- la nature de la cible recherchée qui doit provoquer une anomalie suffisante pour être mesurée ;
- la précision recherchée, qui doit être en adéquation avec le pouvoir de résolution de la méthode et de l'équipement sélectionnés ;
- l'objectif des travaux de prospection et notamment l'échelle à laquelle elle est entreprise, qui conditionne le cadre de la mise en œuvre des mesures sur le terrain (**Chapellier, 2000**).

Les propriétés physiques opérationnelles

La nature de la structure recherchée doit provoquer une variation suffisante du paramètre géophysique mesuré qui est lui-même fonction de paramètres opérationnels (Tableau III). Le choix de la méthode à utiliser dépend donc en premier lieu de la nature de la cible recherchée. Par exemple, la prospection magnétique permet de mettre en évidence les fractures du socle injectées de roches magnétiques comme la dolérite ou les roches basiques (**BURGEAP, 1984**) ; les cavités karstiques sont susceptibles de provoquer des anomalies de densités mesurées par

microgravimétrie (**Beauce, 1999**) ; ou encore les contrastes de vitesse de propagation des ondes élastiques entre un substratum consolidé et un réservoir non consolidé peuvent engendrer des anomalies révélées par la sismique réfraction (**BURGEAP, 1984**).

Tableau III : Méthodes géophysiques usuelles pour l'hydrogéologie, entre parenthèses les propriétés dont l'effet est secondaire (**Kearey and Brooks, 1984**)

Méthodes	Paramètres géophysiques mesurés	Propriétés physiques opérationnelles	Influence de l'eau souterraine
Electrique	Différence de potentiel due aux courants de conduction	Résistivité électrique	✓
Polarisation spontanée	Variation du potentiel électrique naturel	Conductivité électrique Différence de pression	✓
Electromagnétisme	Signaux électromagnétiques dus à l'induction	Conduction électrique (Susceptibilité magnétique et permittivité diélectrique)	✓
Radar	Temps de propagation d'impulsions électromagnétiques	Permittivité diélectrique (Susceptibilité magnétique et résistivité)	(✓)
Sismique réfraction	Temps de propagation des ondes réfractées	Densité et module d'élasticité	(✓)
Microgravimétrie	Variation du champ de gravité terrestre	Densité	(✓)
Magnétisme	Variation du champ géomagnétique	Susceptibilité magnétique	

La sensibilité et la résolution

La sensibilité exprime l'influence de la variation du paramètre physique opérationnel sur le paramètre géophysique mesuré. Plus elle est importante, plus l'influence du sous-sol est forte sur la mesure. La sensibilité des différentes méthodes est fonction des dispositifs employés, et varie dans l'espace. Elle est généralement maximale à proximité des dispositifs de mesure, et diminue latéralement et en profondeur.

La résolution exprime la capacité d'une méthode à mettre en évidence une cible et à la caractériser. La résolution est fonction de la sensibilité du dispositif, mais elle est également limitée par la sensibilité de l'équipement utilisé et par les conditions de mesures (rapport signal sur bruit). Il n'est donc pas possible de proposer une résolution standard pour chaque méthode, mais plutôt une gamme de profondeur usuelle pour l'hydrogéologie (Vouillamoz, 2003).

La mise en œuvre

La mise en œuvre d'une méthode géophysique passe par le déploiement sur le terrain d'un équipement. Chaque équipement possède ses propres modalités d'utilisation et peut être déployé suivant plusieurs configurations en fonction de l'objet recherché. Le tableau IV synthétise cette multitude de possibilités et présente les principales applications et utilisations des dispositifs usuels.

Tableau IV : Dispositifs géophysiques et domaines d'application hydrogéologiques usuels

Méthodes	Dispositifs	Applications	Domaines d'utilisation
Electrique	Traîné (Simple et double longueur de ligne)	Etude préliminaire : Profil de résistivité Interprétation qualitative 1D	Tous Sauf difficulté de planter et d'assurer un bon contact électrode-terrain
	Sondage (Schlumberger, Wenner, pôle-pôle)	Etude complémentaire : Log de résistivité Interprétation quantitative 1D	
	Sondage multidirectionnel	Etude complémentaire : Log de résistivité directionnelle Interprétation quantitative 2-3D	Profondeur d'investigation limitée si terrains de surface très conducteurs
	Panneau (Wenner, pôle-pôle, pôle-dipôle, dipôle-dipôle)	Etude complémentaire : Section de résistivité Interprétation quantitative 2D	
Polarisation spontanée	Dipôle	Etude complémentaire : Carte d'isopotential Interprétation quantitative 3D	Principalement volcanique Profondeur d'investigation limitée à la surface piézométrique

Electromagnétisme	VLF (mode inclinaison et résistivité)	Etude préliminaire : Profil et carte d'isorésistivité Interprétation quantitative 1-2D	Tous Sauf si terrains très résistants
	Slingram (multifréquences et multicomposantes)	Etude préliminaire : Profil et carte d'isoconductivité Interprétation quantitative 1-2D	Profondeur d'investigation limitée si terrains de surface très conducteurs pour VLF et Slingram
	Sondage TDEM	Etude préliminaire et complémentaire : Log de résistivité Interprétation quantitative 1D	
Radar	Antennes dipôles (multifréquences)	Etude préliminaire : Section isochrone	Karst (structure) Sable propre (niveau piézométrique)
Sismique réfraction	Profil sismique (source et base)	Etude complémentaire : Dromochroniques Interprétation quantitative 2D	Vitesses croissantes avec la profondeur
Microgravimétrie	Gravimètre	Etude préliminaire : Profils et cartes de valeurs corrigées	Recherche de cavité ou de remplissage dans un encaissant dense
Magnétisme	Magnétomètre	Etude préliminaire : Carte et profil magnétiques	Anomalie magnétique

La polarisation spontanée est utilisée pour mettre en évidence l'épaisseur de la zone non saturée et donc la morphologie de la surface piézométrique des nappes libres de milieux volcaniques (**Boubekraoui, 1999**). En zone de socle, les mesures semblent confirmer ces résultats mais les forts contrastes de résistivités des terrains de couverture perturbent les signaux mesurés et rendent l'interprétation difficile (**Compaoré, 1997**). Les phénomènes

d'électrofiltration qui semblent être à l'origine des potentiels mesurés restent difficiles à modéliser, et cette méthode est aujourd'hui essentiellement utilisée en complément des méthodes plus classiques.

La sismique réfraction permet, dans des conditions favorables, de localiser les aquifères et d'en estimer la géométrie et la porosité à partir de la relation :

$$1/V=A+B.n \quad (\text{Eq. 5})$$

avec V la vitesse de propagation des ondes sismiques, n la porosité totale du milieu, A et B des facteurs relatifs à la lithologie et la profondeur (**Meyer de Stadelhoffen, 1991**).

Cependant, les contrastes de vitesse de propagation des ondes sismiques, comme ceux des impulsions électromagnétiques des radars ou des contrastes de densité pour la microgravimétrie, ne sont pas toujours suffisants pour considérer ces méthodes comme opérationnellement sensibles à la présence d'eau souterraine. Elles permettent généralement d'obtenir des informations sur les structures qui sont ensuite interprétées en terme hydrogéologique.

Les méthodes électriques et électromagnétiques sont les plus employées pour l'hydrogéologie car le principal paramètre opérationnel (la résistivité ou son inverse, la conductance) est influencé par la nature des roches mais également par la quantité et la qualité de l'eau d'imbibition (**McNeill, 1980**). Ces méthodes permettent ainsi d'obtenir des informations sur les structures géologiques, et parfois sur les paramètres hydrauliques des réservoirs ainsi que la conductivité électrique de l'eau.

Résistivité électrique et paramètres descriptifs des roches

La résistivité électrique d'un matériau, exprimée en $\Omega \cdot m$, représente la capacité de ce matériau à s'opposer au passage d'un courant électrique. Elle représente l'inverse de la conductivité électrique σ , exprimée en S/m .

A l'exception des minéraux métalliques, des argiles hydratées ou du graphite, les minéraux constitutifs des formations géologiques présentent majoritairement des résistivités élevées (**Kirsch, 2006**). Pour cette raison, la circulation de courant électrique dans le sous-sol s'effectue principalement par conduction volumique (ou électrolytique) à travers l'eau d'imbibition de ces formations (à travers la porosité matricielle des roches sédimentaires ou la porosité de fracture des roches fracturées). En présence de matériaux fins (comme les argiles), la circulation de courant peut s'effectuer par conduction surfacique, due à la présence d'une double couche électrique et d'interactions à l'interface entre les particules solides et la phase liquide.

Ainsi, la résistivité électrique d'une formation ne contenant pas de minéraux conducteurs dépend majoritairement de la quantité d'eau présente, de la façon dont cette eau est distribuée à travers la formation et de sa minéralisation (**McNeill, 1980**). La distribution des valeurs de résistivité dans le sous-sol peut donc permettre de distinguer les formations géologiques présentes à travers la quantité d'eau qu'elles contiennent ou la qualité de cette eau.

La loi d'Archie généralisée synthétise l'influence des différents paramètres du milieu sur la valeur de la résistivité de la formation pour des milieux sédimentaires ne contenant pas d'argile.

$$R_f = a \cdot (R_w \cdot n_a^{-m}) / S_w^n \quad (\text{Eq. 6})$$

avec R_f la résistivité de la roche en ($\Omega \cdot m$), R_w la résistivité de l'eau d'imbibition en ($\Omega \cdot m$), S_w l'indice de saturation, n_a la porosité communicante et a , m et n respectivement le coefficient de saturation, le facteur de cimentation et l'exposant de saturation (tous sans dimension). La valeur de m varie notamment avec la forme, la taille, le type de grains et de pores, l'anisotropie, la tortuosité, la compaction, et les propriétés isolantes de la cimentation (**Ransom, 1984; Salem et Chilingarian, 1999; Kirsch, 2006**). Le paramètre a est une constante traduisant l'influence des minéraux constitutifs de la matrice sur la circulation du courant (**Kirsch, 2006**). Ainsi, en zone saturée, lorsque la matrice est constituée de minéraux parfaitement isolants, alors $a = 1$ et (**Worthington, 1993**) :

$$R_f = R_w \cdot n_a^{-m} \quad (\text{Eq. 7})$$

La loi d'Archie n'est pas valide si le milieu contient de l'argile ; ce qui est fréquent en hydrogéologie. Des formulations prenant en compte les phénomènes liés à la présence d'argile existent, mais leur utilisation nécessite – entre autres – la connaissance de la quantité et du type d'argile présente (**Descloitres, 1998; Kirsch, 2006**). Aussi, le paramètre de résistivité est souvent interprété qualitativement par ses variations.

CHAPITRE 1 : CADRE GEOGRAPHIQUE

1.1. Le bassin versant du Bandama blanc amont

Le bassin versant du Bandama blanc amont constituant la zone d'étude, est située au Nord de la Côte d'Ivoire et forme un ensemble qui s'étend entre 5°40' et 6°15' W de longitude, et 9°15' et 9°50' N de latitude. Il est essentiellement constitué d'une zone de plateaux s'inclinant progressivement vers le Nord-est, encadré au Nord-ouest par un plateau qui vient longer le fleuve, à l'Ouest par un massif et au Sud-ouest par les nombreuses chaînes d'origines géologiques très différentes qui viennent s'y raccorder (Figure 3).

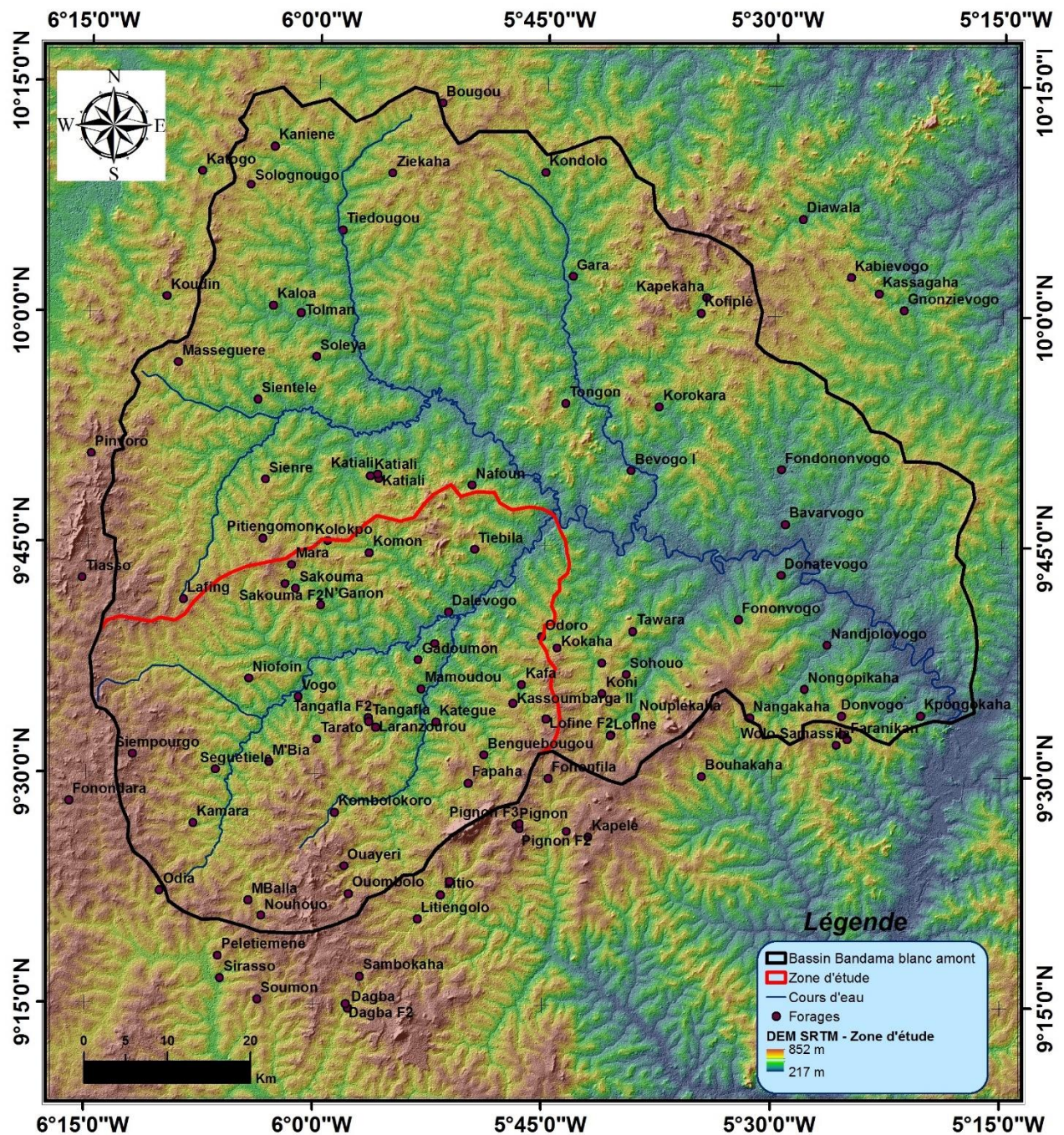


Figure 3: MNT du bassin versant du Bandama blanc amont

1.2. Le réseau hydrographique

Le fleuve Bandama blanc prend naissance dans la zone de Boundiali, côté ouest du bassin versant, à 800 mètres d'altitude. Le drainage est assuré par des rivières tributaires du Bandama (le Yoré, le Lorho et le Badenou) et couvre une superficie de 7 072 km² et de 2100 km² pour le sous-bassin versant qui constitue notre zone d'intérêt (Figure 4).



Figure 4 : Carte du réseau hydrographique

La crue se produit dans la période d'août à septembre. On assiste à un tarissement rapide entre novembre et décembre. Les basses eaux s'observent de janvier à mai. Le débit est alors très faible ou nul.

Dans cette région, toutes les rivières importantes montrent de nombreux méandres pratiquement sur tout leur cours. Les plaines alluviales inondables sont abondantes tout le long de ces rivières aux cours sinueux (Figure 5).



Figure 5 : Photos du Bandama blanc en période sèche (avril 2013) et en période humide (août 2013) à Sinématiali

1.3. La géomorphologie

La zone d'étude correspond à la limite de deux domaines géomorphologiques bien distincts:

- Le compartiment montagneux, à l'Ouest, se caractérise par la grande abondance des reliefs résiduels de roches leucocrates. Ces reliefs, inselbergs isolés ou massifs de grandes dimensions, font partie de la retombée orientale de la dorsale guinéenne.
- Les plateaux du Nord à l'Est se définissent comme une pénéplaine dont l'altitude varie de 400 à 500 m dans la région de Boundiali, et entre 300 et 400 m dans la région de Korhogo. L'altitude de ces plateaux décroît donc assez régulièrement de l'Ouest vers l'Est (Figure 6).

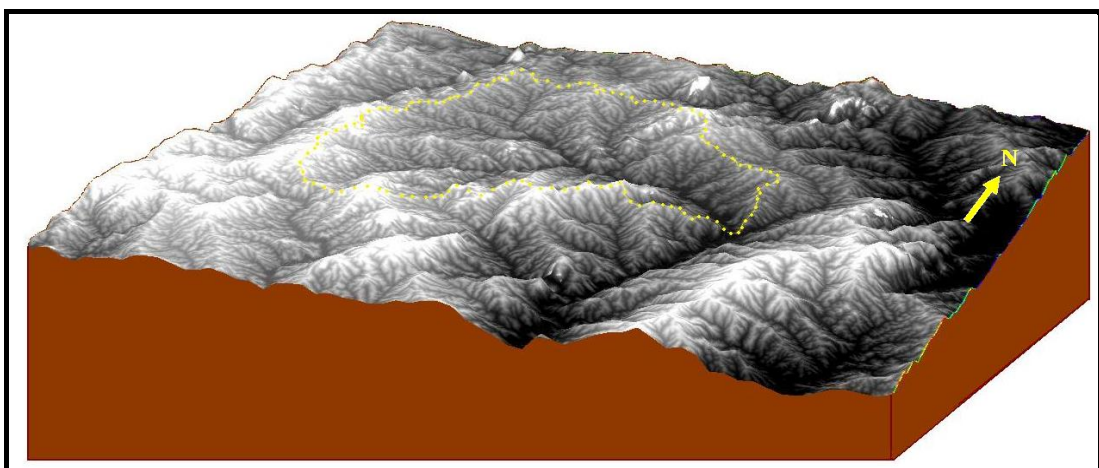


Figure 6 : Aperçu de la morphologie de la zone d'étude

CHAPITRE 2: CONTEXTE CLIMATIQUE

Le climat exerce une influence prépondérante sur les différents aspects du milieu naturel du bassin du Bandama blanc amont, qu'il s'agisse des phénomènes hydrologiques à la surface comme ceux du sous-sol.

2.1. Zone climatique

La durée et l'abondance plus ou moins grandes des précipitations permettent de distinguer la zone climatique intéressant la zone d'étude. Le bassin du Bandama blanc et de ses affluents est concerné par le climat soudanais. Il se caractérise par la succession suivante :

- Une saison sèche qui s'étend de novembre à mai. Le mois de janvier est en général le plus sec. Les mois de décembre, janvier, février et même mars sont soumis à l'harmattan, vent en provenance du Sahara, très chaud le jour, plus froid la nuit, très sec et le plus souvent chargé de poussière, et qui souffle du Nord-est vers le Sud-ouest.
- Une saison des pluies qui dure de juin à octobre. Les mois les plus pluvieux sont juillet, août et septembre. Les précipitations maximum s'observent en août.

2.1.1. Les précipitations.

Sur l'ensemble du bassin versant, la saison des pluies est centrée sur le mois d'août et s'étale sur une plus ou moins grande durée. La pluviométrie moyenne annuelle est de 1 496 mm à Boundiali, de 1 364 mm à Korhogo, de 1 332 mm à Ferkessédougou et de 1 129 mm à Tafiré. La pluviométrie moyenne sur la zone d'étude a été évaluée à partir de la banque de données de la SODEXAM (Figure 7). Durant cette période de 1950 à 2002, les quantités de pluies tombées d'une décennie à l'autre sont variables. De nombreuses études ont en effet montré que depuis les années 1970 un déficit pluviométrique frappait toute l'Afrique de l'Ouest et Centrale (**Mahé et Olivry, 1991; Olivry et al., 1993; L'Hôte et Mahé, 1996, Leroux, 1996; Servat et al., 1998**).

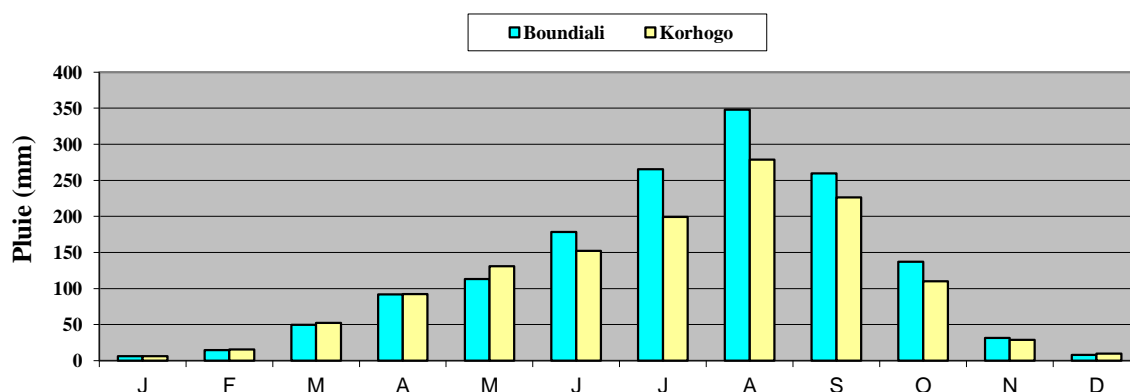


Figure 7 : Pluviométrie moyenne mensuelle à Boundiali et Korhogo (1950 - 2002)

Première partie

Pour avoir une idée de la variation de la pluviométrie dans le temps et dans l'espace, la chronique considérée a été découpée par périodes de 10 ans, et la répartition de cette pluviométrie a été comparée d'une période à la suivante. Cinq cartes de distribution spatiale de la pluviométrie ont été obtenues, correspondant à 5 périodes de 1951 à 2000.

Ainsi, cette variation spatio-temporelle de la pluviométrie laisse voir entre les décennies 1951-1960 et 1961-1970, une baisse de pluviométrie avec un glissement des isohyètes vers les Sud-ouest. Cette situation continue entre les décennies 1961-1970 et 1971-1980, et entre les décennies 1971-1980 et 1981-1990 sur laquelle l'isohyète de référence (1450 mm) a disparu. Puis, le retour à une période de pluviométrie qui augmente est observé entre les décennies 1981-1990 et 1991-2000 (Figures 8 et 9).

La sécheresse s'est traduite non seulement par la diminution des précipitations et un glissement des isohyètes vers le Sud-ouest mais aussi par une chute du nombre d'événements pluvieux.

Les moyennes interannuelles des pluies entre la période sèche et la période humide montrent une régularité spatiale de la diminution des précipitations interannuelles du bassin versant de Bandama blanc amont. Ainsi, entre la période sèche et la période humide, différentes cartes établies pour des dates différentes montrent bien le glissement des isohyètes. En effet, **Mahé et al. (2001)**, **Paturol et al. (1997)**, **Servat et al. (1997)**, ont montré que la grande sécheresse des années 1970 en Afrique a entraîné un glissement des isohyètes de 100 à 200 km vers le Sud ou le Sud-Ouest par rapport à la normale des années 1931-1960.

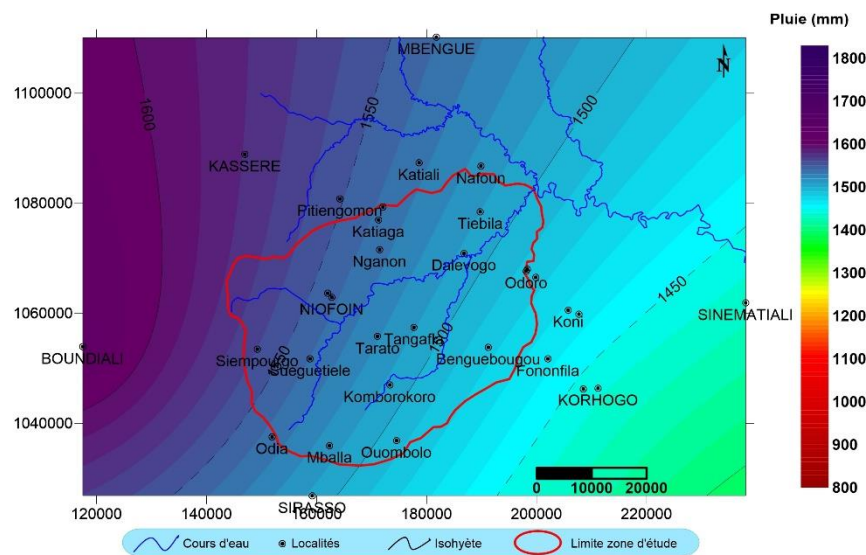


Figure 8 : Variabilité spatiale de la pluviométrie de la période 1951 - 1960

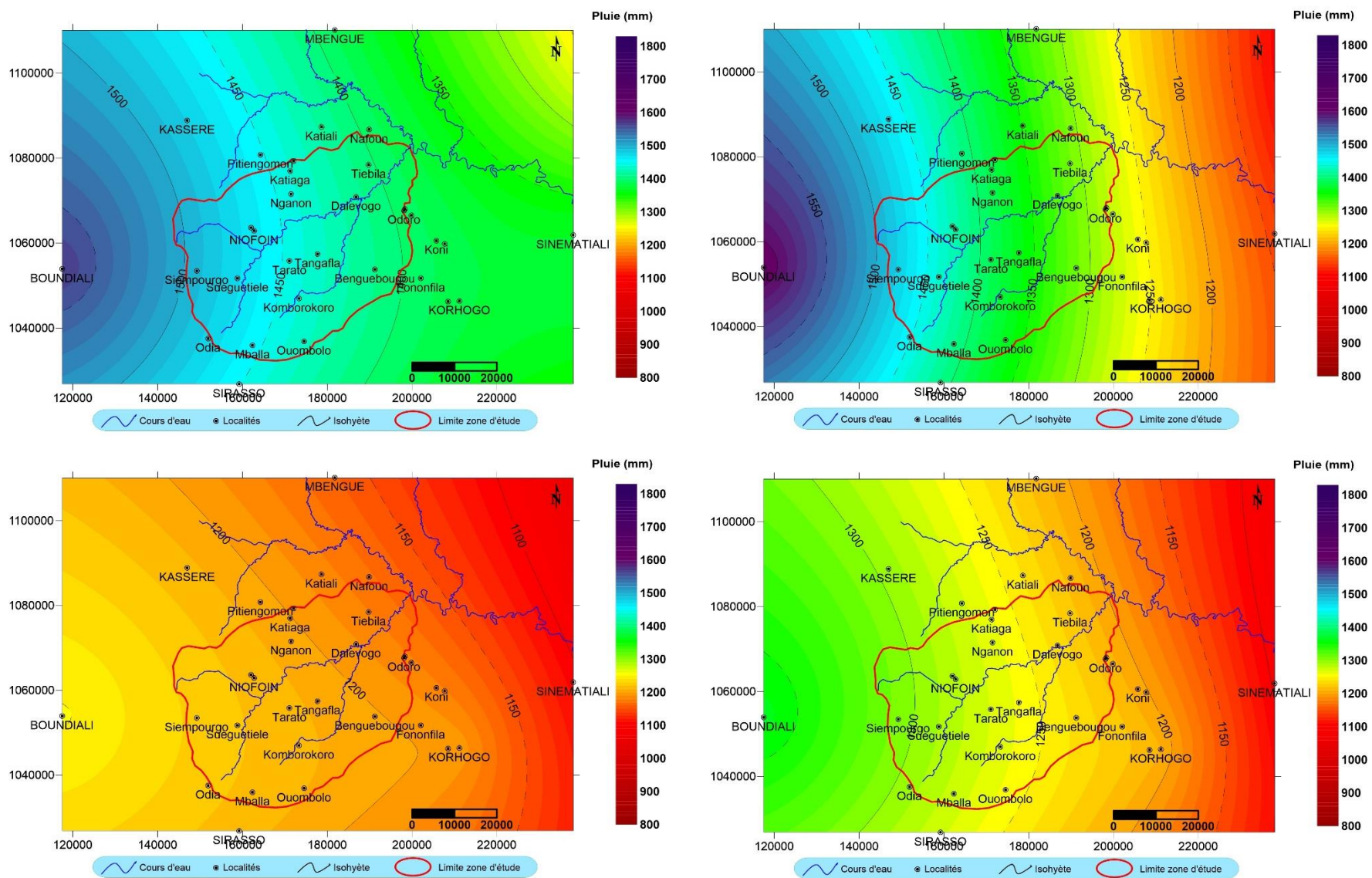


Figure 9 : Variabilité pluviométrique spatio-temporelle (1961-1970 ; 1971 – 1980 ; 1981 – 1990 ; 1991 – 2000)

2.1.2. Le régime des vents

Les considérations sur la circulation générale de l’Afrique de l’Ouest apportent l’élément de réponse principal sur le régime des vents: pendant la saison sèche domine l’harmattan, venant de l’Est et du Nord-est; tandis que pendant la saison humide, c’est la mousson venant du Sud-ouest ou du Sud qui souffle. Il faut ajouter à ces vents réguliers, qui soufflent pendant plusieurs heures, les coups de vents très brefs qui précèdent les tornades et qui ont des vitesses très élevées et des effets souvent dévastateurs (**Brunet-Moret et al., 1986**).

2.1.3. Les températures

Le graphique de la figure 10 rend compte de la variation de la température moyenne annuelle enregistrée à la station de Korhogo. Sur l’ensemble du bassin versant, les températures les plus élevées sont enregistrées en avril et mai, tandis que les minimales sont observées dans la période de décembre à janvier. La température moyenne annuelle est de 26,7°C à Korhogo, mais on observe une tendance générale à l’augmentation.

Les fortes températures de la saison sèche conduisent à une évaporation intense. Les températures assez élevées d’octobre et novembre sont également de nature à accélérer le tarissement dans la moitié nord du bassin versant (**Brunet-Moret et al., 1986**).

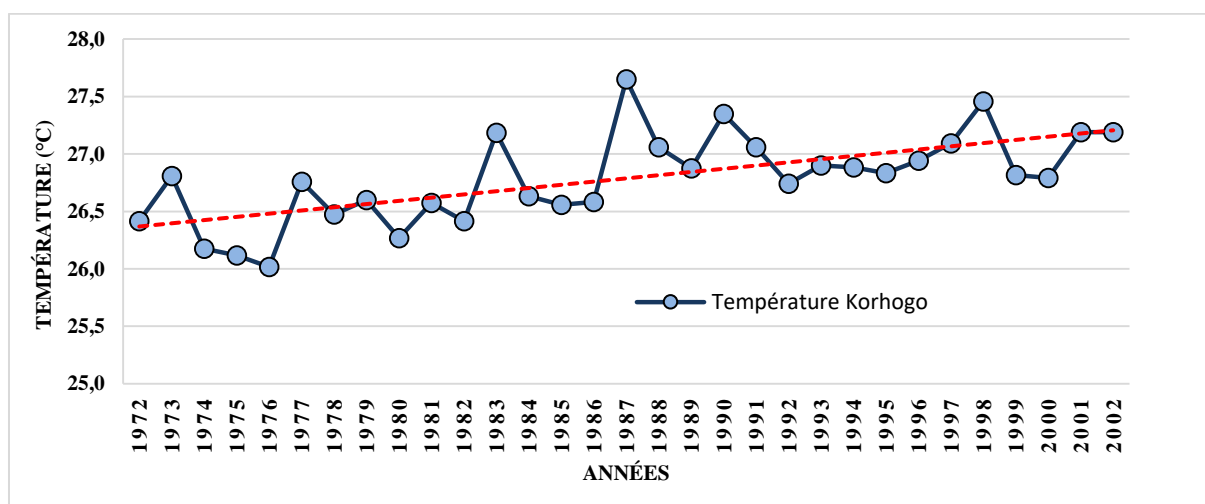


Figure 10 : Variation de la température moyenne mensuelle à Korhogo (1972 - 2002)

2.1.4. L’humidité relative

L’humidité relative (rapport entre la tension de vapeur d’eau dans l’atmosphère et la tension de vapeur saturante à même température) est, contrairement aux températures, plus faible au Nord, qu’au Sud du bassin: elle est en moyenne de 40 %, et se situe autour de 60 % au Sud du bassin.

2.1.5. L'évaporation et l'évapotranspiration et autres indices

Afin de lever toute ambiguïté pour la suite, il est nécessaire de préciser ce qu'on entend par ces notions. Les définitions sont tirées de l'ouvrage de **Burman et Pochop (1994)** qui compile l'ensemble des connaissances sur ce sujet.

En général les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP) sont assez fortes au Sud mais encore plus élevées dans le Nord du bassin notamment pendant la période mars - mai. Cette caractéristique résulte de l'effet conjugué des températures souvent élevées, des humidités relatives faibles et surtout de l'effet desséchant de l'harmattan.

L'évaporation est le processus par lequel les vapeurs d'eau rejoignent l'atmosphère, à partir des plans et cours d'eau (étangs, rivières, etc.), du sol et même du sous-sol. Elle est élevée. On relève ainsi 2115 mm/an à Boundiali, 1960 mm/an à Korhogo et 2020 mm/an à Ferkessédougou. L'évapotranspiration potentielle est de l'ordre de 1800 mm (1847 mm/an à Ferkessédougou et 1753 mm/an à Tafiré). Le déficit hydrique varie de 600 à plus de 750 mm. Le déficit maximum se situe entre décembre et mars.

L'indice de drainage est le rapport entre le volume des eaux drainantes et la capacité de stockage en eau du sol. Elle varie sensiblement de l'Est vers l'Ouest ; de Boundiali à Korhogo 336 mm à 264 mm sur sols sableux, 549 mm à 443 mm sur sols limoneux et 804 mm à 668 mm sur sols argileux (**Henin et Aubert, 1945**).

La capacité érosive du climat proposée par **Fournier, (1960)**, permet de caractériser de manière relative le caractère érosif de régimes climatiques dans leur ensemble. Elle est de 63,6 à Ferkessédougou, de 67,8 à Korhogo et de 76,4 à Boundiali.

La dégradation spécifique mesure le poids de la matière transportée ajoutée au poids de la matière dissoute sur une année divisée par la superficie du bassin versant. Elle s'exprime en t/km²/an. Elle est alors de 1250 t/km²/an à Ferkessédougou, de 1360 t/km²/an à Korhogo et de 1 596 t/km²/an à Boundiali. Ces valeurs s'appliquent aux zones de reliefs peu accentués.

2.2. Régime pluviométrique

Le bassin versant du Bandama blanc amont correspond au régime tropical de transition caractérisé par une crue unique, d'août à octobre. A une décrue rapide, de novembre à décembre, succède une longue période d'étiage, de janvier à mai, durant laquelle l'alimentation est en grande partie assurée par les nappes alluviales.

Le calcul de l'indice pluviométrique a permis d'évaluer de 1950 à 2000 les différentes fluctuations climatiques et de déterminer les périodes normales, sèches et humides.

La variabilité pluviométrique est appréciée à partir d'indices pluviométriques calculés sur la base des cumuls pluviométriques annuels à partir de la formule suivante:

$$I_i = \left(\frac{X_i - \bar{X}}{\sigma} \right) \quad (\text{Eq. 8})$$

avec

I_i : Indice pluviométrique pour l'année i ;

X_i (mm) : cumul pluviométrique annuel pour l'année i ;

\bar{X} (mm) : cumul pluviométrique moyen interannuel calculé sur la période d'étude ;

σ : écart- type des cumuls pluviométriques annuels sur la période considérée.

Le graphe (Figure 11) montre :

- Deux périodes sèches de 1968 à 1970 et de 1976 à 2000
- Trois périodes humides 1950 à 1958, de 1962 à 1967 et de 1971 à 1975
- Une période normale de 1959 à 1961.

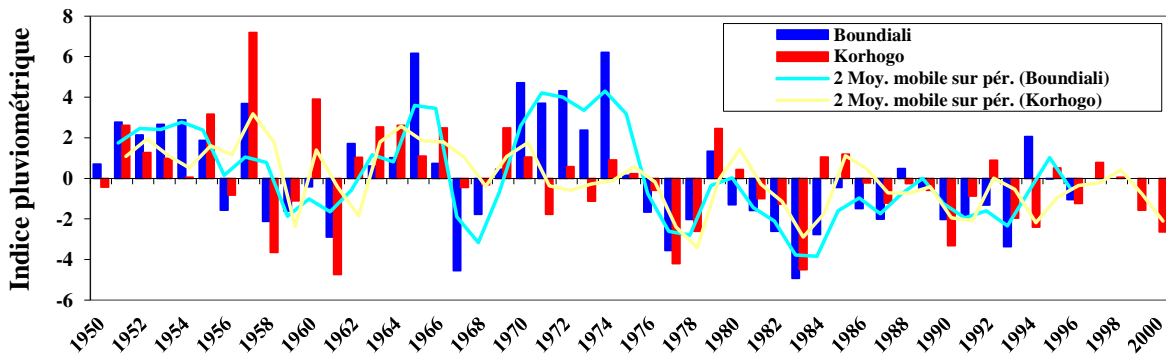


Figure 11 : Evolution de l'indice pluviométrique aux stations de Boundiali et de Korhogo

La mise en évidence d'éventuelles tendances dans l'évolution du débit hydrométrique aux stations de Séguétiélé et de Katégué repose sur la représentation graphique en figure 12. L'évolution temporelle de ce débit rend compte des fluctuations interannuelles, des variations observées dans les écoulements au cours de la période 1980 – 1996 considérée.

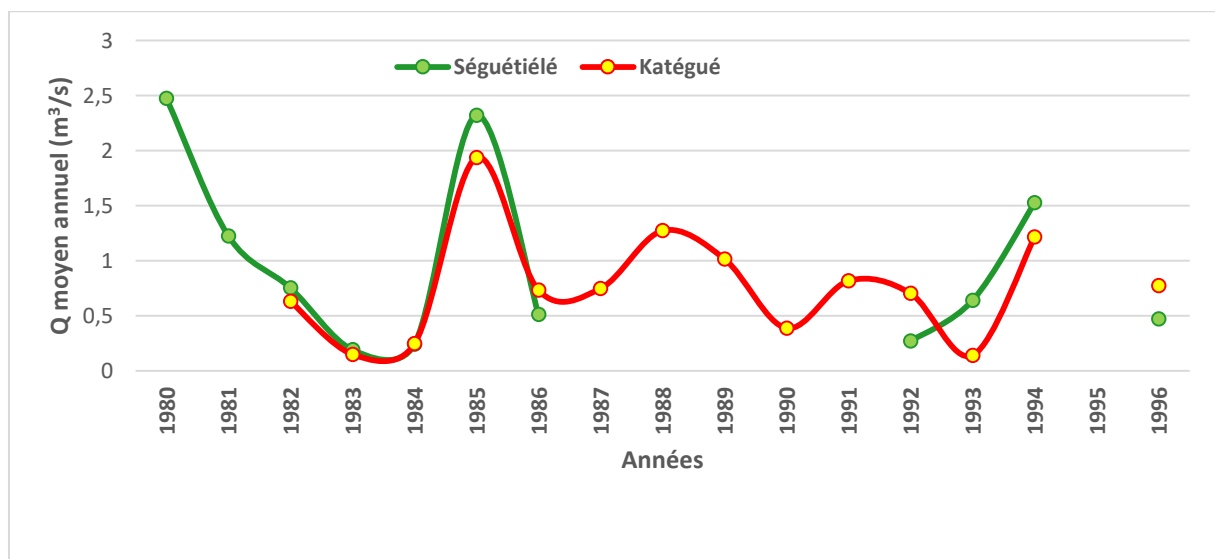


Figure 12 : Evolution du débit hydrométrique aux stations de Séguétiélé et de Katégué

Le pont de la rivière Badenou (Figure 13) entre les villages Odoro et Tiébila est l'un des points d'installation d'échelles limnimétriques sur le bassin versant. Le débit est pratiquement nul à cette période de l'année. Il n'y a pas d'écoulement de surface, seules quelques mares subsistent, disséminées en de petites retenues à usage hydro-agricole pour l'irrigation des cultures maraichères, pastoral pour l'abreuvement des animaux d'élevage (bovins, ovins, caprins), et aussi pour la pêche.



Figure 13 : Photo de la rivière au pont du Badénou entre Odoro et Tiébila, sur l'axe Korhogo – M'Bengué (février 2014)

CHAPITRE 3: CONTEXTE GEOLOGIQUE

3.1. Aperçu de la géologie de la Côte d'Ivoire

L'histoire géologique de la Côte d'Ivoire s'intègre dans celle du craton ouest africain. De nombreux auteurs (**Tagini, 1971; Papon et Lemarchand, 1973; Yacé, 1976; Bessoles, 1977; Vidal, 1987; Lemoine, 1988; Pothin, 1988**) ont contribué à la description des formations géologiques de la Côte d'Ivoire et à l'établissement de cartes géologiques (Figure 14).

La géologie de la Côte d'Ivoire est représentée à 97,5 % par des formations cristallines. La région sud comporte un étroit bassin sédimentaire de 2,5 % de la superficie totale du territoire ivoirien (**Biémi, 1992**). Trois mégacycles ont contribué à la mise en place des formations géologiques du socle: le Léonien (3500-2900 Ma), le Libérien (2900-2500 Ma) et l'Eburnéen (2500-1800 Ma).

Des travaux récents menés par le BRGM, dans le cadre de grands projets de cartographie géologique et minière en Côte d'Ivoire (projet « Sysmin » notamment) ont permis de préciser et de compléter la connaissance des structures géologiques. Les travaux les plus récents ne sont pas encore entièrement publiés, ni disponibles de façon complète et définitive à cette date. Ils devraient permettre en particulier de préciser l'âge de certaines formations, dont la minéralogie et la datation ont été reconsidérées, grâce aux résultats d'analyses récentes.

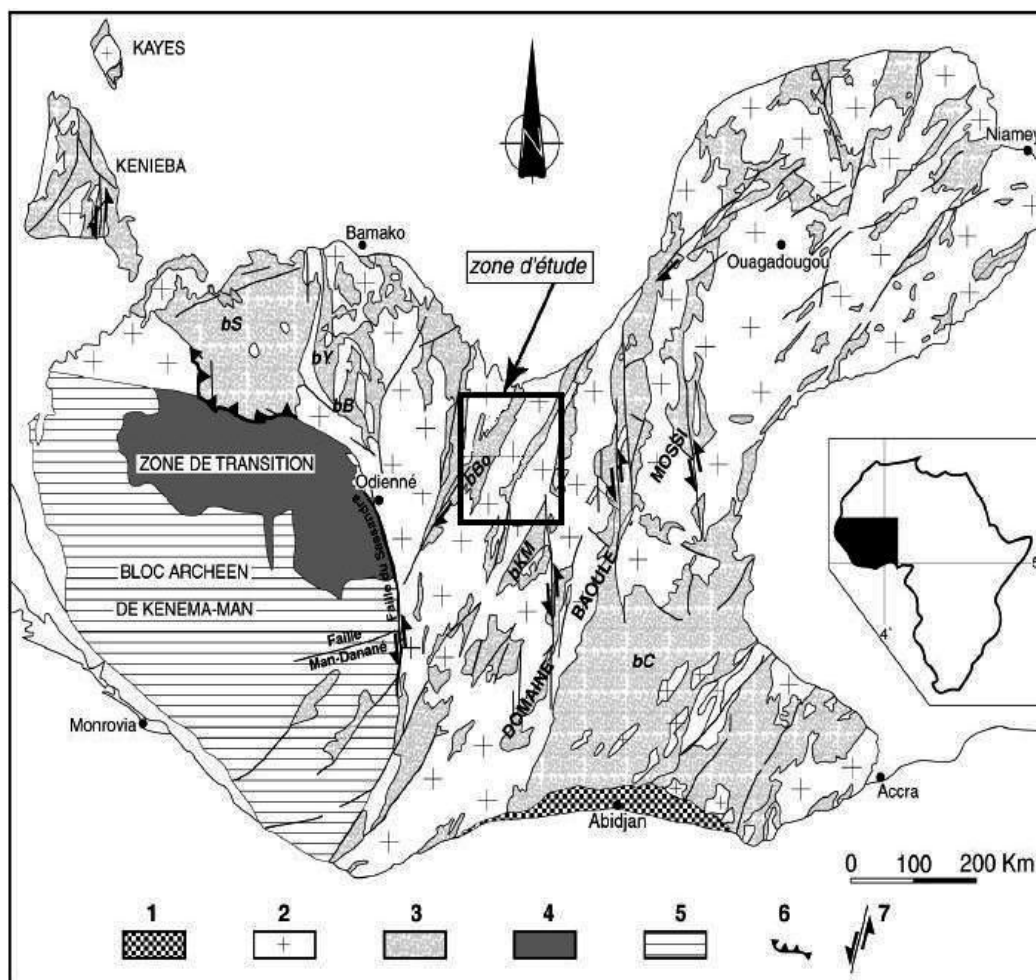


Figure 14: Carte géologique simplifiée (modifiée d'après **Milési et al., 1989**),

Avec 1: bassin sédimentaire côtier; 2: granitoïdes; 3: bassins sédimentaires à volcano-sédimentaires d'âge birimien; 4: zone de transition entre l'archéen et le paléoprotérozoïque; 5: domaine archéen; 6: chevauchement; 7: couloirs de déformation ductile. **bS**: bassin de Siguri; **bY**: bassin de Yanfolila-Kalana; **bB**: bassin du Ba-Oulé; **bBo**: bassin de Boundiali; **bKM**: bassin de Katiola-Marabadiassa; **bC**: bassin de la Comoé.

3.2. Les formations géologiques de la région d'étude

Toutes les formations géologiques de la zone d'étude sont d'âge protérozoïque et toutes les roches appartiennent au complexe éburnéen. Cette région se caractérise par une succession de bandes de roches schisteuses et de roches migmatitiques et plutoniques. L'orientation de ces bandes est NNE – SSW (Figure 15). On observe ainsi de l'Ouest vers l'Est :

- Des granites indifférenciés avec quelques zones de granites à biotite, de granites à faciès migmatitique marqué et de granite porphyroïde;
- Une zone de schistes indifférenciés et de schistes sériciteux: Cette zone montre une forme en H. A ces schistes sont associées à de rares endroits des roches basiques.
- Entre les barres du H se trouvent des granites indifférenciés et des granites à deux micas.

- Une bande de granite à biotite bordée au Sud-est de granodiorites et de granite calco-alcalin à amphibole et biotite ;
- Une bande de schistes indifférenciés ;
- Une bande de granite à deux micas (type Ferkessédougou).

Du point de vue géologique, le bassin du Bandama se compose essentiellement de grands massifs, granito-gnessiques issus de l'éburnéen et des séries volcano-sédimentaires du birimien qui s'alternent.

3.2.1. Formations libériennes

Ces formations jouent un rôle de mûles rigides ou cratons entre les grands sillons comblés par le flysch. Elles sont constituées essentiellement de migmatites qui, dans un sens élargi, recouvrent à la fois les mélanges de gneiss ou de micaschistes et granites, dans lesquels les deux constituants peuvent être distingués à l'œil nu et les mélanges les plus intimes, plus diffus d'artérites et nébulites qui sont dépourvus de stratification et de schistosité et enfin tous les gneiss ayant acquis un faciès essentiellement feldspathique. Ces migmatites « antégranitiques » représentent des résidus de cratons « anté-birimiens » transformés et intrudés par des granites postérieurs aux séries à faciès birimien : les granites post-tectoniques ou non orientés de craton qui sont des roches leucocrates à grains assez fins, donnant de bons affleurements surtout des dalles auxquelles sont associées des pegmatites roses, à biotite ou sans mica et des aplites. L'ensemble migmatite-granite donne de grands massifs hétérogènes concordants (massif de Korhogo). Il existe d'autres granites syntectoniques birimiens résultant de la granitisation des formations géosynclinales plissées : ce sont les granites de géosynclinaux, dont on distingue deux types correspondant aux granites éburnéens II. Ce sont les granites alcalins à deux micas, type Ferké et les granitodiorites à biotite et amphibole de type Koffissouba. Les granites à deux micas type Ferké sont blancs, à muscovite seule ou à deux micas de texture quelquefois équante, plus souvent gneissique. Des pegmatites blanches à muscovite et tourmaline sont fréquemment associées à ce type de formation. Les granodiorites à amphibole, type Koffissouka, à affleurement en dalles ou en blocs toujours homogènes ont une couleur intermédiaire entre le blanc des feldspaths et le noir et le vert sombre de la biotite et de l'amphibole. Le grain est assez fin, de l'ordre de 5 mm ou inférieur. Enfin les granites post-tectoniques, grenus, homogènes, intrusifs en massifs circonscrits recoupent les structures plissées, au sein des séries géosynclinales, mais également dans les cratons. Ce sont les granites de type Bondoukou.

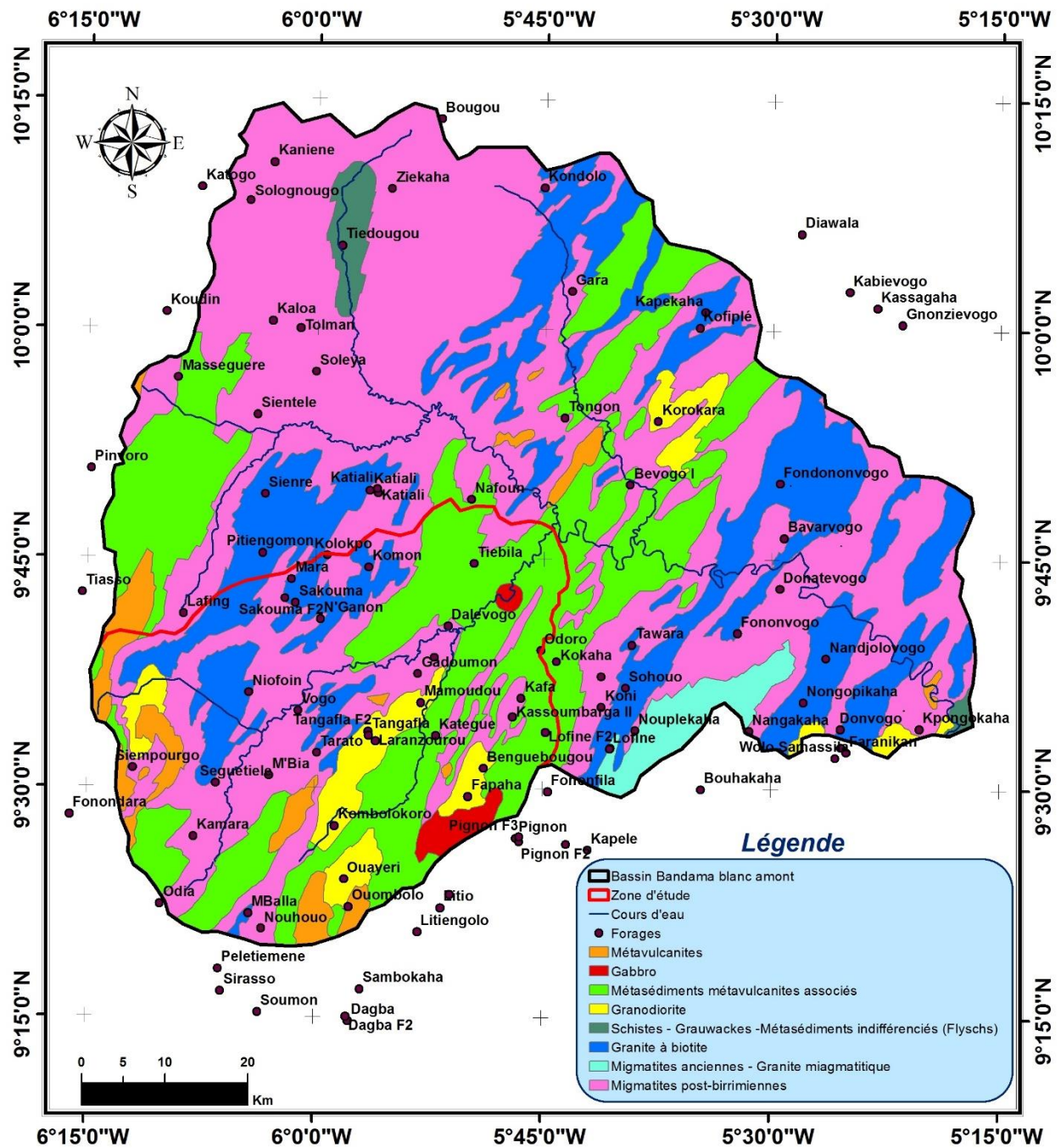


Figure 15 : Carte géologique du bassin versant du Bandama blanc amont (Géomines, 1982, modifié)

3.2.2. Formations birimiennes

Le birimien est un ensemble suprastructural volcano-sédimentaire formant une série de ceintures à métamorphisme allant du faciès des schistes verts aux faciès amphibolite almandin. Ces ceintures orientées N-S à NE-SW sont à foliation généralement subverticale et séparées par des zones de granites et de gneiss. Il s'étend sur une largeur de 1000 Km depuis l'accident du Sassandra jusqu'au front du chevauchement panafricain au Ghana-Togo (Diabaté, 1988). Dans les séries birimiennes, la faible intensité du métamorphisme (faciès schiste vert) permet de

distinguer deux grands groupes de formations : celles d'origine sédimentaire et celles d'origine volcanique. Les roches d'origine sédimentaire comprennent essentiellement des schistes et des micaschistes variés associés à des grauwackes pour former un flysch. Les schistes les plus courants sont sériciteux, chloriteux ou calcochloriteux. Les micaschistes sont généralement à biotite verte. Les grauwackes sont des roches verdâtres, sombres, dures, massives en feuillet, formés de grains détritiques non usés de quartz et de plagioclase, accompagnés assez rarement de quelques grains de microcline. On rencontre aussi des gondites ou quartzites à grenat, qui contiennent presque des oxydes libres de manganèse, des quartzites blancs, noir violacés, purs ou légèrement feldspathiques, à ponctuation de magnétite, d'hématite ou d'épidote, parfois à amphibole. Enfin, on retrouve de nombreux filonnets de quartz au sein des schistes. Les roches d'origine volcanique sont représentées par des « roches vertes » (feutrage d'amphibole, d'albite, de chlorite et d'épidote), c'est-à-dire des roches volcaniques basiques ou éventuellement neutres auxquelles s'ajoutent quelques roches basiques grenues.

CHAPITRE 4: CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

4.1. Les réservoirs d'eaux souterraines

Les formations de socle regroupent l'ensemble des roches cristallines et cristallophyllicennes, ainsi que les roches sédimentaires anciennes dont le comportement hydrogéologique est comparable. Ces roches sont caractérisées par leur nature compacte et leur faible capacité à retenir l'eau, et par la présence d'horizons perméables qui se développent parfois à la faveur de processus d'altération et de phénomènes tectoniques. Les ensembles géologiques généralement différenciés sont les granites, gneiss et migmatites, les schistes, et les grès quartzites (**Boukari et al., 1990**).

Les aquifères de socle sont représentés par trois types de réservoirs : le réservoir d'altérites qui correspond aux arènes sablo-argileuses, le réservoir de fissures situé au-dessus de la roche saine qui traduit une zone partiellement altérée comportant de nombreuses fissures et diaclases généralement remplies de produits d'altération, et le réseau de fractures majeures qui affectent la roche mère.

De nombreuses études montrent que ces réservoirs constituent un aquifère unique dont la fonction de stockage est assurée par les altérites et la fonction conductrice par les zones fissurées et fracturées (**Savado, 1984 ; Nakolendoussé, 1991 ; BRGM 1992 ; Savané, 1997 ; Koussoubé, 2010**). Les aquifères les plus productifs correspondent ainsi généralement aux ensembles dans lesquels un horizon d'altération suffisamment épais formé de matériaux grossiers est drainé par une zone de fissuration et/ou de fracturation.

Selon le type de gisement des eaux souterraines, on peut distinguer sur le bassin versant du Bandama blanc:

- Les aquifères d'altérites ;
- Les aquifères de type fissuré, qui sont semi-continus ou discontinus, représentés par les formations cristallines et sédimentaires du Précambrien et du Quaternaire.

Deux aquifères fissurés (tous deux surmontés par des aquifères de recouvrement argilo-latéritiques) sont rencontrés dans la zone d'étude. Ce sont:

- les aquifères du socle granitique et métamorphique ;
- les aquifères de l' infracambrien tabulaire grésoschisteux.

4.1.1. Les aquifères d'altérites

Les nappes superficielles rencontrées dans la zone d'étude sont contenues dans les altérites argilo-sableuses. Les nappes altéritiques sur les granitoïdes sont moins développées que celles dérivant des formations schisteuses (**Boukari et al., 1984**). Ces aquifères d'altérites sont exploités à l'aide de puits peu profonds. Ils sont caractérisés par une forte porosité et constituent un vaste réservoir superficiel. Les réserves d'eau souterraines sont emmagasinées dans la partie supérieure altérée, mais sont drainées par les fissures et les fractures sous-jacentes, ouvertes parfois sur de grandes profondeurs (**Boukari et al., 1984**). Le plus souvent, les eaux de ces altérites ne sont exploitables qu'à l'échelle familiale en raison de la faible perméabilité de la formation aquifère, et des conditions climatiques. En saison sèche, les puits superficiels au niveau de ces nappes tarissent par baisse du niveau piézométrique et seuls les puits récents et profonds demeurent productifs du fait de l'effet conjugué du drainage permanent sous-jacent et de l'exploitation humaine (**Adiaffi, 2008**).

4.1.2. Les aquifères fissurés et/ou de fractures

Les aquifères discontinus à perméabilité de fissures sont présents un peu partout dans la zone d'étude. Ils sont associés au socle granitique ainsi qu'aux formations sédimentaires anciennes. Leurs caractéristiques hydrauliques dépendent beaucoup de leur lithologie, de l'épaisseur et de la granulométrie des formations de recouvrement celles-ci étant en étroite relation avec les conditions géomorphologiques et pluviométriques.

(1) Les aquifères fissurés du socle: Ces aquifères se situent notamment dans la région correspondant aux sources du Bandama. Ils sont recouverts par une épaisse couverture d'altérite (20 à 40 m). Cette région bénéficie de précipitations plus importantes, ce qui permet une recharge de l'aquifère malgré une percolation lente des eaux d'infiltration.

(2) Les aquifères fissurés de l' infracambrien tabulaire: Dans l'ensemble, les aquifères de l' infracambrien tabulaire sont les plus importants et les plus exploités avec plus de la moitié des forages. Ils sont localisés dans les plateaux gréseux occupant la partie méridionale de la zone. Ils sont constitués de formations gréso-schisteuses en disposition monoclinale, caractérisées par un développement important de perméabilité secondaire. Les aquifères infracambriens sont recouverts, comme ceux du socle, en quasi totalité par un recouvrement latéritique argilo-sableux, qui permet une bonne perméabilité verticale.

La figure 16 présente les croquis hydrogéologiques des aquifères des formations granitiques et de la tranche d'altération superficielle dans les schistes.

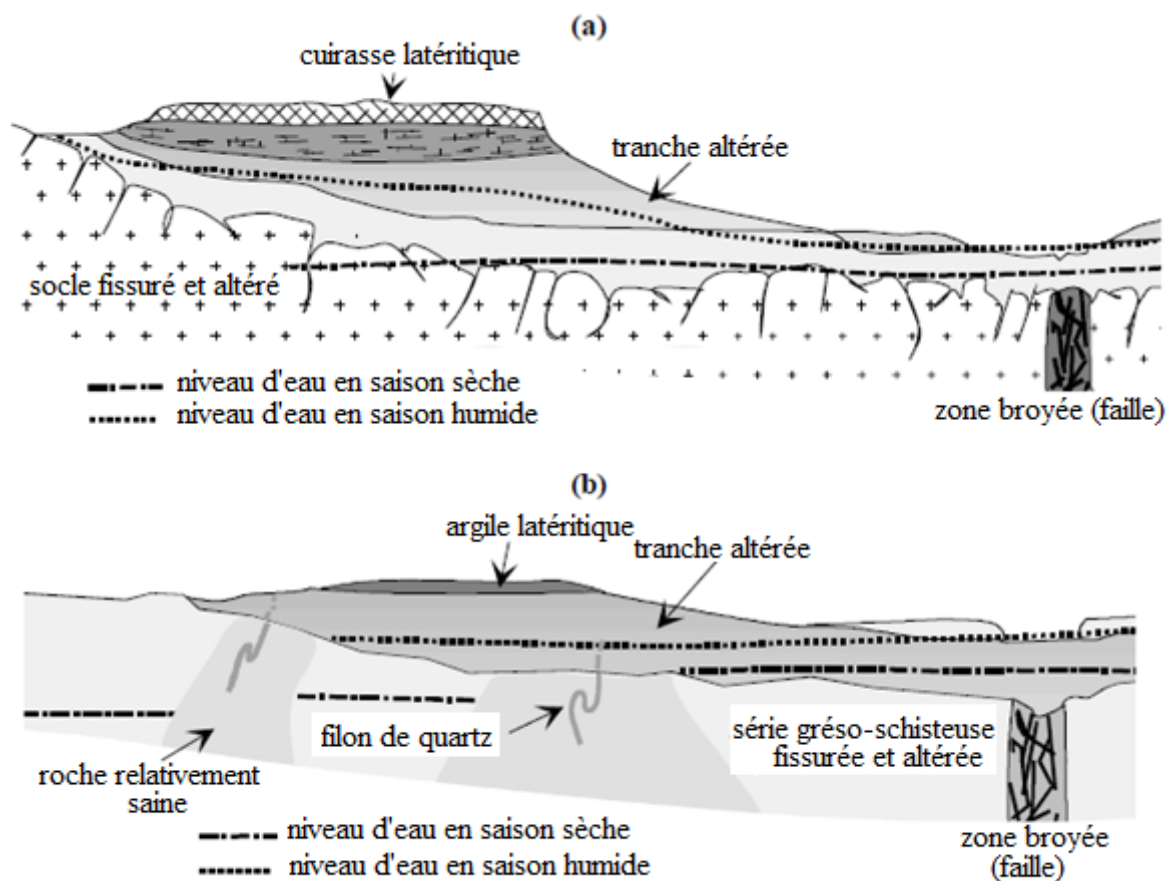


Figure 16 : Croquis hydrogéologiques des aquifères des formations granitiques (a) et de la tranche d'altération superficielle en région schisteuses (b) (d'après **Boukari et al., 1990**; et modifié).

4.1.3. Les modèles d'aquifère de socle

L'importance humaine, sociologique, économique et politique reconnue de l'eau disponible dans les aquifères discontinus (zones de socle et zones karstiques) et les difficultés de compréhension de leur fonctionnement sont tels qu'un grand nombre de travaux scientifiques et appliqués leur sont consacrés.

4.1.3.1. Le modèle traditionnel

Cité dans de nombreux ouvrages jusqu'à il y a une dizaine d'années, le modèle traditionnel a longtemps fait autorité en hydrogéologie de socle. Le modèle conceptuel traditionnellement utilisé était de type bicouche (**CIEH, 1979**), composé de deux ensembles communicants superposés: un réservoir supérieur essentiellement capacitif et un réservoir inférieur principalement conductif (Figure 17).

En fait, c'est la zone altérée du socle, c'est-à-dire les altérites ou arènes argilo-sableuses, qui constituaient le réservoir dit capacitif et la zone fissurée et fracturée qui constituait le réservoir

conductif, c'est-à-dire celui qui assure la circulation. Le substratum sain constituant, quant à lui, la base imperméable de l'aquifère. Il est bien sûr simpliste de parler de bicouche, notamment parce que la zone fissurée et fracturée du socle ne peut être assimilée à une couche. Il existe en particulier par endroits des drains verticaux, qui assurent localement une meilleure circulation de l'eau souterraine.

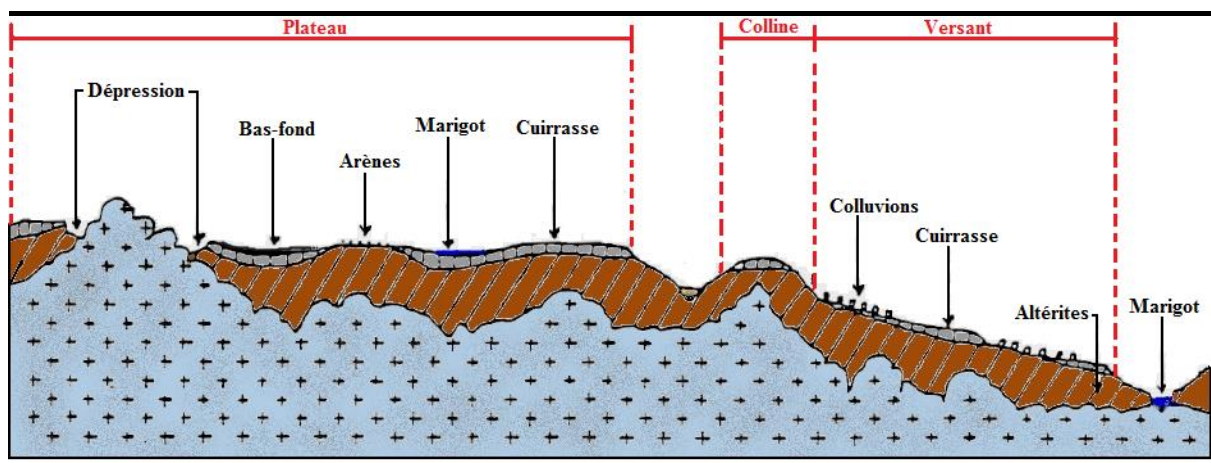


Figure 17 : Coupe morphologique schématique

4.1.3.2. Le modèle plus récent

Le modèle récent d'aquifères de socle date des années 1990; il est proposé par plusieurs auteurs (**Detay et al., 1989; Wyns et al., 1999; Taylor et Howard, 2000; Wyns et al., 2001**), qui distinguent désormais, selon leurs propriétés hydrogéologiques, trois «couches» superposées.

Il s'agit de bas en haut:

- (1) Le sommet du socle fracturé, porosité efficace de l'ordre de 10^{-2} . Les fractures, d'origine tectonique, sont en général subverticales et jouent le rôle de drains majeurs en profondeur.
- (2) Une couche intermédiaire (la zone fissurée) : Elle est particulièrement bien développée dans les formations granitiques où elle peut atteindre des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres. Cette zone est caractérisée par des fissures essentiellement horizontales dont le nombre diminue avec la profondeur. La genèse de ces fissures horizontales est attribuée, selon de nombreux auteurs (**Acworth, 1987; Davis et Turk, 1984; Wright 1992, in Lachassagne, 2001**) à des phénomènes de décompression, alors que **Wyns et al.(1999)**, également cité, propose une toute autre explication et une toute autre origine. Ces fissures horizontales seraient dues à des phénomènes d'altération des micas du granite.

L'augmentation de volume de ces micas - notamment les micas ferromagnésiens mafiques comme la biotite - sous l'effet de l'altération, provoquerait une véritable fissuration, selon des plans préférentiellement horizontaux. Il faut noter que c'est grâce à une approche multidisciplinaire, en zone de socle en Inde, que cette explication s'est imposée.

Maréchal et al (2003) ont montré, grâce à l'étude de l'anisotropie de perméabilité hydraulique d'un aquifère de socle granitique, l'existence et l'importance de cette couche intermédiaire contenant de nombreuses fissures sub-horizontales liées aux processus d'altération.

(3) La couche supérieure enfin, qui correspond à la partie altérée du socle est constituée d'altérites, ou saprolites. Elle est d'épaisseur variable; elle peut être différenciée selon la profondeur et selon le degré d'altération en deux compartiments, l'un supérieur formé d'allotérites et l'autre inférieur, d'isaltérites. Les altérites possèdent une perméabilité généralement relativement faible, à cause de leur teneur en argile élevée, mais une forte fonction capacitive. Leur porosité est considérée de type d'interstice (**Maréchal et al., 2003**).

Ce modèle récent a tendance à s'imposer de plus en plus dans la communauté scientifique internationale. Il a été validé dans plusieurs contextes géologiques et climatiques différents. Il sera intéressant de vérifier dans quelle mesure la signature géophysique de la zone d'étude permet de confirmer ce nouveau modèle conceptuel.

Comme dans le modèle bicouche traditionnel, c'est la zone altérée supérieure qui constitue le réservoir de l'aquifère. Sa présence et son épaisseur sont un facteur essentiel de la pérennité de la ressource.

C'est en revanche la couche intermédiaire située entre les altérites et le socle qui constitue la zone la plus perméable de l'aquifère. Sa forte transmissivité en fait une cible hydrogéologique prioritaire dans la recherche d'aquifère en zone de socle.

La géométrie et la nature des aquifères en zone de socle dépendent du type de roches du substratum, ainsi que de la tectonique et de l'altération qu'elles ont subies depuis leur mise en place.

On distingue deux grands domaines selon la nature des formations:

- Le domaine granito-gneissique, constitué de granites et granitoïdes et de formations métamorphisées de type gneiss ;
- Le domaine schisteux affecté par du métamorphisme.

Ces deux grands domaines ont des profils d'altération spécifiques, qui ont été étudiés par de nombreux auteurs et synthétisés dans le mémoire de thèse de **Savané (1997)**. Nous présentons ici les deux types de profils:

- **Le profil granito-gneissique**

Le domaine granito-gneissique montre un profil d'altération, qui peut être très détaillé de la manière suivante, de haut en bas:

1. Cuirasse à faciès nodulaire
2. Cuirasse à faciès massif
3. Carapace à faciès massif
4. Argiles tachetées à canaux
5. Litho-marge à texture conservée (zone d'altération minérale)
6. Arène sableuse
7. Socle fissuré et fracturé
8. Socle sain

On reconnaît dans cette description les composantes suivantes:

- La couverture formée de cuirasses et d'une carapace massive peu perméable, dont l'épaisseur totale est variable et toujours inférieure à trois ou quatre mètres ;
- Une couche d'argile, de quelques mètres d'épaisseur qui constitue une protection de l'aquifère en quelque sorte ;
- Le réservoir dit capacitif: zone d'altération minérale + arène sableuse ;
- Le réservoir dit conducteur, c'est-à-dire la partie supérieure fissurée et fracturée du socle, tient peu de place dans la description originale ;
- Le substratum ou socle dit sain.

C'est une description en bon accord avec le modèle traditionnel bicouche, dont la couverture est bien détaillée.

- **Le profil schisteux**

Dans ce domaine, le profil d'altération peut être différencié de la manière suivante, de haut en bas:

1. Sol
2. Cuirasses latéritiques
3. Argiles latéritiques
4. Argiles d'altération de schistes
5. Schiste altéré à structures conservées
6. Schiste fissuré avec diaclases à filons de quartz et de calcite
7. Schiste sain.

La figure 18 présente les photographies des profils d'altération au niveau d'une tranchée sur route et au niveau de la berge de la rivière à proximité du village de Dalevogo.



Figure 18 : Photos profils d'altération (tranchée sur route / berge de rivière)

Il est important de noter deux éléments:

- la présence de la couche d'argile latéritique au-dessus de l'aquifère ;
- la mention de filons de quartz et de calcite dans la partie fissurée du socle, susceptibles, soit de fermer les fractures sub-verticales, soit au contraire de créer des zones broyées à leur périphérie (Figure 19).

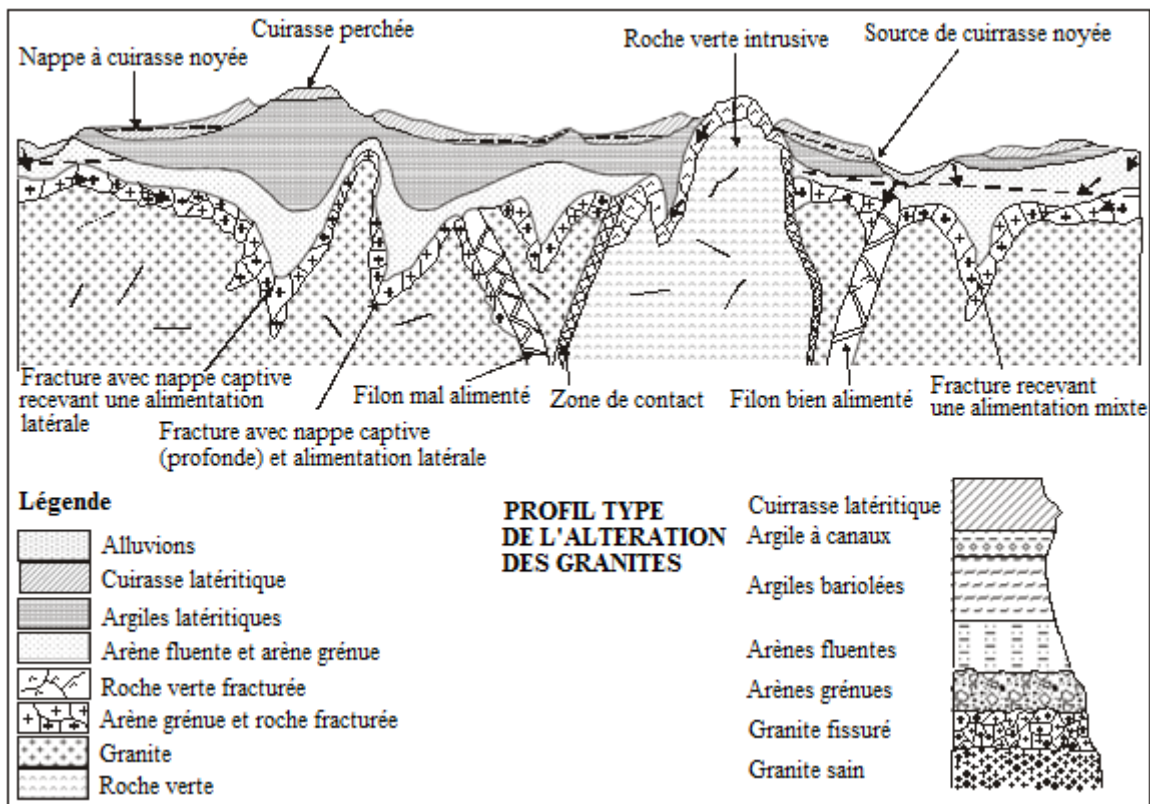


Figure 19: Mode de gisement des eaux souterraines dans le socle cristallin ouest africain (Savadogo, 1984 modifié)

4.2. Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères

Deux propriétés essentielles caractérisent du point de vue hydraulique les roches et sols constituant les réservoirs souterrains : la porosité et la perméabilité au sens général des termes. Les roches meubles ou indurées constituant le sol et le sous-sol peuvent être considérées comme formant un milieu poreux se caractérisant par la présence d'une matière solide et d'espaces. Ces espaces correspondent aux pores de la roche ou aux chenaux, fissures, fractures, cavités que l'on peut rencontrer dans diverses formations géologiques. Des phases fluides (l'air, l'eau, des hydrocarbures, etc.) occupent ces espaces disséminés dans le milieu.

Dans ces réservoirs assimilés à des milieux poreux, l'écoulement de l'eau à travers le réseau de pores, de chenaux et de fissures s'effectue moyennant des conditions aux frontières correspondant aux interfaces microscopiques eau-solide.

En raison de l'impossibilité de décrire *in extenso* la géométrie tortueuse et non répétitive des frontières imposées à l'écoulement, ainsi qu'au manque de vérification par des mesures éventuelles, la description à l'échelle macroscopique sera utilisée avec comme hypothèse indispensable et sous-jacente la continuité des différentes phases composant le milieu.

4.2.1. Porosité

En milieu saturé, l'eau immobile, composée de l'eau de rétention (eau des colloïdes, eau hygroscopique et eau pelliculaire), de l'eau capillaire et de l'eau contenue dans les pores fermés ou en cul de sac, ne participe pas à l'écoulement et sa quantité dépend de la surface spécifique du solide car elle est retenue par diverses actions de surface (adsorption, attraction moléculaire, etc.) (Figure 20).

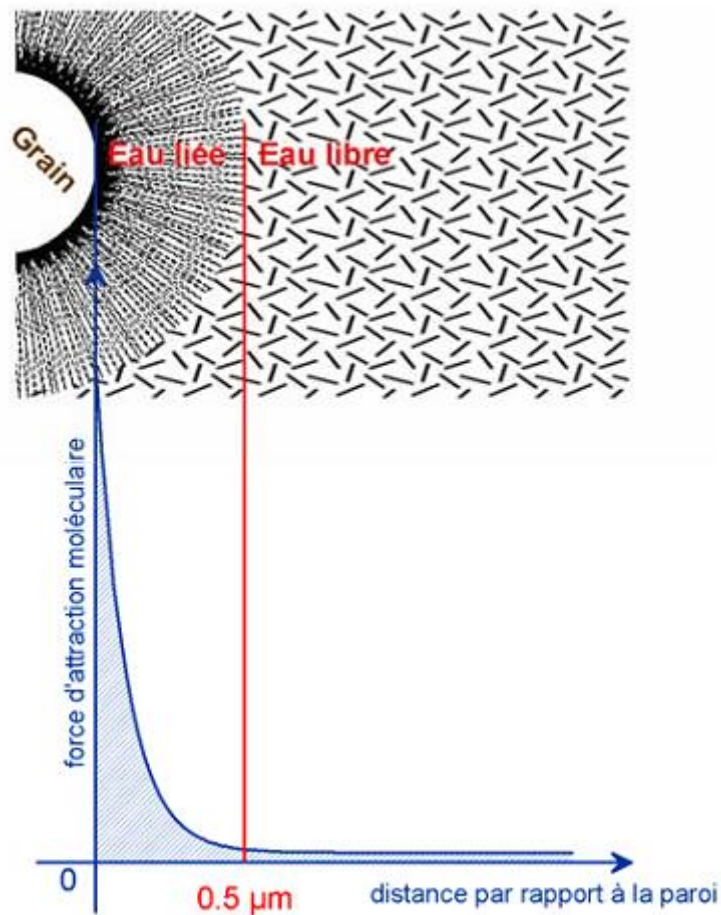


Figure 20 : Structure d'une couche d'eau liée au contact d'une particule solide (D'après de Marsily, 1981)

Seule l'eau dite « mobile » participe à l'écoulement (lorsque le milieu est saturé) amenant à la définition d'une porosité cinématique :

$$nc = \frac{V_{em}}{v_t} \quad (\text{Eq. 10})$$

où V_{em} est le volume d'eau mobile.

Cette porosité peut être faible en comparaison avec la porosité totale.

La porosité de rétention est exprimée par :

$$nr = \frac{V_{im}}{v_t} = n - nc \quad (\text{Eq. 11})$$

Où V_{im} est le volume d'eau immobile.

La porosité cinématique nc n'est pas mesurable. C'est pour cette raison qu'on considère la porosité efficace n_e qui se rapporte à la quantité d'eau libérée par drainage gravitaire total d'une roche saturée, après un temps fini considéré comme suffisamment long.

La figure 21 montre les différents types de répartition des vides dans les roches.

La porosité totale, notée n , est définie comme suit :

$$n = \frac{V_v}{V_t} \quad (\text{Eq. 9})$$

où V_v est le volume des vides et V_t le volume total.

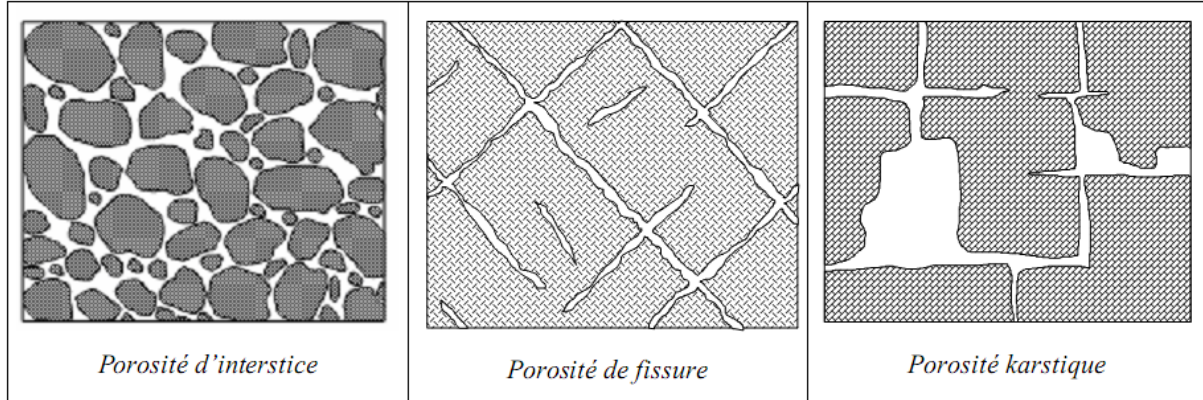


Figure 21 : Les différents types de porosité

Néanmoins, il faut préciser que théoriquement, si la forme, le degré de classement et l'agencement des grains sont identiques, les dimensions des grains n'influencent pas sur la porosité.

En effet, pour le cas où a est le côté d'une maille cubique, le volume associé est $V_t = a^3$. Le volume de la sphère contenue est $V_{\text{grain}} = \frac{\pi a^3}{6}$. Le volume de vides V_v peut s'écrire $V_t - V_{\text{grain}}$:

$$V_v = \left(1 - \frac{\pi}{6}\right) a^3 \quad (\text{Eq. 12})$$

Et la porosité totale

$$n = \left(1 - \frac{\pi}{6}\right) = 0,4764 \quad (\text{Eq. 13})$$

En pratique, c'est donc la forme des grains, leur agencement et leur classement qui modifient la porosité totale et bien plus encore la porosité efficace.

Les méthodes de détermination de la porosité sur échantillons sont basées sur la mesure du volume total (V_t) d'une part, et de la mesure du volume des vides (V_v), par différentes méthodes : porosimètre à mercure, par extraction d'air ou expansion de gaz. La précision est en principe excellente mais, en pratique, les échantillons sont souvent quelque peu remaniés surtout dans les roches meubles.

Les méthodes pratiquées *in situ* peuvent consister en des mesures de la résistivité apparente, de la densité par diagraphie γ - γ , de la teneur en ions H^+ par diagraphie neutron ou même de la vitesse des ondes soniques et sismiques.

La porosité efficace peut également être calculée par essai de pompages et par comparaison de la fluctuation piézométrique pour une infiltration efficace donnée, pour un volume d'eau sorti à l'exutoire ou pour une variation des réserves d'eaux souterraines calculée à partir des courbes de tarissement.

Dans le cas des roches cohérentes, il est possible de distinguer la porosité de pores et la porosité de fissures en se basant sur la notion d'indice de continuité :

$$Ic = \frac{V_{lm}}{V_{lc}} \quad (\text{Eq. 14})$$

où V_{lm} est la vitesse sismique longitudinale mesurée ;

V_{lc} la vitesse sismique longitudinale calculée sur la base de la composition minéralogique.

4.2.2. Loi de Darcy

La vitesse de l'infiltration est déterminée par l'expérience de **Darcy (1856)** qui consiste à faire passer, à travers un échantillon de milieu poreux de section constante A , un débit d'eau Q .

La vitesse est exprimée par :

$$V = \frac{Q}{A} \quad (\text{Eq. 15})$$

Darcy a montré que le débit Q à travers une formation poreuse (Figure 22) essentiellement sableuse peut s'exprimer par :

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{\Delta h}{L} \quad (\text{Eq. 16})$$

$$V = K \cdot i \quad (\text{Eq. 17})$$

où K est un coefficient dépendant du milieu poreux appelé conductivité hydraulique ou coefficient de perméabilité.

Δh est la différence de hauteurs piézométriques en amont et en aval de l'échantillon (la perte de charge entre le sommet et la base du massif poreux).

L est la longueur de l'échantillon.

$i = \Delta h/L$ est le gradient de charge (ou gradient hydraulique).

Cette loi phénoménologique, exprimée en termes de hauteurs piézométriques (Δh) est valide pour un fluide incompressible (ou de densité constante à composition égale) et le flux se déplaçant vers les hauteurs piézométriques décroissantes.

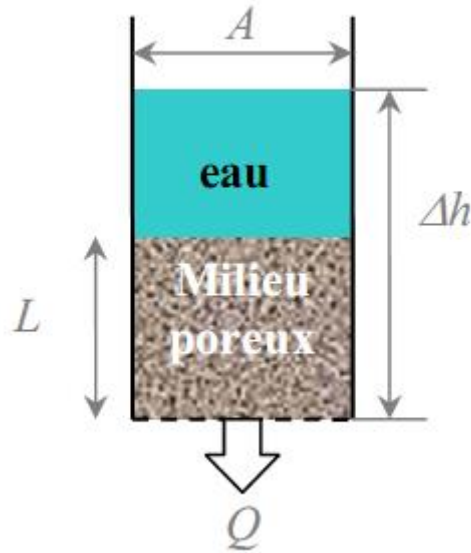


Figure 22 : Ecoulement à travers un milieu poreux (Boucher, 2007)

Les possibilités de circulation d'eau dans un aquifère ne dépendent pas seulement de sa perméabilité K et du gradient de charge, mais aussi de son épaisseur e . Le paramètre qui décrit le mieux les possibilités d'écoulement horizontal dans un aquifère est la transmissivité T qui s'exprime en $m^2 \cdot s^{-1}$ suivant :

$$T = \int K \cdot dz \quad (\text{Eq. 18})$$

Dans le cas où la perméabilité est la même sur toute l'épaisseur de l'aquifère, la relation se simplifie en :

$$T = K \cdot e \quad (\text{Eq. 19})$$

La transmissivité permet de prévoir comment réagira le niveau piézométrique suite à un pompage puisque le débit spécifique (c'est-à-dire le débit par unité de rabattement) lui est directement proportionnel.

CHAPITRE 5: COUVERTURE VEGETALE ET IMPACTS SPATIO-TEMPORELS DES ACTIVITES HUMAINES SUR LE MILIEU

5.1. Sols et végétations du bassin versant du Bandama blanc

La zone d'étude appartient au secteur sub-soudanais du domaine soudanais. La végétation se caractérise essentiellement par des forêts claires sèches et des savanes qui en dérivent (savane boisée, arborée et arbustive). Quelques îlots de forêts denses sèches subsistent. En bordure d'un certain nombre d'axes du cours d'eau se trouvent des forêts galeries (Figure 23).

- **La forêt dense sèche**

La plupart des arbres des étages supérieurs perdent leurs feuilles. Le sous-bois arbustif est soit sempervirent, soit décidu. Le tapis graminéen est généralement discontinu. Il n'existe pas de graminées savanicoles. Les arbres ont une hauteur comprise entre 8 et 15 m et peuvent, pour les plus grands, atteindre 30 m.

- **La forêt galerie**

Les arbres sont d'assez grande taille. Il s'agit principalement de *Sorindea juglandifolia*, *Elais guineensis*, *Saba thompsonii*, etc.

- **La forêt claire sèche**

Forêt ouverte, arborescente, décidue, de taille petite ou moyenne dont les cimes sont plus ou moins jointives, l'ensemble du couvert demeurant clair. La strate graminéenne est peu dense ou en mélange avec une autre végétation herbacée. Les arbres ont une hauteur comprise entre 8 et 15 m.

- **Les savanes boisées, arborées et arbustives**

Les arbres sont identiques à ceux qui composent la forêt claire.

Les différents type de savanes (boisées, arborées, arbustives et herbeuses) sont des formations herbeuses ou mixtes herbeuses/ligneuses où le rapport «biomasse ligneuse / biomasse herbacée» est inférieur à deux. Il existe également des savanes parcs ou savanes vergers d'origine anthropique qui correspondent aux formations savanicoles découlant des champs cultivés où l'on retrouve ainsi toutes les espèces utiles conservées et domestiquées dans le parc cultivé par les paysans.

La végétation a subi de profondes modifications suite aux profondes transformations de la société (croissance démographique, intensification/extensification agricole, urbanisation et besoins des villes, etc.) qui ont impliqué une conquête continue de nouvelles terres: c'est le

facteur essentiel de déboisement en zone sèche. Corréliées à ces évolutions, les conséquences de la sécheresse, des feux de brousse et des modifications des systèmes de production (culture du coton sans jachère) font que la déforestation est très préoccupante.

Les modifications de la végétation sont alors une diminution des surfaces boisées toutes formations confondues, une disparition progressive des jachères et une diminution de la densité des arbres du parc.

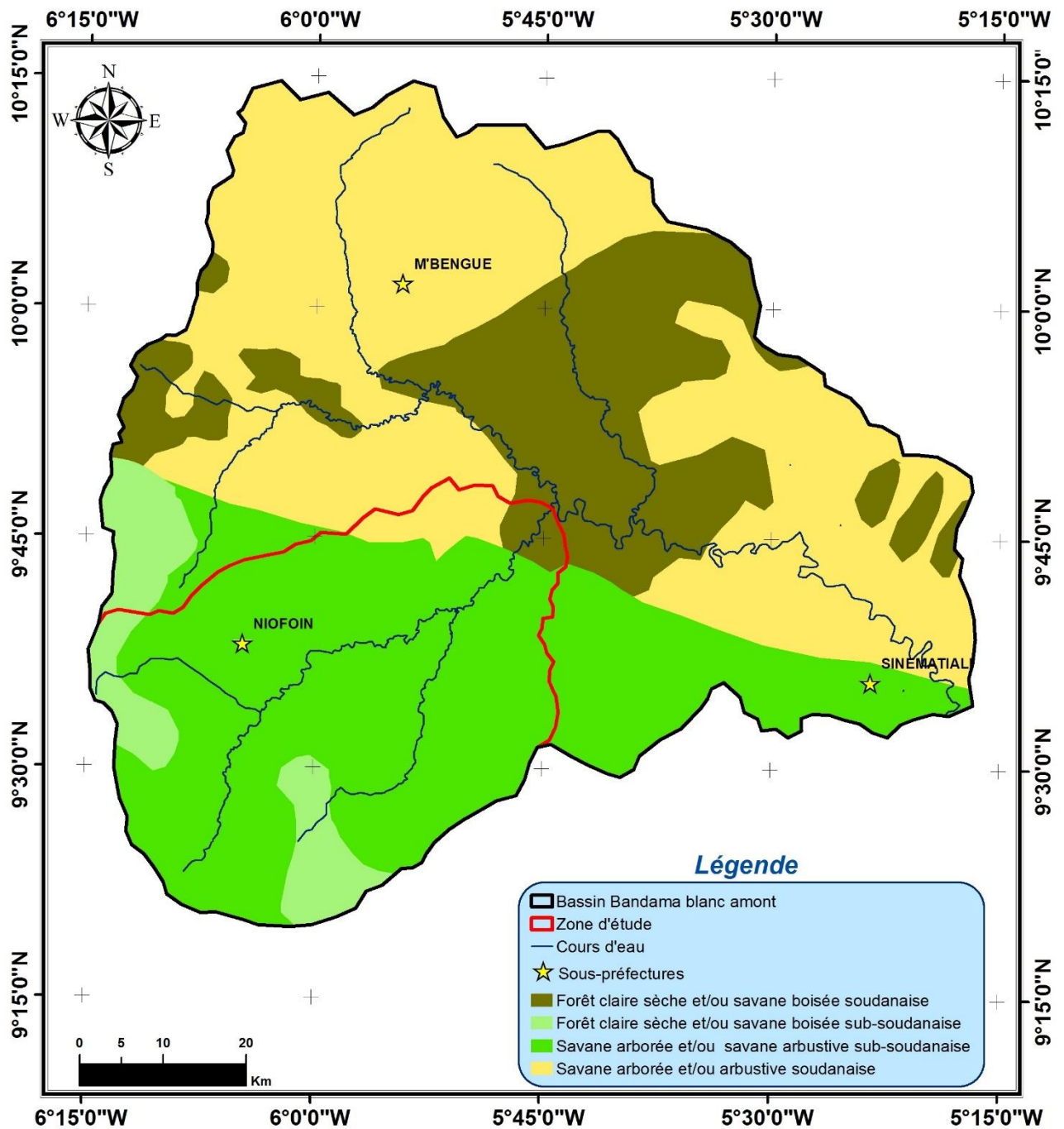


Figure 23 : Carte de la végétation de la zone d'étude

5.2. Les activités humaines

La plupart des cultures sont de type traditionnel, en buttes ou en billons. Il s'agit principalement de mil, de riz de plateau, de maïs et d'igname (Figure 24). Parallèlement des cultures utilisant des méthodes plus sophistiquées (tracteur, charrue, etc.) s'installent rapidement. C'est ainsi que les champs de coton, de riz inondé, de tabac, les plantations de manguiers, de canne à sucre, d'anacardiens, etc. sont de plus en plus nombreux dans les différents types de paysages. Les principales cultures vivrières sont le mil, le sorgho, le maïs et le riz, tandis que le coton et l'anacarde constituent les cultures d'exportation. L'agriculture qui peut représenter un facteur important de la dégradation du milieu est peu mécanisée et marginalement utilisatrice d'engrais. Cette mise en valeur intensive risque de favoriser les phénomènes d'érosion qui atteindront alors leur maximum d'intensité. Il faut donc impérativement prévoir, conjointement à cette exploitation intensive des sols, l'application de techniques anti-érosives si l'on veut préserver au maximum le capital qu'ils représentent.

A l'heure actuelle, le fleuve Bandama, comme la plupart des grands fleuves du globe, a attiré une grande majorité d'utilisateurs dans des domaines aussi variés que l'alimentation en eau (domestique, agricole et industrielle), la pêche, l'énergie ou les communications. La plupart de ces activités, susceptibles de créer des pollutions, sont regroupées habituellement par rapport à leur mode d'entrée dans le milieu naturel. C'est ainsi que l'on distingue les sources ponctuelles qui comprennent les rejets d'effluents domestiques et industriels, tandis que le lessivage des sols cultivés ou urbains constituent les sources non ponctuelles ou diffuses. Le surpâturage, l'agriculture (dégradations des sols), la déforestation, la pratique des feux de brousse qui sont des facteurs de modifications des processus naturels et d'accélération de la dégradation du milieu.



Figure 24 : Photos de cultures de coton à Pitiengomon, et de riz à Séguétiélé (août 2013)

DEUXIEME PARTIE :
AQUISITION DE
DONNEES,
MATERIELS ET
METHODES

CHAPITRE 6 : CARACTERISATION DE L'OCCUPATION DU SOL ET DE LA GEOMETRIE DES AQUIFERES PAR TELEDETECTION

La stratégie pour nous, dans une logique multidimensionnalité, consiste à partir d'une échelle plus grande vers une plus petite. Ainsi intervient la caractérisation par télédétection dont le but de faire une caractérisation à l'échelle régionale, donc à l'échelle du bassin versant, en étudiant l'évolution de l'occupation du sol sur le bassin et en élaborant la carte de linéamentaire sous-jacente, pouvant avoir un impact sur l'infiltration et la recharge.

La télédétection joue un rôle primordial en recherche d'eau surtout dans les régions où il n'existe pas d'étude géologique détaillée ou d'anciens travaux. Elle est un outil indispensable à la géophysique pour le positionnement de profils. Il est à noter que dans certains cas jugés non difficiles, la télédétection seule a permis l'implantation de forages avec un taux d'échec relativement bas mais il faut toujours utiliser des méthodes complémentaires surtout dans les recherches de débits élevés.

6.1. Les images satellitaires et données utilisées

6.1.1. Présentation des données disponibles

Les données utilisées dans cette étude peuvent se scinder en matériels techniques de terrain, en données images, en photographies aériennes, en supports cartographiques et en logiciels. Le matériel de terrain se compose de boussole pour orienter les placettes, de stéréoscope pour l'exploitation des photographies aériennes, d'appareil photographique numérique pour les prises de vues et de GPS type Garmin pour l'enregistrement des coordonnées géographiques des structures sur le terrain. Les données cartographiques sont constituées des feuilles de carte topographiques à 1/50000 recouvrant la zone d'étude. Quant aux données spatiales, elles sont constituées d'images satellitaires.

Afin d'étudier l'évolution du milieu sur le bassin versant du Bandama blanc amont, nous avons acquis des images Landsat-5 TM (Thematic Mapper) de 1986 et, Landsat-7 ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) de 2006.

Les caractéristiques spectrales et spatiales des différentes images sont données dans les tableaux V et VI. Le nombre d'images, les dates d'acquisition ainsi que l'origine des images y sont précisés.

Tableau V : Caractéristiques spectrales et spatiales de l'image Landsat-5 TM de 1986

Landsat-5 TM de 1986		
Fauchée : 185 Km		
Bandes spectrales	Résolution spectrale (µm)	Résolution spatiale (m)
Bande 1 (Bleu visible)	0,45 – 0,52	28,5 / 30 (*)
Bande 2 (Vert visible)	0,52 – 0,60	28,5 / 30 (*)
Bande 3 (Rouge visible)	0,63 – 0,69	28,5 / 30 (*)
Bande 4 (Infra Rouge)	0,76 – 0,90	28,5 / 30 (*)
Bande 5 (Infra Rouge Moyen)	1,55 – 1,75	28,5 / 30 (*)
Bande 7 (Infra Rouge Moyen)	2,08 – 2,35	28,5 / 30 (*)

(*) La résolution géométrique de l'image TM de 1986 est de 28,5 m

Tableau VI : Caractéristiques spectrales et spatiales de l'image Landsat-7 ETM+ de 2006

Landsat-7 ETM+ de 2006		
Fauchée : 185 Km		
Bandes spectrales	Résolution spectrale (µm)	Résolution spatiale (m)
Bande 1 (Bleu visible)	0,45 – 0,52	30
Bande 2 (Vert visible)	0,52 – 0,60	30
Bande 3 (Rouge visible)	0,63 – 0,69	30
Bande 4 (Infra Rouge)	0,76 – 0,90	30
Bande 5 (Infra Rouge Moyen)	1,55 – 1,75	30
Bande 7 (Infra Rouge Moyen)	2,09 – 2,35	30

6.1.2. Traitements numériques d'images satellitaires

6.1.2.1. Importation des scènes et création d'une image globale de la zone d'étude

Deux scènes satellitaires Landsat 197/53 et 197/54 (résolution 30 m) couvrant la zone d'étude et dont les caractéristiques sont indiquées dans les tableaux ci-dessus, ont été utilisées.

Une fois les caractéristiques des canaux images répertoriées, les deux scènes ont été importées sur le système d'information géographique ENVI. Le géoréférencement (en coordonnées UTM) de chaque scène s'est fait par étapes successives :

- visualisation à l'écran du canal 5 (le plus contrasté) et recherche des points de correspondances (ou points d'amers : ponts, confluence ou tout autre élément stable dans le temps et dans l'espace) identifiés à partir des cartes topographiques disponibles sur la zone au 1/50 000 ;

- utilisation d'une quinzaine de points d'amers pour géoréférencer chaque scène, en corrigeant ceux pour lesquels l'erreur calculée était trop importante. Le résultat est très satisfaisant : l'incertitude finale pour chacune des scènes est inférieure à 0,6 pixel soit 18 m dans la réalité ; ce qui représente moins de 0,36 mm sur une carte au 1/50 000 ;

- association des deux jeux de scènes (1986 et 2006) pour chaque canal-image ;

- les traitements et analyses ultérieurs ont donc été réalisés sur quatre scènes, les deux scènes de 1986 et les deux scènes de 2006.

6.1.2.2. Analyses des compositions colorées

Les compositions colorées ont consisté à afficher simultanément à l'écran trois bandes d'images dans les canaux de base (Rouge Vert Bleu), afin de faciliter l'extraction d'informations. En effet, cette opération permet l'interprétation quand on connaît le comportement spectral des différents types d'occupation du sol. On utilise les combinaisons des bandes 1, 2, 3, 4, 5 et 7.

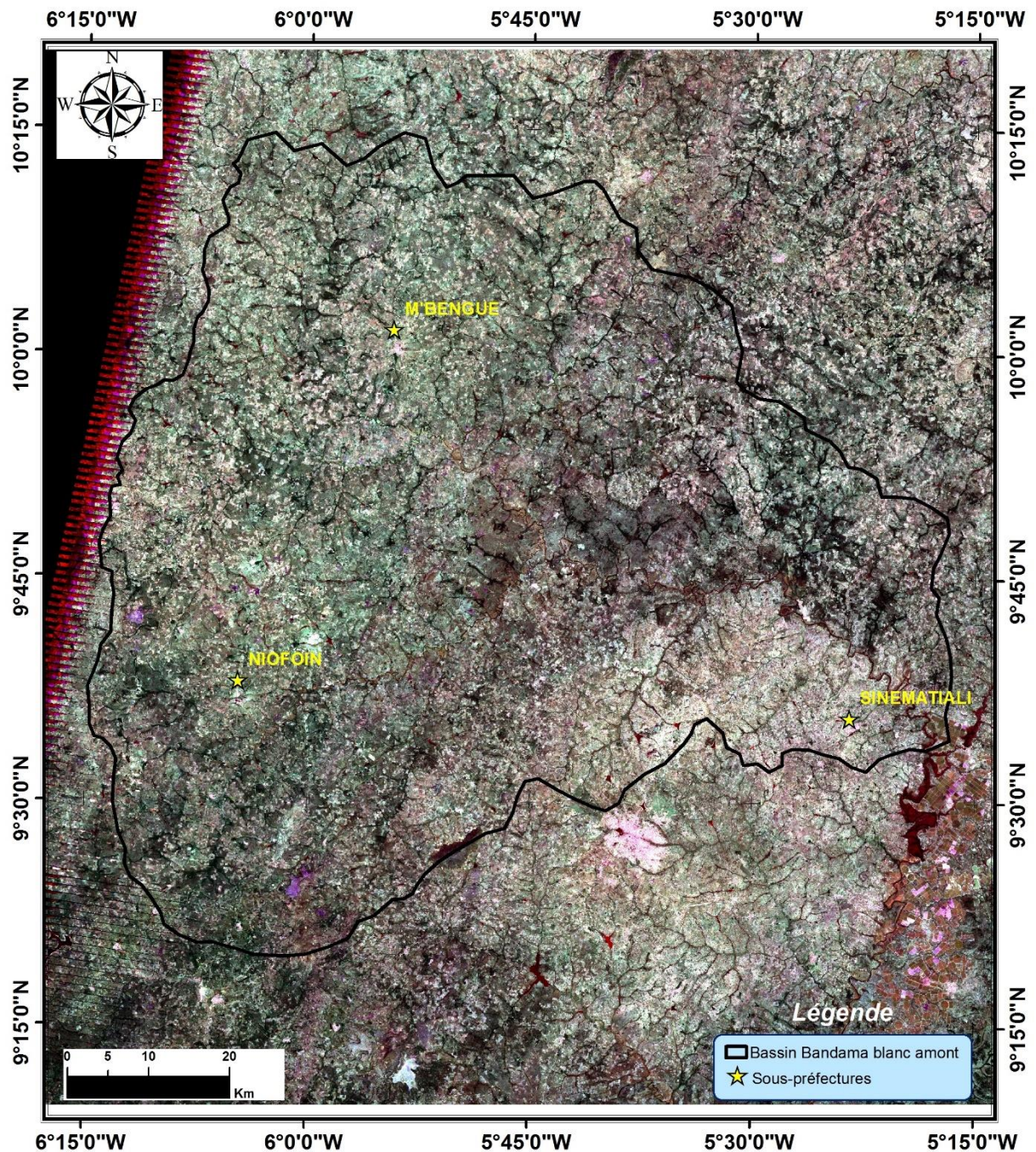


Figure 25 : Composition 357 l'image ETM+ du 15/11/2006

Les combinaisons des canaux (1-5-7), (3-5-7) et (4-5-7) discriminent au mieux les zones dénudées, le réseau hydrographique, les zones de végétations actives, les unités géologiques, les linéaments. Finalement, la composition colorée issue de l'association des canaux 3-5-7 a été retenue, en raison des couleurs assez proches des teintes naturelles observables sur le terrain qu'elle fournit (Figure 25).

6.2. Etude de la dynamique de l'occupation du sol du bassin versant

Cette étude est réalisée par une discrimination des unités d'occupation de sol à l'aide d'images Landsat. Une méthodologie en trois étapes a été mise en œuvre à cet effet. Elles sont listées ci-dessous :

1. classification non supervisée de l'image en 12 classes ;
2. identification et description de chacune des 12 classes par visite de terrain ;
3. agrégation des 12 classes en 7 classes d'états de surface.

6.2.1. Classification non supervisée de l'image

Nous avons choisi arbitrairement 12 classes. Ce nombre relativement élevé de classes permet d'avoir un premier résultat de classification avec une grande diversité de classes. Ces unités seront agrégées par la suite pour former les classes thématiques d'état de surface qui nous intéressent.

6.2.2. Classification supervisée ou dirigée

La méthode de classification supervisée utilisée est celle du maximum de vraisemblance. Les classes sont définies à partir des besoins de l'utilisateur et correspondent à des unités sémantiques de l'image, ce qui nécessite une étape d'apprentissage préalable à la classification. La classification supervisée consiste à déterminer les classes par un apprentissage qui peut être effectué soit sur chaque scène traitée. Cette étape influence fortement les résultats de la classification.

Les échantillons sont sélectionnés sur des observations faites sur le terrain (vérités terrain) en repérant au sol des parcelles représentatives des différents éléments devant être présents dans la classification de la zone étudiée, si possible à une date idéalement identique à celle des prises de vues. Les échantillons de classes stables temporellement (routes, urbain, affleurements, etc.), peuvent être sélectionnés sur la base de cartes précises de la région.

Des cartes d'occupation des sols au 1/100 000, réalisées par le Centre de Cartographie et de Télédétection d'Abidjan (CCT) à partir de l'interprétation visuelle de compositions colorées de scènes SPOT et Landsat ont été utilisées comme support de base pour l'interprétation des compositions colorées réalisées.

Afin de disposer d'autres supports interprétatifs et pour améliorer la qualité et le positionnement des parcelles d'entraînement sur les compositions colorées, une campagne de terrain avec GPS a été effectuée sur la zone d'étude, en suivant les recommandations de **Lamachère et Puech (1995)**.

➤ **Identification des classes sur le terrain**

A l'issue de cette première étape, il fallait affecter à chacune des 12 classes un état de surface sur le terrain. Nous nous sommes limités à 7 unités d'occupation du sol :

- les plans d'eau ;
- les galeries forestières et zones humides ;
- les cultures ;
- les savanes arborées ;
- les savanes dégradées et cultures ;
- les savanes herbeuses ;
- les habitats, sols nus et affleurements.

➤ **Agrégation des classes**

Nous nous sommes efforcés de faire en sorte qu'à chacune des 12 classes il soit affecté une des 7 unités d'occupation du sol retenues. Cela n'a pas toujours été évident car le milieu naturel n'est pas toujours aussi bien différencié.

Des sites d'échantillonnage ont donc été sélectionnés directement à l'image et au sein de chacune des 12 classes. Un soin particulier a été accordé à cette opération car les sites sélectionnés devaient être très homogènes (une seule couleur : celle de la classe considérée), de forme simple (carrés ou rectangulaires) et suffisamment étendus en surface. La taille minimale retenue pour chaque échantillon est de 60 m x 60 m soit une surface minimale de 4 pixels d'image par échantillon. Ces coordonnées ont ensuite été chargées sur un GPS pour nous permettre de les retrouver sur le terrain.

6.3. Etude du réseau de fractures du bassin versant du Bandama blanc amont

Les images satellitaires prétraitées sont soit sur papier, permettant un tracé des linéaments et des structures utiles pour l'hydrogéologie, soit sous forme numérique permettant une interprétation par ordinateur. Nous avons utilisé le système de traitement numérique du logiciel ENVI. Le traitement se fait en plusieurs étapes :

- Rehaussements de l'image ;
- Application des filtres directionnels qui font bien ressortir les structures, les failles et les plissements (Seuthé *et al.*, 1985 ; Yésou *et al.*, 1990). Ces filtres utilisent une matrice de poids servant à donner une nouvelle valeur au pixel central de la matrice. Ils ont permis d'accentuer les lignes de contraste existantes en rehaussant les fortes brillances et en diminuant les faibles brillances (Figure 26).

• Il est aussi intéressant d'utiliser des algorithmes mathématiques qui permettent de distinguer les zones de forte activité chlorophyllienne des zones à faible activité, en faisant intervenir le rapport suivant appelé NDVI : $TM4-TM3 / TM4+TM3$, car la chlorophylle est très fortement réfléchiée dans le proche infrarouge (TM4) et fortement absorbée dans la portion du rouge du spectre visible (TM3). La végétation (les arbres) est un indice de fracture du rocher quand on la retrouve sous forme linéaire.

• Rapport de bandes : Le rapport $TM7/TM5$ qui permet de rehausser des contrastes peu marqués en géologie et d'atténuer les effets topographiques (**Seuthé et al., 1985**).

Les filtres directionnels de type Sobel et leurs poids respectifs sont les suivants :

Tableau VII : Matrices des filtres appliqués.

$$\begin{pmatrix} 0 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 2 \\ -1 & 0 & 2 & 2 & 2 & 3 & 1 \\ -1 & -2 & 0 & 3 & 4 & 2 & 1 \\ -1 & -2 & -3 & 0 & 3 & 2 & 1 \\ -1 & -2 & -4 & -3 & 0 & 2 & 1 \\ -1 & -3 & -2 & -2 & -2 & 0 & 1 \\ -2 & -1 & -1 & -1 & -1 & -1 & 0 \end{pmatrix}$$

Filtre N-S

$$\begin{pmatrix} 2 & 1 & 1 & 1 & 1 & 1 & 0 \\ 1 & 3 & 2 & 2 & 2 & 0 & 1 \\ 1 & 2 & 4 & 3 & 0 & -2 & -1 \\ 1 & 2 & 3 & 0 & -3 & -2 & -1 \\ 1 & 2 & 0 & -3 & -4 & -2 & -1 \\ 1 & 0 & -2 & -2 & -2 & -3 & -1 \\ 0 & -1 & -1 & -1 & -1 & -1 & -2 \end{pmatrix}$$

Filtre E-O

$$\begin{pmatrix} 1 & 1 & 1 & 2 & 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 2 & 3 & 2 & 1 & 1 \\ 1 & 2 & 3 & 4 & 3 & 2 & 1 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ -1 & -2 & -3 & -4 & -3 & -2 & -1 \\ -1 & -1 & -2 & -3 & -2 & -1 & -1 \\ -1 & -1 & -1 & -2 & -1 & -1 & -1 \end{pmatrix}$$

Filtre NE-SO

$$\begin{pmatrix} -1 & -1 & -1 & 0 & 1 & 1 & 1 \\ -1 & -1 & -2 & 0 & 2 & 1 & 1 \\ -1 & -2 & -3 & 0 & 3 & 2 & 1 \\ -2 & -3 & -4 & 0 & 4 & 3 & 2 \\ -1 & -2 & -3 & 0 & 3 & 2 & 1 \\ -1 & -1 & -2 & 0 & 2 & 1 & 1 \\ -1 & -1 & -1 & 0 & 1 & 1 & 1 \end{pmatrix}$$

Filtre NO-SE

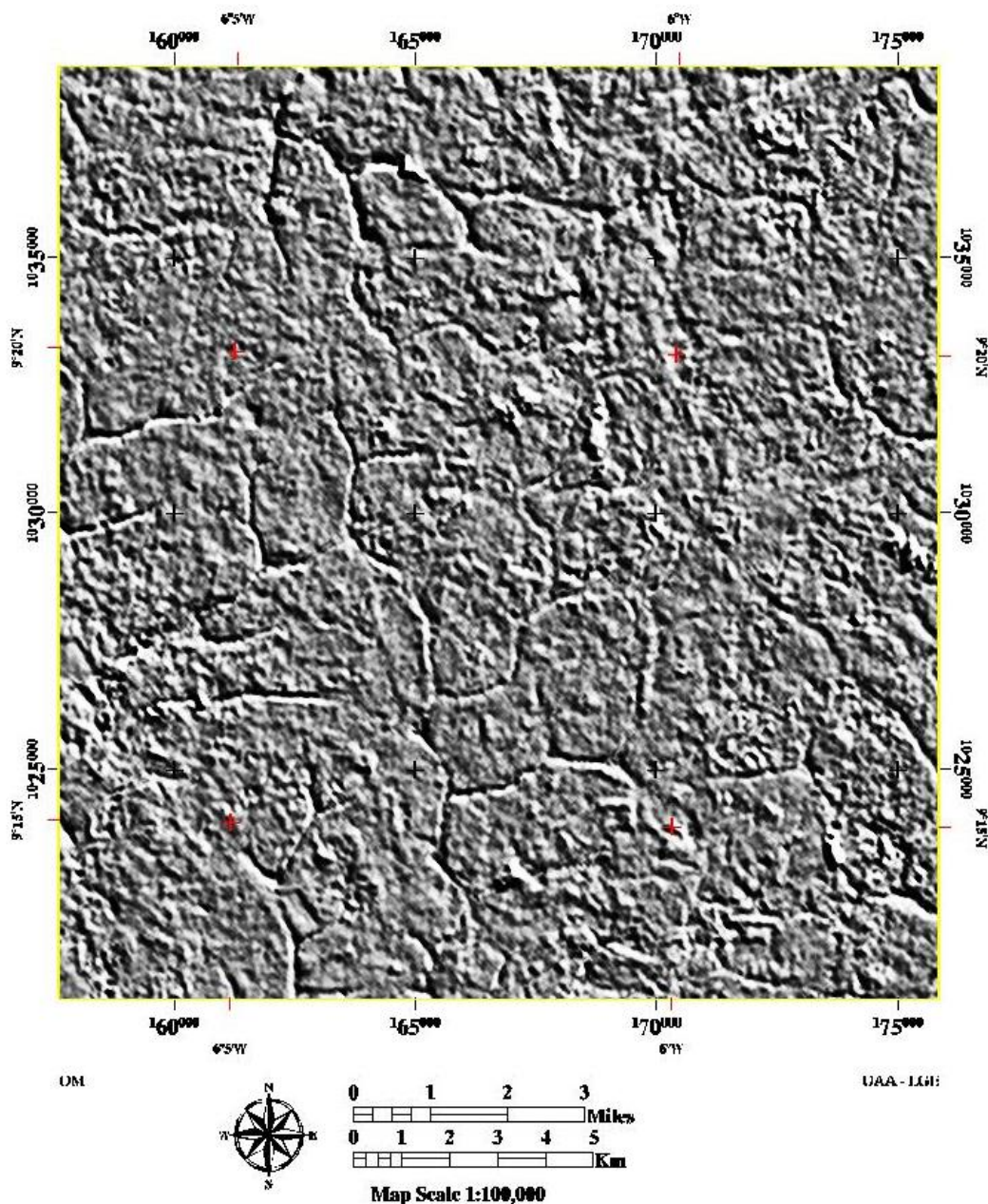


Figure 26 : Filtre de Sobel de direction N-S rehaussant les structures E-W

6.3.1. Extraction des linéaments

Le terme « linéament » est employé selon le sens général et l'usage proposé par **Hobbs (1904)** et **O'Leary et al. (1976)**. Dans cette étude, ce terme désigne toute discontinuité lithologique (contact entre différentes formations) ou structurale (fracture, joint) détectée en imagerie et correspondant effectivement à la trace au sol d'un accident visible en surface ou non. Seuls les linéaments d'origine structurale ont un intérêt dans cette étude.

Afin de minimiser les erreurs liées à l'effet d'échelle du support satellitaire ainsi que celles attachées à la subjectivité du photo-interprète, une approche objective de rehaussement et d'extraction des linéaments est proposée par **Moore et Waltz (1983)** qui veulent rendre davantage fiable le réseau de discontinuités linéaires assimilé à celui de la fracturation.

L'extraction manuelle des linéaments a été réalisée sur les compositions colorées des ratios de canaux TM3/TM4, TM4/TM6, TM4/TM7 ainsi que sur les néocanaux issus du filtrage directionnel. Elle permet de produire des fichiers vectoriels issus des néocanaux de l'analyse texturale.

Les artéfacts correspondant aux infrastructures (routes bitumées et pistes régulièrement entretenues, lignes de transport d'énergie, layons de délimitation des forêts, etc.) ont été supprimés. En définitive, on obtient une carte linéamentaire représentative des fractures provoquées par la tectonique cassante.

Les linéaments ainsi observés peuvent être :

- des fractures fermées ou ouvertes ;
- des failles normales, subverticales ou inverses ;
- des dykes, des filons généralement associés à des fractures ;
- des contacts géologiques ;
- la foliation des roches métamorphiques d'autant plus que les fractures empruntent les plans de foliation.

Les linéaments identifiés à partir des images satellitaires font l'objet d'une analyse fréquentielle permettant de ressortir les directions principales pouvant ensuite être comparées à celles des accidents relevés sur le terrain.

6.3.2. Analyse du réseau de fractures

6.3.2.1. Distribution des orientations et longueurs des fractures

L'orientation des fractures est déterminante dans le rôle hydraulique qu'elles peuvent jouer. Les fractures peuvent être ouvertes dans une direction et fermées dans une autre. Aussi, une zone est d'autant plus favorable au succès du sondage que sa densité de fracturation est élevée. Ces caractéristiques sont nécessaires pour une prospection hydrogéologique et doivent être déterminées.

Pour y parvenir, il faut disposer de la carte linéamentaire et d'un moyen pour l'exploiter. Nous avons choisi le logiciel LINWIN pour traiter certaines opérations relatives aux fractures. En effet, les programmes constitutifs de ce logiciel permettent de construire :

- la rosace directionnelle ou azimut ;
- l'histogramme des longueurs des fractures ;
- la carte des densités de fracturation par rapport aux longueurs ;
- la carte des densités de fracturation par rapport au nombre.

Pour ce faire, la carte de fracturation est géoréférencée afin d'être reconnue par le logiciel. Le programme permet d'extraire automatiquement les discontinuités au niveau du réseau de linéaments. Les lignes brisées sont scindées en divers segments et les nœuds de jonction des linéaments sécants sont supprimés.

Par ailleurs, on a la possibilité d'imposer un maillage au site. Dans chaque maille, on peut obtenir les informations suivantes :

- le nombre de linéaments ;
- la longueur cumulée des linéaments ;
- les azimuts, soit en fonction du nombre de linéaments, soit en fonction de leur longueur cumulée.

6.3.2.2. Distribution spatiale des fractures

L'objectif de l'analyse des densités de fracturation est d'apprécier les potentialités hydrauliques à différents endroits de la zone d'étude. La présence d'un linéament ou mieux d'une fracture ne peut être un indice de possibilité d'une perméabilité localement plus élevée au droit de cette fracture, dans un encaissant à très faible perméabilité. Le nombre élevé de fractures constitue un indice hydrogéologique intéressant. Ainsi, relie-t-on le principe « aléatoire » qu'un grand accident s'accompagne de fissures secondaires. Cela assure l'interconnexion entre les fractures. Ce rôle est d'autant plus assuré que la densité de fracturation est élevée (**Engalenc, 1978**).

La densité de fracturation admet deux définitions :

- C'est le nombre de fractures (linéaments) par unité de surface ;
- C'est aussi la longueur cumulée des fractures par unité de surface.

En pratique, on est confronté au choix entre le nombre de linéaments et leur longueur cumulée dans chaque maille. A l'analyse, les fractures étant parfois très longues, donc pouvant s'étendre sur plusieurs localités, le risque de compter une même fracture plusieurs fois est important. C'est pourquoi l'évaluation des longueurs cumulées paraît plus rationnelle.

Pour notre site, nous avons choisi des mailles de 5 km de côté, soit 25 km² par unité de surface. Il est donc possible de déterminer l'hydraulicité de chaque unité géographique en se fiant au paramètre considéré.

Les informations relatives aux potentialités hydrauliques sont spécifiées par localité. Ceci consiste à réaliser la carte des densités de fracturation et à procéder à une séparation des informations afin d'aboutir à des classes de densité de fracturation. Par exemple, une classe de densité forte, une classe de densité moyenne et une classe de densité faible.

Ce travail requiert l'application d'un logiciel de cartographie qui permette de croiser les informations. C'est le logiciel MapInfo que nous avons utilisé pour réaliser cette tâche.

Les informations relatives aux densités de fracturation sont croisées avec la carte des localités. Cela permet d'observer l'importance de la fracturation dans chaque unité géographique et de procéder à une classification appropriée.

CHAPITRE 7 : METHODES GEOPHYSIQUES DE CARACTERISATION DES AQUIFERES DE LA ZONE D'ETUDE

Avec l'approche géophysique, nous passons de l'échelle du bassin versant pour obtenir des informations locales sur la structure et en profondeur, par des techniques appropriées et avec des outils nouveaux pour affiner la caractérisation de l'aquifère.

Pour repérer les fractures sur le terrain dans les endroits de couverture ou de dépôts où les zones d'affleurements sont quasi inexistantes, l'approche est faite sous deux angles. L'imagerie satellitaire permet de détecter des anomalies détectables à l'œil sur l'image et qui sont assimilables à des fractures. Ensuite, les reconnaissances de terrain et les profils géophysiques permettent de confirmer les fractures, les discontinuités importantes et les passages latéraux entre les différentes séries recouvertes par l'altération et la cuirasse latéritique que seuls les forages hydrauliques ont mis en évidence.

Le déploiement de techniques géophysiques dans le cadre de cette étude a concerné les méthodes électromagnétiques.

Les méthodes géophysiques mesurent les variations spatiales et temporelles des propriétés du sous-sol. Dans le cadre de cette étude, nous utiliserons les variations de la résistivité électrique du milieu déterminées à l'aide de méthodes électromagnétiques. Les sections suivantes présenteront ce paramètre, son intérêt pour l'hydrogéologie ainsi que certaines limites de son utilisation pour décrire le milieu souterrain.

L'objectif est d'améliorer les connaissances sur les réservoirs de socle fissuré par l'emploi de méthodes géophysiques électromagnétiques et des techniques de l'EM multifréquentielle pour aider à la caractérisation de la géométrie de ces aquifères.

7.1. Principes généraux des méthodes électromagnétiques

En prospection EM, les courants sont produits par induction. Les méthodes EM sont généralement utilisées avec des fréquences suffisamment basses pour que les phénomènes liés aux courants de déplacement puissent être négligés (**Parasnis, 1986**).

Dans cette approximation des équations de Maxwell, dite « basse fréquence », les courants de conduction prédominent. Tous les phénomènes électromagnétiques sont régis par les équations de Maxwell. Ces équations sont basées sur quatre lois physiques que doivent respecter les champs électromagnétiques (**Pessel, 2000**) :

- Lorsqu'un champ magnétique varie dans le temps, alors un champ électrique lui est associé. C'est l'expression mathématique de la loi de Faraday. (Eq. 20) ;

- Un flux de courant électrique génère un champ magnétique. C'est l'expression mathématique de la loi d'Ampère. Un champ magnétique est créé dans l'espace par un flux de courant et est proportionnel au courant total (**Keller, 1988**) (Eq. 21);

- Le flux magnétique est également conservé (Eq. 22) ;
- Et le flux électrique (courant) est conservé (Eq. 23).

Pour pouvoir décrire la propagation et l'atténuation des ondes EM (**Ward and Hohmann, 1988**), il faut utiliser les équations de Maxwell qui lient les composantes du champ électrique et du champ magnétique. En milieu homogène isotrope, ces équations s'expriment sous la forme suivante :

$$\text{rot}\vec{E} = -\frac{\partial\vec{B}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 20})$$

$$\text{rot}\vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial\vec{D}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 21})$$

$$\text{div}\vec{B} = 0 \quad (\text{Eq. 22})$$

$$\text{div}\vec{D} = q \quad (\text{Eq. 23})$$

avec,

\vec{E} : le champ électrique (Volt/m),

\vec{H} : le champ magnétique (A/m),

\vec{B} : l'induction magnétique (tesla),

\vec{J} : la densité du courant électrique (A/m²),

\vec{D} : le déplacement électrique (C/m²),

q : la densité de charge électrostatique (C/m³).

Ces quatre équations sont complétées par les équations constitutives qui dépendent des propriétés de la matière :

$$\vec{D} = \varepsilon\vec{E} \quad (\text{Eq. 24})$$

$$\vec{B} = \mu\vec{H} \quad (\text{Eq. 25})$$

où ε et μ sont respectivement la permittivité diélectrique (farad/m) et perméabilité magnétique (henri/m) du milieu. Enfin, expérimentalement, il a été observé que la densité de courant dans un milieu étendu est linéairement proportionnelle au champ électrique. Cette relation est connue sous le nom de loi d'Ohm :

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (\text{Eq. 26})$$

où σ est la conductivité électrique (siemens/m) du milieu dont l'inverse ($1/\sigma$) est la résistivité électrique (Ohm.m).

Les équations 20 à 23 se simplifient :

$$\text{rot} \vec{E} = -\mu \frac{\partial \vec{H}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 27})$$

$$\text{rot} \vec{H} = \sigma \vec{E} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (\text{Eq. 28})$$

$$\text{div}(\mu \vec{H}) = 0 \quad (\text{Eq. 29})$$

$$\text{div}(\varepsilon \vec{E}) = q \quad (\text{Eq. 30})$$

Dans le cas de signaux basses fréquences (<1MHz), les courants de déplacement sont négligeables, et seuls les contrastes de résistivité vont intervenir.

Dans le cas des hautes fréquences (>1Mhz), cas du radar, c'est le contraste de la permittivité diélectrique qui est à l'origine des signaux mesurés.

Ces équations de Maxwell stipulent donc que tout courant oscillant produit une onde électromagnétique qui se manifeste en tout point de l'espace par un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même fréquence et perpendiculairement l'un à l'autre (**Parasnis, 1986 ; Ward and Hohmann, 1988**). Le champ électrique et le champ magnétique associé à l'onde générée par une antenne oscillent périodiquement mais chacun d'entre eux reste toujours orienté dans la même direction.

En basse fréquence, lorsqu'un conducteur est plongé dans un tel champ EM, il devient à son tour la source d'un champ, dit secondaire, présentant la même fréquence que le primaire mais déphasé par rapport à celui-ci.

La plupart des techniques EM sont fondées sur cette propriété qu'ont les champs magnétiques variant dans le temps d'induire des courants dans le sous-sol conducteur. Les courants induits engendrent eux-mêmes des champs magnétiques secondaires qu'on mesure en surface, en présence ou en l'absence du champ inducteur. Ces mesures s'effectuent à différentes fréquences. La distribution des courants induits dans le sol dépend du produit de la conductivité σ du sol par rapport à sa perméabilité magnétique μ et la fréquence.

Pour résumer, la plupart de ces techniques se fondent sur l'étude des phénomènes suivants (**Spies and Frischknecht, 1991**) :

- Un champ magnétique primaire variable issu d'un émetteur ou d'origine naturelle ;

- Une force électromotrice secondaire et les courants de Foucault qui lui sont associés, générés par induction dans les formations conductrices du sous-sol sous l'influence du champ primaire ;

- Un champ magnétique secondaire induit par cette force électromotrice et ses courants de Foucault ;

- L'induction dans un récepteur placé en surface d'un signal dû à l'action conjuguée du champ primaire et du champ secondaire, ou seulement du champ secondaire.

Les techniques EM sont en général plus sensibles à l'épaisseur d'un matériau résistant qu'à sa résistivité. Pour les matériaux conducteurs, elles sont plus sensibles à la conductivité électrique qu'à son épaisseur (**Spies and Frischknecht, 1991**).

Les techniques EM sont caractérisées par un phénomène d'atténuation du signal EM avec la profondeur « effet de peau », $\sqrt{\rho/f}$, où ρ est la résistivité du sous-sol et f la fréquence utilisée.

Pour que ces méthodes soient utilisables, trois conditions au moins doivent être remplies :

- Le champ magnétique primaire issu de l'émetteur doit pénétrer suffisamment dans le sous-sol ;

- Certaines formations du sous-sol doivent présenter des conductivités suffisantes pour que les courants électriques induits non négligeables puissent y prendre naissance ;

- Le champ secondaire prenant naissance dans les formations conductrices du sous-sol doit pouvoir être perçu en surface.

Plusieurs techniques de mesures EM sont utilisées pour la reconnaissance de la conductivité des formations du sous-sol. Ces techniques diffèrent en fonction de la source utilisée, de leur capacité à cartographier la conductivité électrique des formations latéralement et verticalement, de leur sensibilité au bruit EM et de leur coût d'opération.

On a l'habitude de définir deux grandes familles de méthodes EM basses fréquences, en fonction de la source utilisée : les méthodes électromagnétiques temporelles (TDEM) et les méthodes électromagnétiques fréquentielles (FDEM). En fait, pour les méthodes TDEM, le courant qui génère le champ primaire, est un train de créneaux unipolaires ou bipolaires séparés par des périodes de coupures et la mesure du champ secondaire résultant de l'induction se fait en l'absence du champ primaire (**Nabighian and Macnae, 1991**). Pour les méthodes FDEM, le courant est sinusoïdal, ou de forme créneaux bipolaires sans coupure et le champ magnétique primaire est caractérisé par la fréquence des oscillations. La mesure est faite en présence du champ primaire et le champ total résultant est la somme du champ primaire et du champ secondaire induit (**Spies and Frischknecht, 1991**).

7.2. Méthodes électromagnétiques fréquentielles (FDEM – Frequency Domain ElectroMagnetic)

7.2.1. Principe général

Les méthodes EM fréquentielles utilisent habituellement un émetteur qui transmet un signal harmonique et un récepteur qui mesure la partie réelle et la partie en quadrature du champ total. La partie réelle est le signal qui est en phase avec le champ primaire (inphase) et la partie en quadrature est le signal déphasé de 90° par rapport au champ primaire.

Lorsqu'on mesure en un point l'effet conjugué de ces deux champs (primaire et secondaire), on constate que le champ résultant, lui, ne conserve pas au cours du temps la même direction ; au lieu d'osciller linéairement, il effectue une rotation complète dans le plan, appelé plan de polarisation. Cette relation amène l'extrémité du vecteur résultant à parcourir une ellipse, dite ellipse de polarisation.

L'interprétation quantitative des mesures EM obtenues sur le terrain nécessite souvent la détermination des paramètres de cette ellipse.

Habituellement, on peut distinguer différentes techniques de mesures suivant la source et les fréquences utilisées :

- La magnétotellurique (MT) (**Cagniard, 1953**) qui utilise des champs naturels lointains à fréquences très basses de l'ordre de quelques hertz. En remplaçant la source du champ primaire par un champ EM artificiel, deux autres techniques dérivent de la MT suivant la bande de fréquences utilisées :

- Le VLF (Very Low Frequency) dont le champ EM primaire est émis par des émetteurs radio d'une gamme de 12 à 30 kHz (**Fischer et al., 1983**). On distingue :

- Le VLF-EM et sa dérivée la RF-EM avec les fréquences de 15 à 300 kHz.

- Le VLF-gradient

- Le VLF-R (pour VLF-Résistivité)

- La radiomagnétotellurique (RMT) (**Fischer et al., 1983 ; Turberg et al., 1994**) qui constitue une alternative de la VLF-R, et qui utilise des émetteurs radio comme source d'énergie, d'une bande de fréquence de 12 à 240 kHz.

- L'audiomagnétotellurique (AMT) (**Strangway et al., 1973**) qui utilise une gamme de fréquences comprises entre 1 Hz et 10 kHz émises par un dipôle électrique horizontal.

- La technique Slingram, à faible nombre d'induction, qui est constituée de deux bobines émettrice et réceptrice. Les fréquences utilisées sont de l'ordre de 20 Hz à 10 kHz. Une

particularité de cette technique est que la profondeur d'investigation est principalement fonction de la distance entre les bobines émettrice et réceptrice (**Chalikakis, 2006**).

Dans le cadre de nos travaux de recherche, nous avons appliqué la méthode du domaine fréquentiel électromagnétique de la méthode (EM) en utilisant deux boucles ou bobines pour générer des champs EM à des fréquences sélectionnées et détecter le champ magnétique secondaire résultant, qui est un diagnostic pour dériver les propriétés électriques du sol. La séparation de la boucle est généralement suffisamment grande (au moins 8 m dans ce cas) par rapport au rayon de la boucle d'émetteur pour être considéré comme un dipôle magnétique. En fonction de la géométrie de boucle en boucle, on peut mesurer les différentes composantes de la réponse du sol à une source de dipôle magnétique vertical ou horizontal. Plusieurs types de systèmes EM sont disponibles pour une utilisation en aéroporté (**Palacky et West, 1991**), dans la marine (**Chave et al., 1991**), et des investigations au sol (**Frischknecht et al., 1991**), et les données EM ont été généralement interprétée en termes de résistivité.

7.2.2. Mise en œuvre

L'objectif de l'étude géophysique est de localiser les meilleurs points d'implantation des forages. La méthodologie employée dans le cadre de cette étude repose sur l'emploi d'une stratégie efficiente mise en œuvre de méthodes hydrogéophysiques combinées de prospection, permettant une bonne caractérisation des réservoirs d'eau souterraine. Les coupes géologiques, les coupes de forages, ainsi que les informations hydrogéologiques sont couplées aux interprétations géophysiques pour déterminer la structuration et la géométrie des aquifères en présence.

Les méthodes géophysiques sont couramment utilisées pour l'implantation des forages dans les aquifères de socle, et la plupart des campagnes d'hydrauliques sont toujours basées sur des méthodes communes électromagnétiques (EM) et/ou de résistivité à courant continu (CC) (**Dutta et al., 2006 ; Yadav et Singh, 2007**).

La méthode en concomitance de profilage/sondages électromagnétiques est déployée sur le terrain d'étude, en vue d'optimiser l'efficacité de la méthode électromagnétique (EM) dans la mise en évidence des structures pouvant intéresser l'hydrogéologie. Les méthodes d'induction électromagnétique sont largement utilisées pour déterminer la distribution de la conductivité électrique (ou son inverse, la résistivité), et sont bien adaptées à la délimitation des aquifères et couches argileuses car le champ électromagnétique est fortement perturbé par les matrices conductrices. Les capteurs électromagnétiques sont adaptés à la détection des cibles

conductrices et ont été couramment utilisés pour imager les horizons géologiques et hydrogéologiques (**Shamper et al., 2012**).

En sondage EM, la composante en phase et la quadrature, normalisées par rapport au champ primaire et exprimées en pourcentage, sont mesurées pour la gamme de fréquences et cela permet de rendre compte des structures en profondeur du sous-sol. Il s'agit d'un sondage identique par son principe au sondage électrique vertical (VES). Une succession de sondages verticaux réalisés sur un profil suivant un pas constant de mesure, permet d'obtenir une image du sous-sol correspondant à une section de résistivité au droit du profil, correspondant à la variation de la résistivité en fonction de la profondeur.

Au total, une trentaine de sondages électromagnétiques étalons a été effectuée sur des forages connus, répartis uniformément sur la zone d'étude et sur diverses formations géologiques. Afin d'explorer et de cartographier le potentiel de l'aquifère, un long profil EM (d'environ 25 km avec 100 m d'espacement) a été réalisé en 3 jours, en février 2014 traversant le bassin versant du Bandama blanc amont dans la direction SE-NW, perpendiculaire à la direction des structures géologiques, toutes ainsi recoupées de même que la rivière, et en passant par les forages connus (Figure 27).

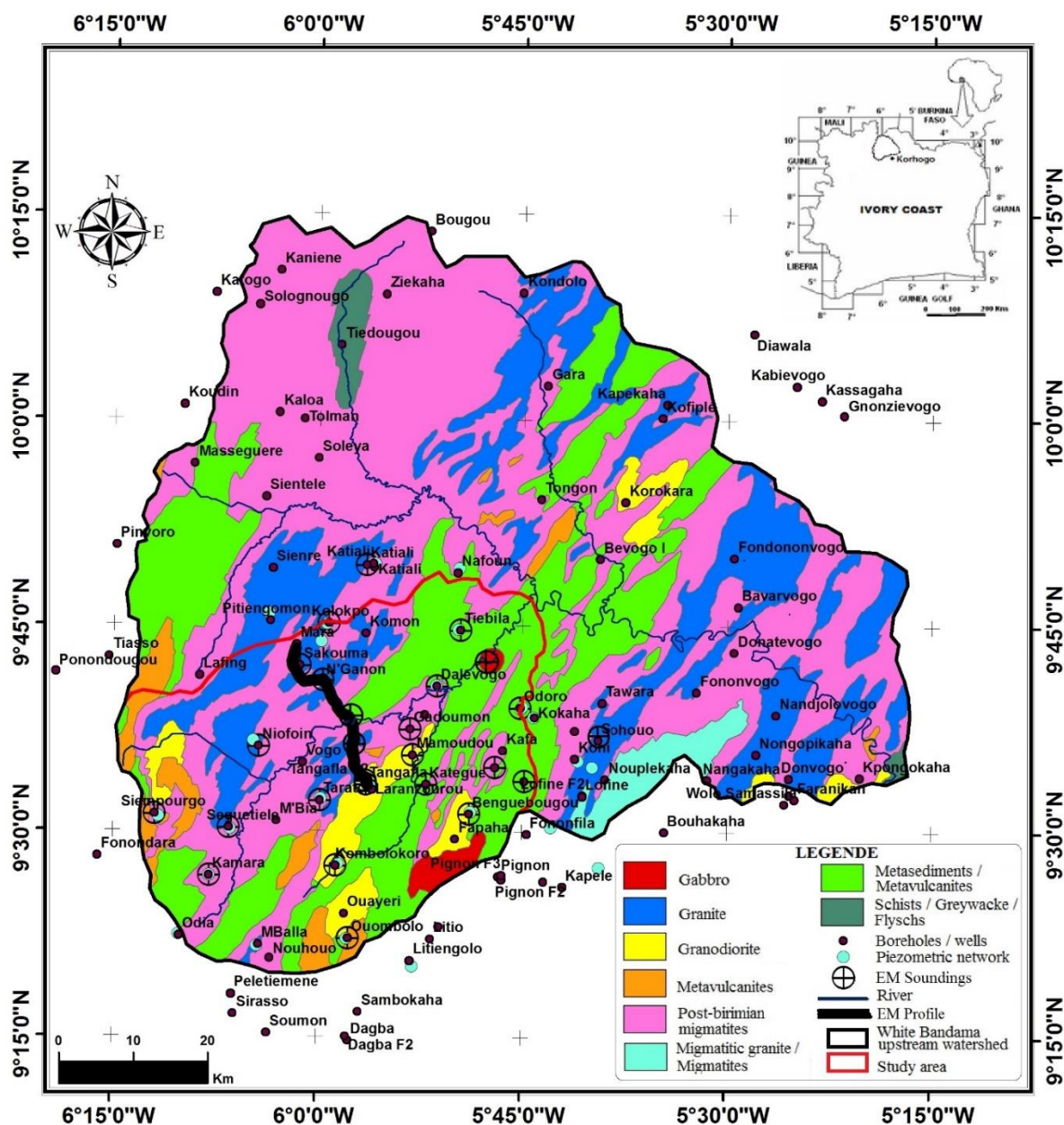


Figure 27 : Localisation des sondages et profils électromagnétiques réalisés sur la zone d'étude

7.2.3. Equipement PROMIS (Iris Instruments)

Pour les investigations de terrain, nous avons utilisé le PROMIS[®] (Iris Instruments, Figure 28) qui est un équipement de mesure géophysique de type Slingram, multifréquentiel avec 10 fréquences doublant de 110 à 56320 Hz et à distance de séparation (émetteur-récepteur) allant de 20 à 400 m. Comme configuration, le mode horizontal coplanaire (HCP) des bobines a été choisi pour effectuer un total de 8 mesures sur chaque station, correspondant aux mesures effectuées en utilisant les 8 premières fréquences (110 à 14080 Hz). Nous avons utilisé pour cette étude, sur la base de la profondeur des structures cibles de la région prospectée, un câble de 100 m pour relier l'émetteur au récepteur. En mode HCP (Horizontal CoPlanaire) et une hauteur approximative des bobines de 1 m par rapport au sol, cette configuration investigate une

profondeur de 50 m, profondeur fonction des fréquences du champ électromagnétique émis et de la conductivité électrique du milieu dans lequel il est propagé :

$$h = 503.8(\sigma \cdot f)^{-1/2} \quad (\text{Eq. 31})$$

où h est la profondeur en mètres, σ la conductivité en S.m^{-1} et f la fréquence du champ en Hz. Le PROMIS[®] est aussi bien un équipement d'investigation latérale unidirectionnelle qu'un outil d'investigation en profondeur.

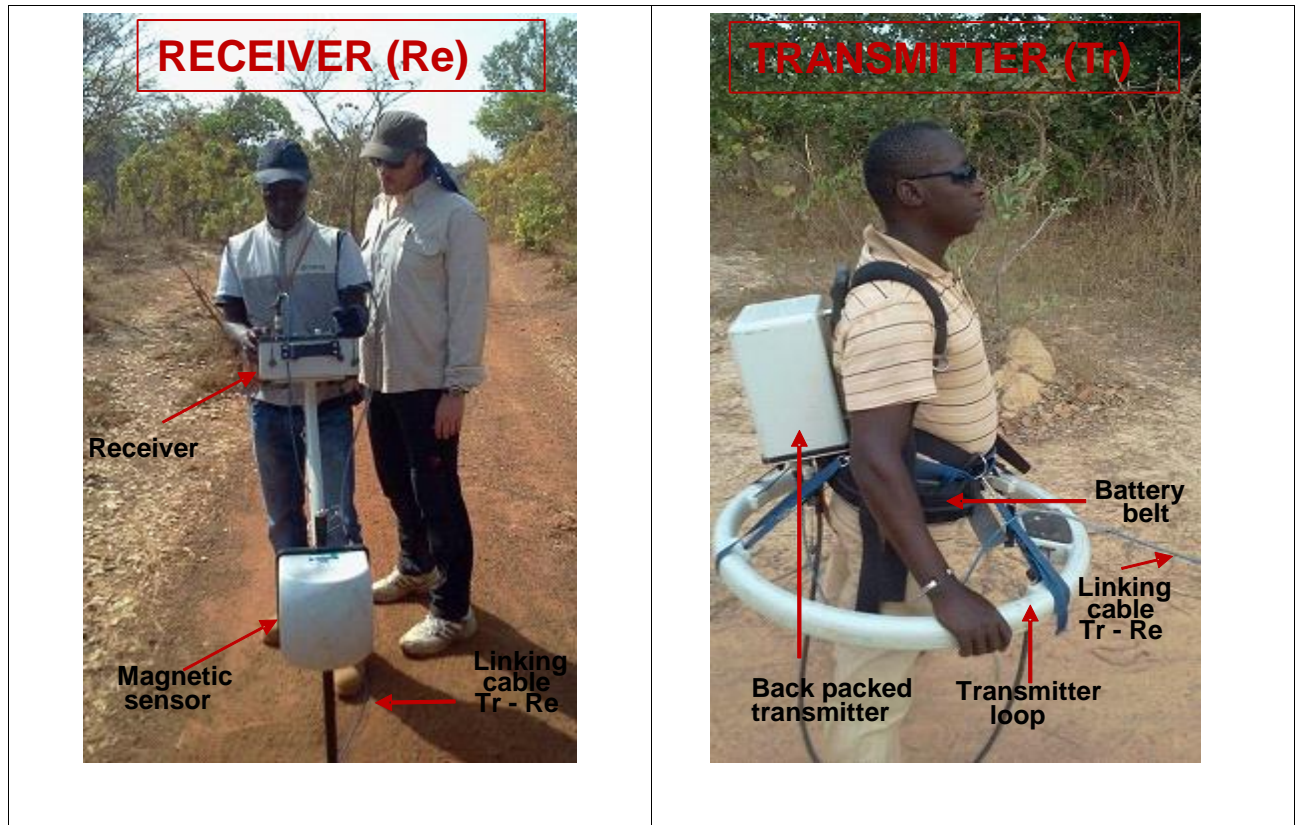


Figure 28 : Mesures et acquisition des données de terrain – Sondages électromagnétiques multifréquentiels (SEM) au PROMIS[®] en Côte d'Ivoire

7.3. Profil et sondages électromagnétiques

La mise en œuvre des sondages et profils électromagnétiques sur le terrain est schématisée par la figure 28. Les réponses EM dépendent de la conductivité électrique σ du sol, la fréquence ω de l'excitation de la source d'harmoniques et la distance s entre la boucle d'émission (Tx) et le circuit de réception (Rx). Pour résumer l'effet de ces trois paramètres, nous pouvons considérer le nombre d'induction B , qui est le rapport sans dimension de la distance de propagation attendue s à la profondeur (Spies et Frischknecht, 1987) :

$$B = s\sqrt{\omega\mu\sigma} / 2 \quad (\text{Eq. 32})$$

où, μ est la perméabilité magnétique du sol.

Dans la plupart des contextes géologiques, on peut supposer qu'elle est constante et égale à la perméabilité magnétique du vide (à savoir, $\mu = \mu_0 = 4\pi 10^{-7} H/m$). Dans la pratique, les systèmes géophysiques de boucle en boucle les plus courants sont conçus pour répondre au faible nombre d'induction (LIN) ; condition : $B \ll 1$ pour la plus large gamme de conductivité rencontrée sur le terrain. Par conséquent, la plupart des systèmes tels que EM38, EM31, ou EM34 (Geonics) fonctionnent à un couple fixe (offset / fréquence), et la plupart des algorithmes de traitement sont conçus pour cette approximation linéaire (Pérez-Flores *et al.*, 2001 ; Schultz et Ruppel, 2005 ; Pérez-Flores *et al.*, 2012 ; Kang *et al.*, 2013).

La figure 29 présente la configuration des bobines en mode horizontale coplanaire (HCP) pour l'investigation et la caractérisation des horizons en profondeur. La mise en œuvre sur le terrain est aussi ainsi représentée.

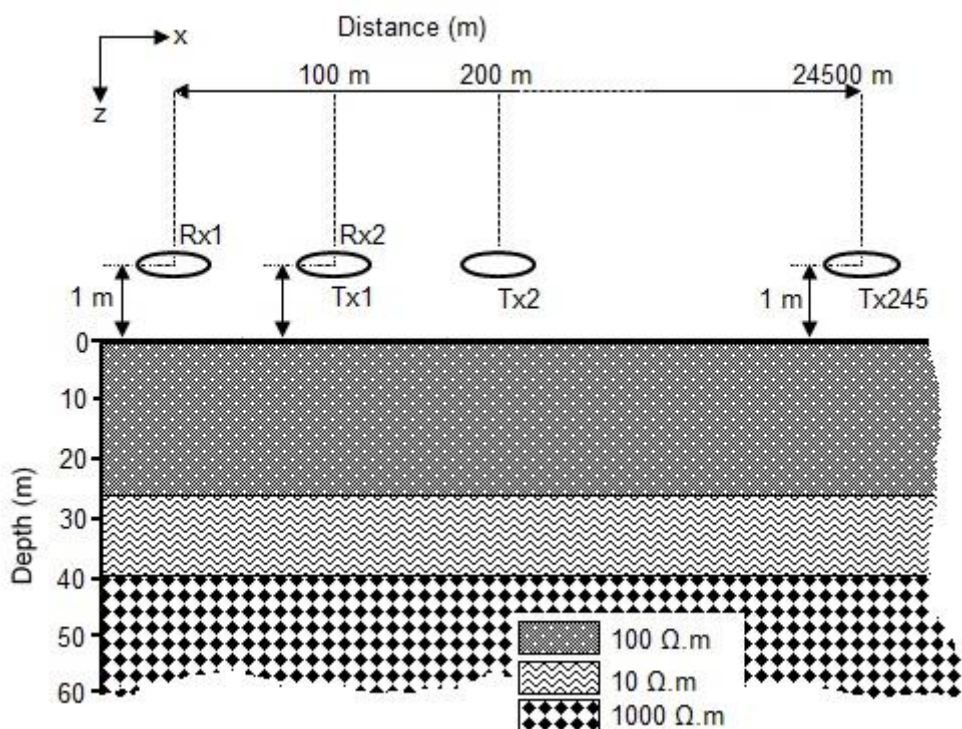


Figure 29 : Configuration des bobines (HCP) pour l'investigation du sous-sol représenté par un modèle à trois horizons

7.4. Etude locale

Nous sommes partis des sondages EM au profil 2D, et on a diminué l'échelle au village.

Une étude locale sur un site a fait l'objet d'étude intensive. Cette étude plus affinée a consisté à un quadrillage de surface réalisé au pas de 50 m, et pour mettre en relief la variation de la résistivité électrique sur la profondeur d'investigation. Pour cette étude plus affinée et intensive,

le dispositif a été déployé sur le site de Tangafla représentative de la complexité géologique, des hétérogénéités et des caractéristiques hydrogéologiques (puits traditionnels, puits modernes, forages exploités, proximité cours d'eau, etc.). Un maillage serré a été réalisé, avec un pas de 50 m entre les stations de mesures, avec au total 93 sondages électromagnétiques repartis sur plusieurs profils au choix en fonction des directions d'intérêt.

Pris en compte dans deux directions, ces sondages peuvent faire l'objet d'un bloc diagramme donnant l'image du sous-sol en fonction de ses propriétés électriques et des dynamiques qui s'y produisent.

7.5. Inversion des mesures

Le tout récent système PROMIS[®] (Iris Instruments) permet de mesurer à 10 fréquences et avec différents pas de mesures. Très peu de mesures de recherche pour l'imagerie au sol ont été réalisées avec cet équipement récent. Ainsi, très peu de travaux de recherche sont publiés pour l'analyse des sensibilités 1D (**Schamper et Rejiba, 2011**), pour l'algorithme d'inversion 1D à l'aide de multiples pas de mesures et les données multicomposants (**Schamper et al., 2012**), et pour l'inversion 1D/2D des données EM (**Guillemoteau et al., 2015**). L'analyse multifréquentielle des données du inphase (IP) et la quadrature (outphase, OP) est couramment effectuée pour l'interprétation des données EM aéroportées (**Fraser, 1978 ; Huang et Fraser, 1996 ; Beard et Nyquist, 1998 ; Zhang et al., 2000 ; Farquharson et al., 2003**). Les systèmes EM de surface en boucle sont caractérisés par un nombre élevé d'induction (HINs). Dans ce contexte, les réponses du IP sont également affectées par la conductivité électrique (**Schamper et al., 2012**).

Les données obtenues dans cette étude ont fait l'objet de dépouillement, d'analyse pour identifier celles bruitées, puis ont été interprétées après leur inversion à l'aide du logiciel IX1D v3 (**Interpex, 2006**).

Pour chaque sondage EM, un modèle de résistivité / couche peut être obtenu par un processus itératif (inversion) qui, en termes simples, résulte de l'itération entre les prédictions et les observations, et une évaluation de la correspondance entre les modèles proposés et les données traitées.

La méthode de sondage électromagnétique multifréquentielle au PROMIS[®] (SEM) pour les investigations sur les eaux souterraines est une nouvelle technique de la méthode EM classique pour améliorer la caractérisation des aquifères et la détection des eaux souterraines. Les données traitées sont introduites dans un algorithme d'ordinateur (**Effersø et al., 1999**), ainsi que les caractéristiques géométriques de configuration, la distance de séparation et d'autres caractéristiques du système. Ensuite, une structure géoélectrique (modèle) peut être définie par un certain nombre de couches, résistivités et épaisseur pour tous les sondages EM.

A partir de ces données EM Slingram, un modèle 2D qui consiste en une section de résistivité est obtenue. Pour simuler les investigations Slingram, comme pour les sondages simples, l'émetteur et les bobines du récepteur sont séparés par 100 m et une hauteur commune de 1 m est maintenue par rapport au sol. Les données sont collectées le long d'une ligne de 25 km avec des pas de 100 m. Les fréquences utilisées pour cette prospection sur le terrain sont 110, 220, 440, 880, 1760, 3520, 7040 et 14080 Hz.

CHAPITRE 8 : METHODE DE CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE

Pour ce qui concerne la caractérisation hydrogéochimique, nous cherchons à savoir si à travers les circulations d'eau, on pourrait établir un lien entre la géologie et l'hydrogéochimie.

Des mesures physico-chimiques et hydrochimiques ont été réalisées sur l'ensemble de la zone d'étude équipé de forages, de puits modernes, de puits traditionnels, de même que dans la rivière et dans des retenues d'eau. Les campagnes d'échantillonnage se sont déroulées durant les mois de février et mars pour la saison sèche, et durant les mois de juillet et août pour la saison humide. Les mesures faites sur le terrain ont porté sur la conductivité, la température, le pH et l'alcalinité.

Les échantillons d'eau ont été recueillis dans des flacons en polyéthylène de 100 mL pour l'analyse ultérieure des ions majeurs, et dans des bouteilles en verre ambré de 10 mL pour l'isotopie au laboratoire. La conservation des échantillons et la qualité des analyses ont été contrôlées par la confrontation des mesures de conductivité et de pH de terrain et au laboratoire.

8.1. Caractéristiques chimiques des eaux souterraines

Les paramètres physico-chimiques ont été mesurés *in-situ* sur l'ensemble des points répertoriés à l'aide d'un conductimètre portable WTW 3210 pour la mesure de la conductivité et de la température des eaux récoltées d'une part, et d'autre part à l'aide d'un pH/mV-mètre WTW 3210 pour la mesure du pH. Ces mesures de température, de conductivité électrique (CE) standardisée à 25 °C, de pH ont été réalisées à la prise d'échantillon à l'aide du kit d'analyses de terrain.

Les échantillons des forages ont été prélevés par pompage modéré, et ceux des puits modernes et des puits traditionnels ont été recueillis à l'aide d'une soupape de prélèvement (hydrocapteur) ou d'une puisette. Les dosages ont eu lieu au laboratoire Géosciences Paris-Sud (GEOPS) quelques semaines après les prélèvements.

Le système ICS-1000 de Dionex (Figure 30) a été utilisé pour quantifier, par chromatographie ionique, les anions Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et F^- . Les anions HCO_3^- (hydrogencarbonates) ont été dosés et déterminés par titrimétrie à l'aide de l'acide nitrique (HNO_3 ; 0,16 N) après filtrage et prise de 10 mL d'échantillon dans une fiole jaugée de 10 mL.



Figure 30 : Photo du dosage des anions majeurs avec l'ISC-1000 au laboratoire GEOPS

Le spectromètre d'absorption Atomique (Flamme ou Four) AAS 240 FS Varian, en mode flamme et au four graphite, a permis de doser les cations Na^+ , K^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} .

L'erreur absolue sur les mesures est estimée à $\pm 0,007$ à $0,06$ pour les différents ions analysés.

8.2. Les eaux du bassin versant du Bandama blanc dans le diagramme de Piper

La caractérisation détaillée nécessite une caractérisation de la composition chimique et isotopique des eaux.

Ainsi, les données chimiques en éléments majeurs sont représentées dans le diagramme de Piper qui permet une représentation des anions et des cations sur deux triangles spécifiques dont les côtés expriment les teneurs relatives (%) en chacun des ions majeurs par rapport au total de ces ions, exprimés en mg/L (cations : triangle de gauche, anions : triangle de droite).

La position d'une analyse d'eau dans ces deux triangles permet de préciser quels sont les anions et cations dominants ; et la position de l'analyse dans le losange permettant, quant à lui, de préciser le faciès chimique. Le diagramme de Piper ne traduit pas la minéralisation globale des eaux, mais seulement la répartition des ions dissous.

Le diagramme de Piper permet ainsi de représenter sur un même graphique de nombreuses analyses autorisant des regroupements par famille présentant des faciès similaires, permettant ainsi une première classification des échantillons les uns par rapport aux autres avant une étude plus détaillée point par point.

Pour les traitements et l'élaboration du diagramme de Piper, le logiciel d'Hydrochimie DIAGRAMMES 9.5 a été utilisé.

8.3. Caractérisation isotopique des nappes d'eaux souterraines

Dans les eaux souterraines, l'abondance relative des isotopes stables ^2H (Deutérium) et ^{18}O (Oxygène 18), est exprimée par rapport à celle existant dans l'eau océanique moyenne standard (SMOW, Standard Mean Ocean Water). Les rapports isotopiques $^2\text{H}/^1\text{H}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ sont alors exprimés par la variation delta δ telles que :

$$\delta^{mI}(\text{‰}) = \frac{(mI/nI)_{\text{eau}} - (mI/nI)_{\text{SMOW}}}{(mI/nI)_{\text{SMOW}}} \times 1000 \quad (\text{Eq. 33})$$

Où mI et nI représentent deux isotopes de l'élément I , m et n étant les masses atomiques de ces deux isotopes. Ainsi, une valeur $\delta^{mI} = -10 \text{‰}$ signifie que l'eau analysée est déficitaire en mI de 10 ‰ par rapport au SMOW.

Les isotopes naturels de l'environnement permettent de comprendre la recharge des nappes, de relever les mélanges entre différentes nappes et d'identifier au niveau de ces nappes d'éventuels phénomènes d'évaporation. Pour cette étude, les dosages isotopiques ont concerné les isotopes stables de l'eau, le Deutérium (^2H) et l'Oxygène 18 (^{18}O).

Le spectromètre d'absorption laser LGR Laser Water Isotope Analyser OA-ICOS DLT-100 a servi à mesurer le delta $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et delta $^2\text{H}/^1\text{H}$ dans les échantillons d'eau. De même, le spectromètre de masse Finnigan Delta qui est un spectromètre de masse IRMS, couplé à un banc d'équilibration pour analyser $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}/^1\text{H}$ des eaux récoltées.

Les mesures isotopiques en spectrométrie de masse sont suffisamment faibles devant les variations naturelles (0 – 150 ‰ pour $\delta^2\text{H}$ et 0 – 2 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$).

La barre d'erreur pour les mesures réalisées au spectromètre de masse est de $\pm 0,6$ pour ^2H et de $\pm 0,10$ pour ^{18}O .

8.4. Connexions entre aquifères

Les connexions entre aquifères peuvent être mises en évidence sur la base de la piézométrie, de l'hydrochimie, et de la géologie structurale.

Ce genre d'étude peut être mené à l'aide des paramètres physico-chimiques spécifiques des deux masses d'eau. Mais l'oxygène 18 et le deutérium étant conservatifs dès qu'ils atteignent le niveau de la nappe, l'usage de ces isotopes représente souvent l'outil le plus efficace pour étudier la possibilité d'une connexion, à condition bien sûr que la signature isotopique des deux aquifères soit suffisamment différente.

Sur le graphe deutérium en fonction de l'oxygène 18, un mélange entre deux eaux définira un segment de droite entre les points représentatifs des deux aquifères.

CHAPITRE 9: METHODE DE CARACTERISATION HYDROGEOLOGIQUE DES AQUIFERES

Elle a pour but de faire le suivi de la piézométrie, de voir si cela s'organise en une nappe continue, et d'interpréter les essais de pompage pour tirer des informations sur les paramètres de l'aquifère.

9.1. Base de données forages et piézométrie

La base de données de forages, essentiellement constituée de 104 forages « dons japonais » réalisés par BURGEAP – ANTEA dans le cadre des campagnes d'hydraulique villageoise entre 1993 et 1995 dans la région du Nord de la Côte d'Ivoire, comporte des dossiers techniques des ouvrages. Chaque forage ayant son dossier technique est identifié par :

- sa fiche d'implantation donnant des informations sur sa situation (sous-préfecture, village), sur son repérage (coordonnées géographiques, numéro) ;
- sa coupe géologique ;
- sa fiche technique faisant l'inventaire des paramètres et caractéristiques de l'ouvrage (profondeur, débit, arrivées d'eau, niveau statique, géologie, géomorphologie, etc.) ;
- sa fiche d'essai de pompage ;
- sa fiche d'analyse physico-chimique.

La piézométrie a pour objectif de suivre l'évolution de la variation du niveau de la surface libre de la nappe (sa fluctuation), d'élaborer la carte des hautes et basses eaux. Elle a été réalisée à l'aide de sondes piézométriques manuelles, avec une fréquence mensuelle de avril 2013 à juin 2015 sur des ouvrages faisant office de piézomètres (Figure 31) d'une part; et d'autre part à l'aide de capteurs automatiques (sondes automatiques) installées dans des forages depuis le 19 février 2014 pour l'enregistrement de la variation des niveaux d'eau et de la pression atmosphérique, à un pas de temps de mesure de 30 minutes.

Cela autorise à faire une interpolation des niveaux de la nappe à l'échelle régionale. Une carte piézométrique a été produite. Le MNT a permis d'estimer la cote des forages et, indirectement celle de la nappe.

L'examen des fluctuations piézométriques permettra de montrer la variation temporelle de la piézométrie et d'apprécier l'impact des retenues d'eau des basfonds, de la variabilité climatique et de l'anthropisation sur le niveau de la nappe.

9.2.1. Principe

La mise en œuvre d'un essai de pompage consiste à observer la réponse de l'aquifère à une sollicitation plus ou moins longue par pompage (ou injection) d'eau dans un forage. Son interprétation permet la quantification de paramètres propres à l'ouvrage et des paramètres hydrodynamiques caractéristiques de l'aquifère. Un essai de pompage consiste donc à suivre le rabattement pendant et après un pompage afin d'évaluer les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère (Figure 32). Le rabattement est mesuré dans le puits de pompage et si possible dans un ou plusieurs piézomètres à proximité. Le débit pompé est contrôlé pendant toute la durée de l'essai.

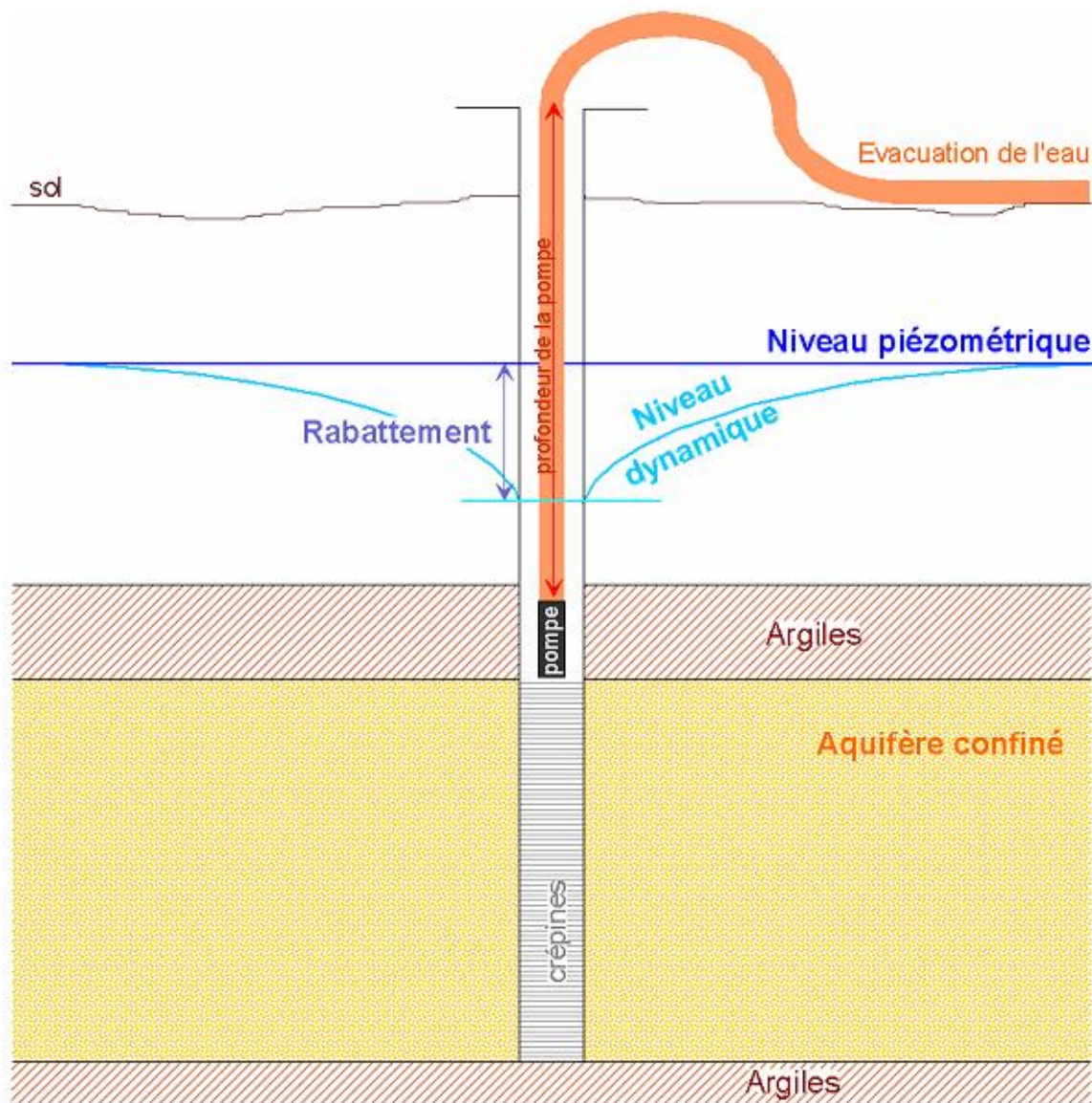


Figure 32. Schéma d'un essai de pompage dans un aquifère captif (**Boucher, 2007**)

Réaliser un pompage d'essai consiste à étudier l'influence d'un pompage effectué à un débit connu Q sur le niveau piézométrique d'un aquifère. L'évolution du niveau piézométrique est

mesurée et interprétée dans le puits de pompage et, en fonction des objectifs de l'essai, dans un ou plusieurs piézomètres situés à proximité. La réalisation d'un tel essai peut répondre à deux objectifs distincts (**Kruseman et de Ridder, 1990**):

- estimer les propriétés hydrauliques d'un puits à travers un essai de puits ;
- déterminer les propriétés hydrodynamiques équivalentes, la géométrie et le type d'écoulement d'un certain volume de l'aquifère que ce puits permet d'exploiter, par le biais d'un essai de nappe.

L'intérêt principal de cette méthode est qu'elle peut permettre (en fonction du débit, de la durée du pompage et des caractéristiques du milieu) de caractériser un volume de terrain important à partir d'une mesure *in situ*. Cette échelle d'étude est considérée comme appropriée pour les études hydrogéologiques, pour lesquelles les systèmes étudiés peuvent présenter des dimensions considérables, mais des hétérogénéités à plus petite échelle.

L'interprétation permet de décrire le milieu influencé par le pompage avec un modèle «homogène équivalent», dont les paramètres T et S correspondent aux moyennes (arithmétiques et géométriques) des valeurs estimées au niveau des différents puits disponibles (**Meier et al., 1998; Sanchez-Vila et al., 1999; de Marsily et al., 2005; Wu et al., 2005**). Les méthodes alternatives comme les mesures sur échantillons ou les slug tests permettent également d'estimer certains paramètres hydrodynamiques, mais ceux-ci ne sont représentatifs que d'un volume réduit du milieu, et sont sensibles à des effets d'échelle et à différents artefacts (**Butler et Healey, 1998**).



Figure 33 : Photo d'essais de pompage (pompe immergée / pompage manuel)

Les opérations au cours des essais de pompage sur le terrain sont représentées par la figure 33.

9.2.2. Méthode d'interprétation

L'interprétation d'un pompage d'essai consiste classiquement à utiliser un modèle mathématique d'écoulement qui permette de reproduire les rabattements observés au cours de l'essai. Les caractéristiques du milieu y sont exprimées de manière simplifiée, à l'aide notamment de conditions limites. Ce modèle, ou solution analytique, repose généralement sur la résolution de l'équation de diffusivité en coordonnées radiales centrées sur le puits de pompage (**de Marsily, 1981**):

$$\frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + \frac{\partial^2 h}{\partial r^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq. 34})$$

où r représente la distance par rapport au puits de pompage (en m), h la charge piézométrique (en m), S le coefficient d'emmagasinement (sans unité), T la transmissivité de l'aquifère (en m^2/s) et t le temps (en s). Dans le cas où le rabattement est mesuré dans un piézomètre distinct du puits de pompage, l'ajustement de la solution analytique permet classiquement d'obtenir les valeurs de T et S du milieu. En revanche, si le puits de pompage est le seul ouvrage disponible, seule la valeur de T pourra être estimée. En fonction de la solution analytique utilisée, des paramètres additionnels peuvent être estimés, comme la distance à d'éventuelles limites ou le type d'écoulement.

9.2.3. Les solutions analytiques

De nombreuses solutions analytiques ont été développées pour reproduire les différentes configurations d'aquifères possibles. Le choix de la solution à employer est dicté par la connaissance que l'on a du système étudié a priori, ainsi que par le biais d'informations obtenues au cours de l'essai à travers l'analyse de l'évolution du rabattement et l'utilisation de courbes diagnostics, comme la dérivée logarithmique du rabattement (**Bourdet et al., 1989; Bourdarot, 1996; Schlumberger, 2002; Beauheim et al., 2004; Renard et al., 2008**) ou les flow diagnostic plots (**Horne, 1990; Bourdet, 2002**).

Ces outils permettent notamment d'identifier la géométrie des écoulements à partir de la forme des différentes courbes.

Lorsque le pompage est effectué proche d'une limite imperméable ou bien d'une zone de réalimentation (une rivière par exemple), l'évolution du rabattement va être modifiée (Figure 34).

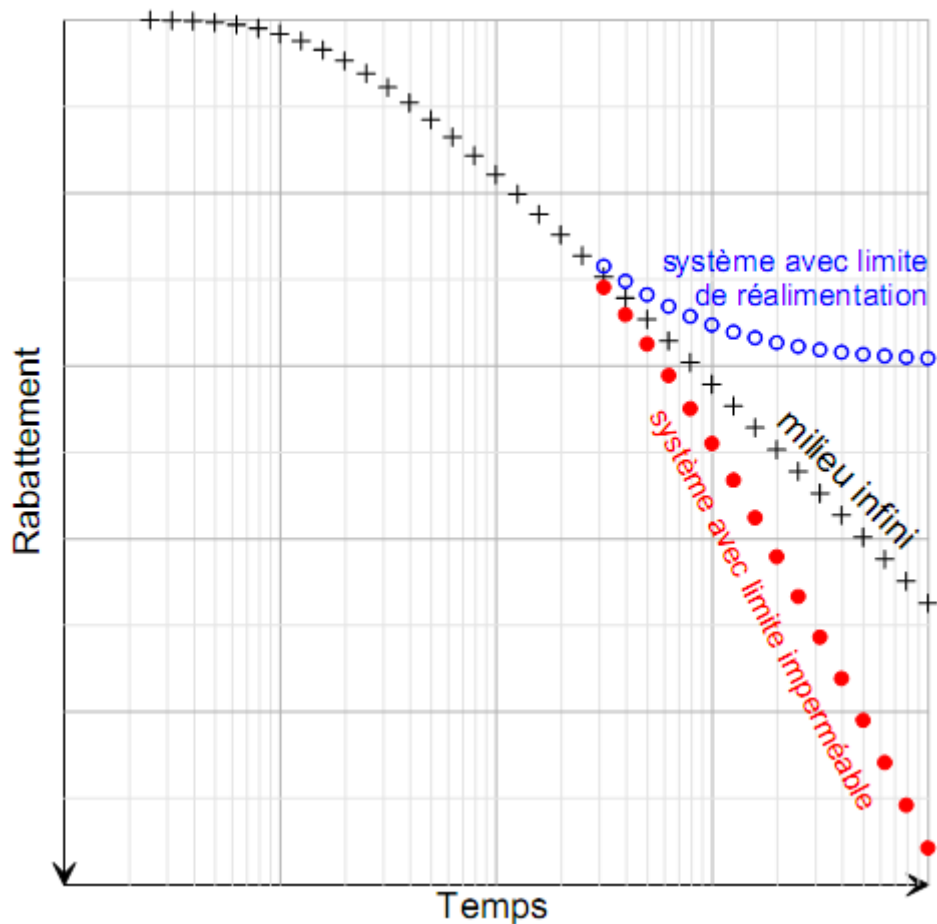


Figure 34 : Exemples d'évolution théorique du rabattement pendant un pompage (**Boucher, 2007**)

Dans la suite de cette section, nous présenterons plus en détail certaines de ces solutions, développées pour différentes configurations d'aquifères captifs non-artésiens. Nous ne présenterons pas les solutions développées pour les aquifères libres. L'historique de ces méthodes, ou le détail des solutions sont présentés abondamment dans la littérature, notamment par **Hantush (1964)**; **Kruseman et de Ridder (1990)**; **Fetter (1994)** ou encore **Renard (2005a,b)** et **Chapuis (2007)**.

9.2.3.1. Pour un aquifère captif: solution de Theis (1935)

La solution de Theis simule le comportement transitoire d'un aquifère captif infini et homogène, avec un niveau statique initial horizontal, soumis à un pompage à débit constant, dans un puits complet, parfait (hydrauliquement parlant) et de diamètre négligeable. Le rabattement s (en m) s'exprime par:

$$s(\mathbf{r}, t) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot W\left(\frac{r^2 S}{4Tt}\right) \quad (\text{Eq. 35})$$

où W représente la fonction du puits définie par **Theis (1935)**, Q le débit de pompage (en m^3/s), r la distance au puits de pompage (en m) et t le temps de pompage (en s).

La solution de Theis n'est valide que si les conditions suivantes sont respectées :

- le milieu poreux est homogène, isotrope et infini ;
- la transmissivité est constante, c'est-à-dire que soit la nappe est captive à épaisseur constante, soit la nappe libre est peu rabatue (rabattement / charge initiale $< 25\%$) ;
- le puits capte toute la hauteur de l'aquifère et a un diamètre négligeable ;
- le débit est constant ;
- il n'y a aucun écoulement transitoire initial.

Si une ou plusieurs de ces conditions ne sont pas remplies, des corrections peuvent être apportées. Le principe de superposition et la méthode des images permettent de prendre en compte les limites de l'aquifère (alimentée ou étanche), et les variations de débit.

Lorsque le puits n'a pas un diamètre négligeable, on commence par vider le puits avant de mobiliser l'eau de la formation. On observe alors un effet de retard des rabattements en début de pompage. Cet effet s'appelle « effet de capacité ». La solution de **Papadopoulos et Cooper (1967)** permet de le prendre en compte.

Neuman (1975) propose une solution prenant en compte le retard dans le drainage gravitaire de la zone non saturée dans le cas d'un aquifère libre. Cette solution permet aussi de corriger les effets liés à un puits incomplet (c'est-à-dire qui ne capte pas l'ensemble de la nappe), ou à un aquifère avec une anisotropie verticale-horizontale.

Les différents logiciels d'interprétation d'essais de pompage (par exemple le logiciel WinIsape développé par le BRGM ou le logiciel AquiTtest) permettent de faire toutes ces corrections le cas échéant.

Des travaux ultérieurs ont permis d'étendre l'applicabilité de cette solution pour les puits incomplets (**Hantush, 1961**), les effets de capacité (**Papadopoulos et Cooper, 1967**), les pertes de charge quadratiques (**Bierschenk, 1963; Hantush, 1964**), les effets de peau (**Agarwal et al., 1970**) et les variations de débit. Cette solution est une des plus communément utilisée pour l'interprétation des pompages d'essais. Bien que ses conditions d'application soient restrictives, elle constitue la base de nombreuses solutions plus complexes, développées pour reproduire le fonctionnement d'aquifères moins « idéaux ». Une simplification de la fonction de puits W a également été développée par **Cooper et Jacob (1946)** pour les essais suffisamment longs.

Prise en compte d'éventuelles limites

Les solutions analytiques ont été développées initialement pour simuler le fonctionnement d'aquifères infinis, alors que ces derniers sont en réalité limités par d'autres formations plus ou moins transmissives ou des plans d'eau. Ces limites vont jouer un rôle sur les écoulements au sein de ces milieux, et doivent donc être prises en compte pour l'interprétation.

Lorsque les conditions d'application de la solution de Theis sont respectées, l'effet d'une limite est mathématiquement équivalent à l'effet d'un puits imaginaire situé de l'autre côté de la limite réelle du milieu (**Renard, 2005b**). En présence d'une limite à flux nul (contact avec une formation imperméable), ce puits «image» pompe un débit égal au débit de pompage Q . Inversement, en présence d'une limite à charge imposée (contact avec un plan d'eau par exemple), ce puits image injecte un débit Q dans le milieu. Ainsi, le rabattement s à une distance r du puits de pompage s'exprime par (**Theis, 1941**):

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \cdot \left[W\left(\frac{r^2 S}{4Tt}\right) + \beta \cdot W\left(\frac{r_i^2 S}{4Tt}\right) \right] \quad (\text{Eq. 36})$$

où r_i correspond à la distance entre le puits imaginaire et le point d'observation situé à la distance r du puits de pompage (en m). Le paramètre β (sans unité) est tel que $\beta = 1$ pour une limite à flux nul (augmentation du rabattement) et $\beta = -1$ pour une limite à charge imposée (stabilisation du rabattement) (Figure 35 b et c). Une particularité de la solution de **Cooper et Jacob (1946)** est que la présence d'une limite à flux nul entraîne un doublement de la pente du rabattement (en fonction du temps) dans un graphe semi-log, et inversement, une division de cette pente par deux pour une limite à charge imposée.

La localisation précise du puits image nécessite au moins trois puits d'observation positionnés de façon précise: un puits trop près de la limite sera influencé de la même manière par le puits de pompage et le puits image, et ne reflétera pas de changement de géométrie d'écoulement lorsque la limite sera atteinte. Selon **Chapuis (1994a,b)**, lorsqu'une limite est située à une distance d du puits de pompage, seuls les puits situés à une distance inférieure à $d/5$ de cette limite permettront de la localiser efficacement.

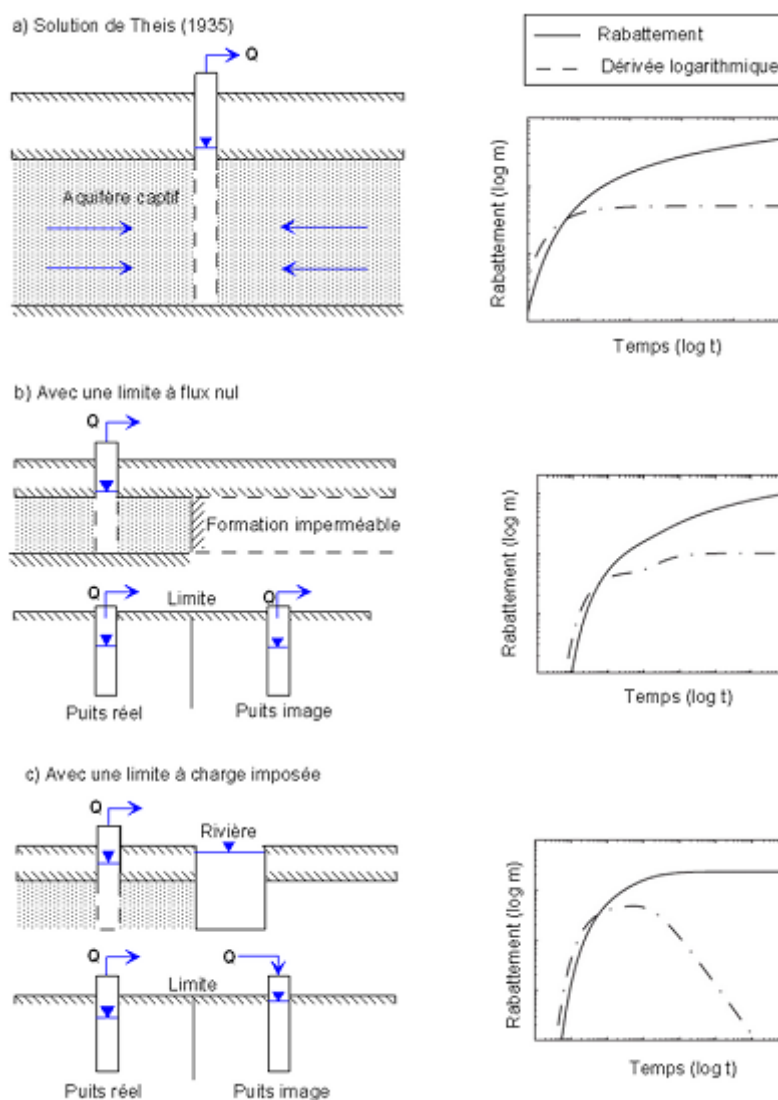


Figure 35 : Modèles conceptuels de la solution de Theis et effets des limites, modifié d'après **Renard (2005b)**

9.2.3.2. Pour un aquifère captif avec un phénomène de drainance: solution de **Hantush (1955)**

La plupart des aquifères captifs sont en réalité semi-captifs, et reçoivent une certaine quantité d'eau en provenance de formations sus ou sous-jacentes (**Renard, 2005b**). La solution de **Hantush et Jacob (1955)** a été développée pour simuler un pompage dans un aquifère horizontal infini et homogène, rendu semi-captif par un aquitard (infini et homogène) à travers lequel percole un flux en provenance d'un réservoir sus ou sous-jacent non exploité par ce pompage. Ce flux vertical constitue une source d'eau additionnelle pour le réservoir pompé, et limite le rabattement (Figure 36 d). En complément des paramètres hydrodynamiques de la solution de Theis (T et S), cette solution repose sur un paramètre de drainance B (en m) de Hantush tel que :

$$B = \sqrt{\frac{T \cdot b'}{K'}} \quad (\text{Eq. 37})$$

où T représente la transmissivité du réservoir semi-captif pompé, et b' et K' l'épaisseur (en m) et la conductivité hydraulique de l'aquitard (en m/s).

La solution radiale de Hantush est exprimée par la formule suivante (**de Marsily, 1981**):

$$s(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} \int_{\frac{r^2 S}{4Tt}}^{\infty} \frac{e^{-\tau} - \frac{r^2}{4B^2\tau}}{\tau} d\tau = \frac{Q}{4\pi T} W' \left(\frac{4Tt}{r^2 S}, \frac{r}{B} \right) \quad (\text{Eq. 38})$$

Cette solution se présente sous la forme suivante, en fonction de deux paramètres :

$$u = \frac{4Tt}{r^2 S} \quad \text{et} \quad \frac{r}{B}$$

La courbe enveloppe est la courbe de Theis (correspondant à $\frac{r}{B}$ négligeable). Pour un paramètre $\frac{r}{B}$ donné (c'est-à-dire pour une perméabilité K' du semi-perméable donnée et une distance r du forage donnée), la courbe d'évolution se stabilise avec le temps : on aboutit à un régime permanent.

Des travaux ultérieurs ont permis d'utiliser cette solution pour interpréter des essais réalisés dans des puits incomplets (**Hantush, 1964**), et pour différentes configurations d'aquitard (**Hantush, 1960; Neuman et Witherspoon, 1969**). Elle permet notamment d'estimer les paramètres hydrodynamiques de formations peu perméables de manière indirecte (**Renard, 2005b**), formations dans lesquelles un pompage d'essai aurait été difficile à réaliser.

9.2.3.3. Pour un aquifère fracturé: solution de Moench (1984)

Parmi les solutions disponibles pour les milieux fracturés, la solution à double porosité simule les écoulements au sein d'un milieu constitué d'un réseau de fractures transmissives et peu capacitives, recoupant des blocs de matrice rocheuse peu transmissifs mais relativement plus capacitifs (**Barenblatt et al., 1960**). L'écoulement y est assuré en premier lieu par le réseau de fractures, puis, au fur à mesure que la charge y diminue, par les blocs. Cette arrivée d'eau ralentit et éventuellement stabilise le rabattement. Lorsque le débit du réseau de fractures égale le flux en provenance des blocs, le rabattement augmente et l'aquifère se comporte comme un milieu à une seule porosité avec les propriétés combinées des blocs et des fractures (**Renard, 2005b**) (Figure 36 e). Chaque sous-système (blocs et fractures) est caractérisé par une transmissivité et un coefficient d'emménagement.

Différents modèles ont été développés à partir de cette conceptualisation, avec des distinctions au niveau des modalités d'écoulement entre les fractures et les blocs. Parmi ces développements, **Moench (1984)** a introduit un effet de peau au niveau des fractures, afin de

simuler l'effet de la cristallisation au sein du réseau de fractures sur les écoulements en provenance des blocs.

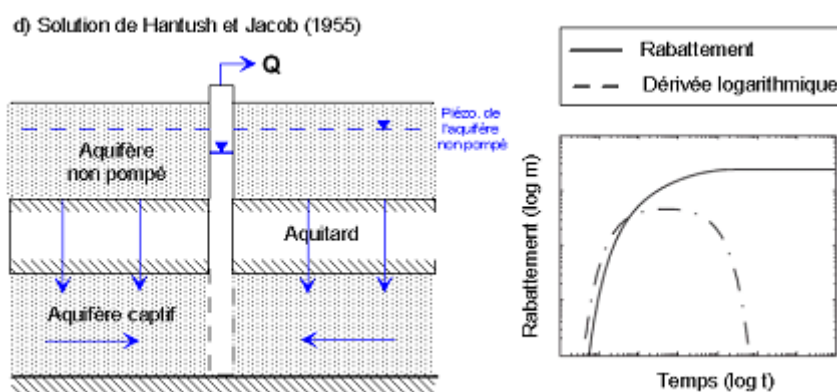
Cette solution permet d'interpréter les essais réalisés dans les aquifères fracturés pour lesquels l'approximation d'un écoulement à géométrie radiale autour du puits de pompage est valide. Lorsque ce n'est pas le cas, d'autres solutions peuvent être envisagées, comme les solutions de **Gringarten et Witherspoon (1972)** ou **Gringarten *et al.* (1974)**, qui simulent le cas d'un puits recoupant une fracture (unique) verticale avec différents modes d'écoulement au sein de la fracture, ou la solution de **Gringarten et Ramey (1974)** pour un puits recoupant une fracture unique horizontale.

9.2.3.4. Pour «tout type d'aquifère captif»: modèle de Barker (1988)

Le modèle d'Écoulement Radial Généralisé (ou Generalized Radial Flow) développé par **Barker (1988)** correspond à une généralisation des équations définies pour des écoulements à géométrie radiale à n'importe quelle dimension n . Ce modèle permet notamment de simuler des écoulements à géométrie linéaire ($n = 1$), radiale ($n = 2$) ou sphérique ($n = 3$) (Figure 37), ainsi que toutes les dimensions intermédiaires correspondant à des valeurs de n non-entières. Les équations présentées Figure 37 font intervenir K et S_s , représentant respectivement la conductivité hydraulique (en m/s) et le coefficient d'emménagement spécifique du milieu (en m^{-1}), tels que $K = T/b$ et $S_s = S/b$ avec b l'épaisseur (en m) de l'aquifère.

D'un point de vue mathématique, ce modèle considère la section à travers laquelle passe l'écoulement au sein du milieu. La dimension d'écoulement n est liée à la puissance avec laquelle l'aire de cette section varie en fonction de la distance au puits de pompage (**Barker, 1988; Beauheim *et al.*, 2004**). Ainsi, lorsque le milieu dans lequel se produit l'écoulement est homogène, la dimension n renseigne sur la géométrie de ce milieu.

Cependant, cette dimension d'écoulement n n'est pas liée à la géométrie de manière univoque: différentes géométries peuvent donner la même valeur de n (**Walker et Roberts, 2003**).



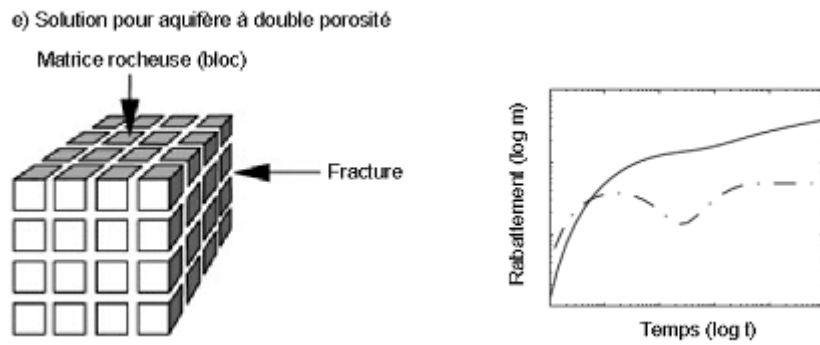
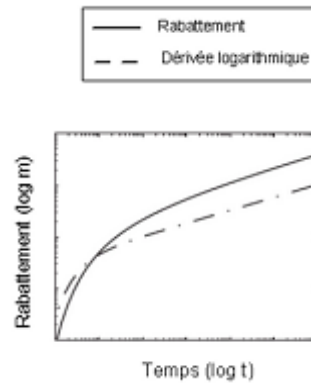
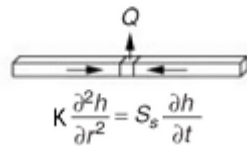


Figure 36 : Modèles conceptuels des solutions analytiques de Hantush et de Moench et évolutions piézométriques associées, modifié d'après **Renard (2005b)**

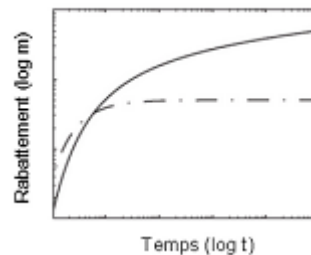
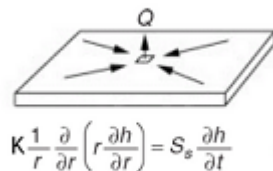
Le modèle de **Barker (1988)** pour un écoulement de dimension n est donné par :

$$K \frac{1}{r^{n-1}} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^{n-1} \frac{\partial h}{\partial r} \right) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Eq. 39})$$

f) Ecoulement linéaire, n = 1



g) Ecoulement radial, n = 2 - Solution de Theis (1935)



h) Ecoulement sphérique, n = 3

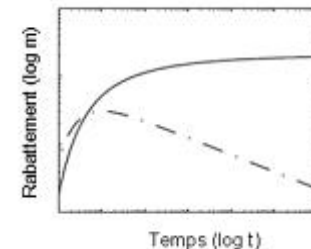
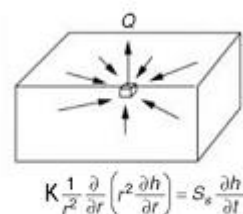


Figure 37 : Exemples d'écoulements simulés par le modèle de Barker (**Renard, 2005b**) parmi lesquels figurent les écoulements linéaire (n=1), radial (n=2) et sphérique (n=3).

Ce modèle présente toutefois l'avantage de reproduire le comportement de différents types d'aquifères en ajoutant un unique paramètre n (**Renard, 2005b**), et d'interpréter des essais dans des milieux dont la géométrie n'est pas connue a priori ou est difficile à définir, comme dans les milieux fracturés avec des directions d'écoulements privilégiées (**Beauheim et al., 2004; Le Borgne et al., 2004; Lods et Gouze, 2004**).

9.2.3.5. Limitations : Ambiguïté de l'interprétation

Au-delà des difficultés liées à leur mise en œuvre, les principales limitations des pompages d'essai résident dans la non-unicité de l'interprétation et dans la non-applicabilité de cette méthode dans les milieux peu productifs.

Pour qu'une interprétation réalisée à l'aide d'une solution analytique soit représentative du milieu pompé, la solution employée doit permettre de reproduire les effets des différents processus à l'œuvre au sein de ce milieu. La difficulté principale consiste à identifier ces processus, qui peuvent présenter des signatures similaires en termes d'évolution du rabattement, en particulier lorsque l'essai n'est pas suffisamment long, que le milieu est hétérogène et/ou que les données sont bruitées.

Il n'existe pas de durée «type» pour un pompage d'essai, mais dans la majorité des cas, pour des raisons logistiques ou financières, ceux-ci ne sont pas suffisamment longs. Ainsi, à moins de connaître les caractéristiques du milieu étudié a priori, différentes solutions analytiques pourront être envisagées pour interpréter certains essais.

Cette interprétation peut toutefois être contrainte en précisant le modèle conceptuel du milieu à l'aide d'informations complémentaires. Ceci permet de préciser le choix de la solution analytique et donc de réduire les incertitudes (**Chapuis, 1994a,b; Raghavan, 2004**). Parmi les outils disponibles, la dérivée logarithmique du rabattement, dont la pente est liée à la dimension n du modèle de Barker, est un outil intéressant. Son utilisation, classique pour l'industrie pétrolière, fait partie des développements récents de la méthode de pompage d'essai pour l'hydrogéologie (**Renard et al., 2008**).

Dans le cadre de ce travail, nous étudierons comment certaines méthodes géophysiques peuvent apporter des informations susceptibles de contraindre ces interprétations.

9.2.4. Dynamique de l'écoulement des eaux souterraines

Afin de représenter efficacement la recharge d'eaux souterraines dans un modèle, on doit considérer les processus qui commandent le taux de recharge. Les facteurs qui commandent le taux de recharge sont liés au paysage hydrologique du système aquifère. Les trois principaux facteurs sont le climat, la topographie, et le cadre géologique. Après une pluie, le sol permet à

l'eau de s'infiltrer vers la nappe aquifère, et la structure géologique plus profonde fournit la perméabilité nécessaire pour un écoulement plus profond (Figure 38). Les précipitations et l'infiltration sont associées à la surface du sol. Si le climat et les conditions du sol permettent à la recharge d'atteindre la nappe à un taux qui est plus grand que la zone saturée peut transmettre, alors la perméabilité de la structure géologique (fractures) commande le taux de recharge. Cette situation a comme conséquence l'état d'un niveau de nappe relativement peu profond au point que l'infiltration excessive est détournée vers la surface par le biais de l'émergence. A l'inverse, si la zone saturée peut transmettre plus de recharge que le climat et le sol peuvent fournir, alors les facteurs extérieurs (climat et sol) limitent et commandent le taux de recharge. Cela conditionne des résultats liés à une nappe relativement profonde. Ces types, surface et subsurface, de contrôle de la recharge peuvent, en général, également être corrélés avec les précipitations et la topographie de la région. Dans une région où le climat est relativement humide ou la topographie peu contrastée, comme la nôtre, c'est la structure géologique qui commande le taux de recharge alors que dans des zones relativement moins arrosées ou avec une forte déclivité topographique, c'est le climat qui contrôle le taux de recharge.

Dans les domaines de basse altitude, le gradient de la surface piézométrique limite également le taux de recharge, si la perméabilité de la lithologie est exceptionnellement grande. La variabilité de la topographie où la structure géologique induit des comportements différents selon les régions. Ces divers facteurs, qui commandent et/ou influencent la recharge, se traduisent par des conditions aux limites les plus appropriées pour représenter la recharge dans un modèle d'écoulement.

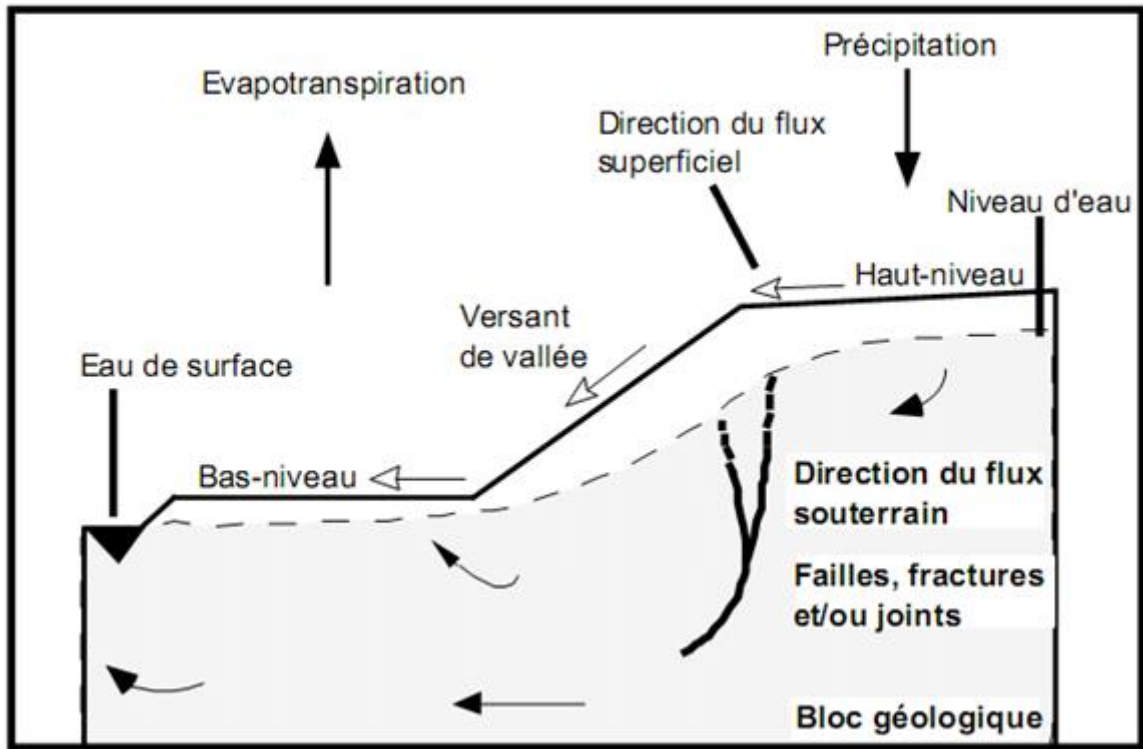


Figure 38 : Schéma global des facteurs dominants affectant la recharge et le flux souterrain (Lallehem, 2002 modifié)

TROISIEME PARTIE :
RESULTATS ET
DISCUSSIONS

CHAPITRE 10: CARACTERISATION DES AQUIFERES DU BASSIN VERSANT PAR TELEDECTION

Dans ce chapitre, l'on se propose de caractériser et de cartographier les unités d'occupation du sol de la zone d'étude, puis d'évaluer leur dynamique de 1986 à 2006 d'une part, et d'autre part de dresser la carte de fracturation sous-jacente, pouvant avoir un impact sur l'infiltration et la recharge, à partir de l'imagerie spatiale s'appuyant sur les images satellitaires.

10.1. Occupation du sol

Les traitements numériques réalisées sur les images satellitaires Landsat ont permis de dresser deux cartes d'occupation du sol pour les années 1986 et 2006 (Figures 39 et 40), mettant en relief sept unités d'occupation du sol (eau, galerie forestière / zone humide, cultures, savane arborée, savane dégradée et cultures, savane herbeuse, habitats /sols nus / affleurements).

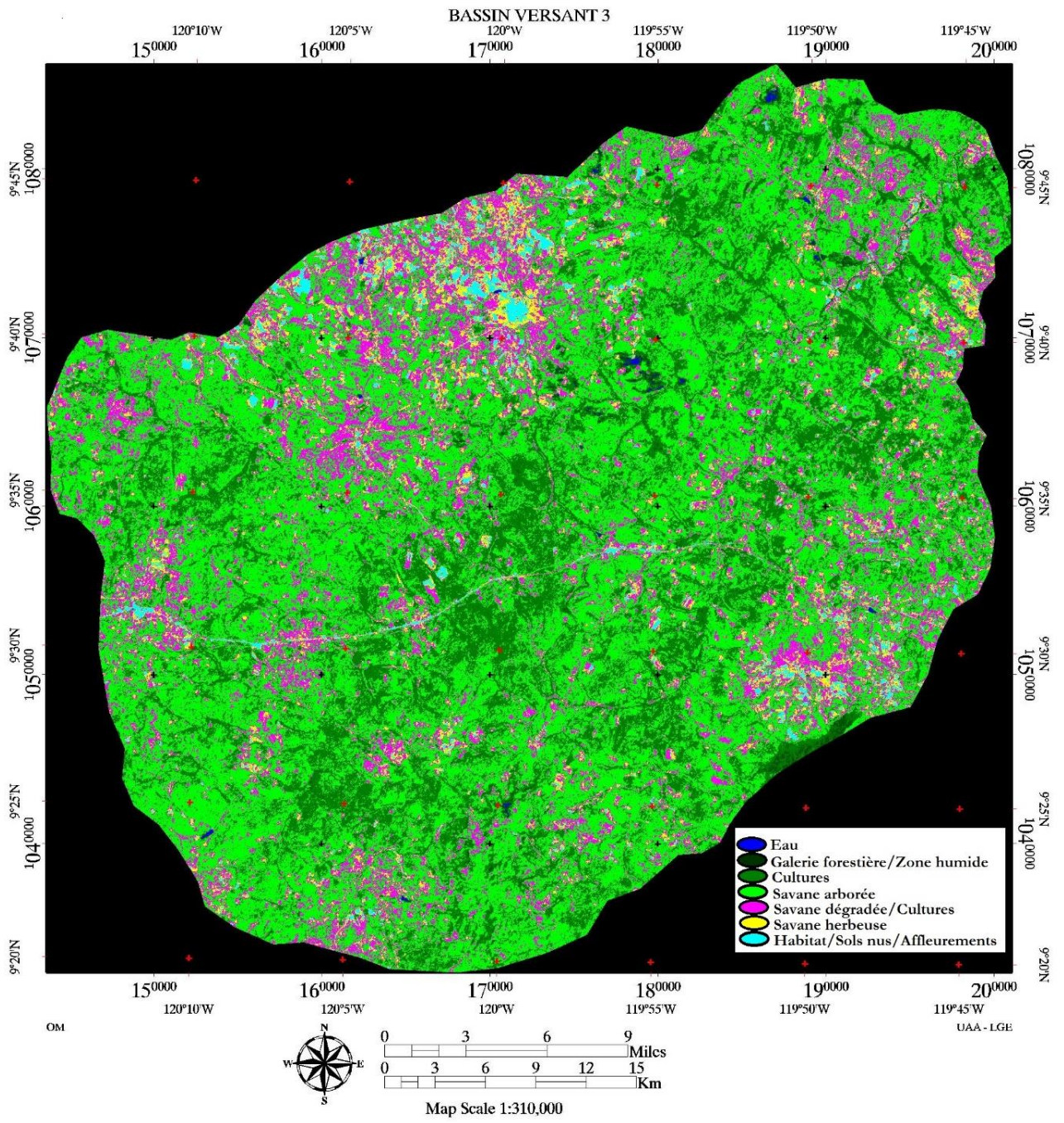


Figure 39 : Carte de l'occupation du sol de la zone d'étude pour l'année 1986

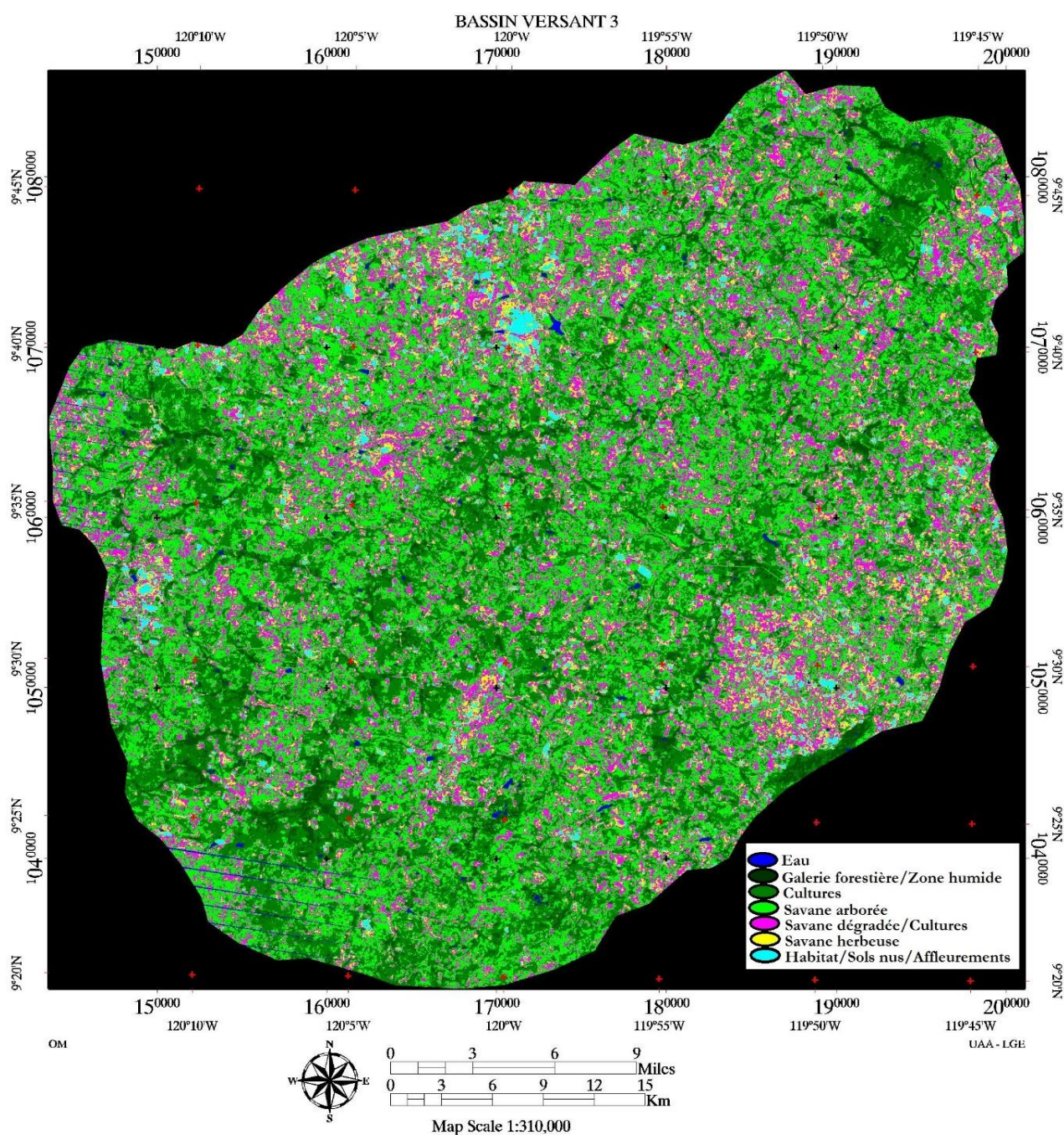


Figure 40 : Carte de l'occupation du sol de la zone d'étude pour l'année 2006

On observe l'extension des surfaces cultivées, des surfaces d'eau, de la végétation type forêt galerie, des sols nus et des zones d'habitat au détriment des savanes arborées, entre 1986 et 2006 sur la zone d'étude. Les transformations opérées laissent donc voir un regain des surfaces d'eau, de la savane herbeuse, des galeries forestières.

Le tableau VIII ci-dessous donne les aires des différentes unités d'occupation du sol retenues, leur proportion et traduit l'analyse diachronique rendant compte des variations opérées au niveau de chaque unité entre 1986 et 2006.

Tableau VIII : Variation des unités d'occupation du sol entre 1986 et 2006

Unités d'occupation du sol	Unités d'OCS 1986		Unités d'OCS 2006	
	Superficie (km ²)	Proportion (%)	Superficie (km ²)	Proportion (%)
Eau	1,7263	0,08	10,0818	0,48
Galerie forestière / Zone humide	17,4402	0,82	96,1425	4,54
Cultures	557,46	26,31	627,7014	29,62
Savane arborée	1063,9017	50,21	763,2216	36,02
Savane dégradée et cultures	323,6274	15,27	417,9978	19,73
Savane herbeuse	108,7155	5,13	141,3828	6,67
Habitat, sols nus, affleurements	46,0377	2,17	62,3565	2,94

10.2. Dynamique des unités d'occupation du sol sur le bassin versant

Le traitement et la comparaison des images satellitaires ont permis d'envisager une analyse synchronique à perspective diachronique des unités d'occupation du sol du bassin versant dont elles sont tributaires.

Un des principaux résultats a été la définition de sept types d'état de surface représentant des indicateurs d'évolution du bassin sous l'effet conjoint de l'homme et du climat. Une classification de la surface du bassin suivant ces sept classes d'état de surface a été réalisée. Ainsi, toute surface élémentaire prise sur le bassin appartient nécessairement à l'un de ces sept types d'état de surface.

Le gain de surfaces en végétation naturelle pendant l'intervalle de temps est dû à la pratique de la jachère et aux actions de reboisement et de reforestation. Les pertes en végétation naturelle pendant l'intervalle de temps sont dues au dessèchement de la végétation par stress hydrique à cause des conditions climatiques défavorables (saison sèche, baisse de la pluviométrie) et au défrichage pour la mise en culture des terres en végétation naturelle.

Le gain de surfaces cultivées pendant l'intervalle de temps se fera d'une part aux dépens de la végétation naturelle par le défrichage et la mise en culture, et, d'autre part, aux dépens des sols nus par la pratique des techniques de conservation et de restauration des sols.

Les pertes en surfaces cultivées s'observeront d'une part lorsque des terres sont exploitées sans interruption sur une très longue période sans apports de fertilisants ou sans utilisation de

techniques de conservation et de restauration des sols. Ces terres se dégradent progressivement (perte de fertilité, érosion, encroûtement ...), jusqu'à devenir des sols incultivables et nus.

Les pertes de surfaces cultivées se feront également à travers la pratique de la jachère et des actions de reboisement et de reforestation.

L'aménagement de l'espace en retenues d'eau se fait au gré des politiques gouvernementales en faveur de la mobilisation et de la maîtrise des ressources en eau et aussi à travers des financements isolés (organismes internationaux, ONG, etc.). Les variations des surfaces se feront donc suivant une fonction en escalier avec un pas de temps irrégulier.

La figure 41 montre les proportions de chaque unité d'occupation du sol pour les années 1986 (Figure 41 a) et 2006 (Figure 41 b).

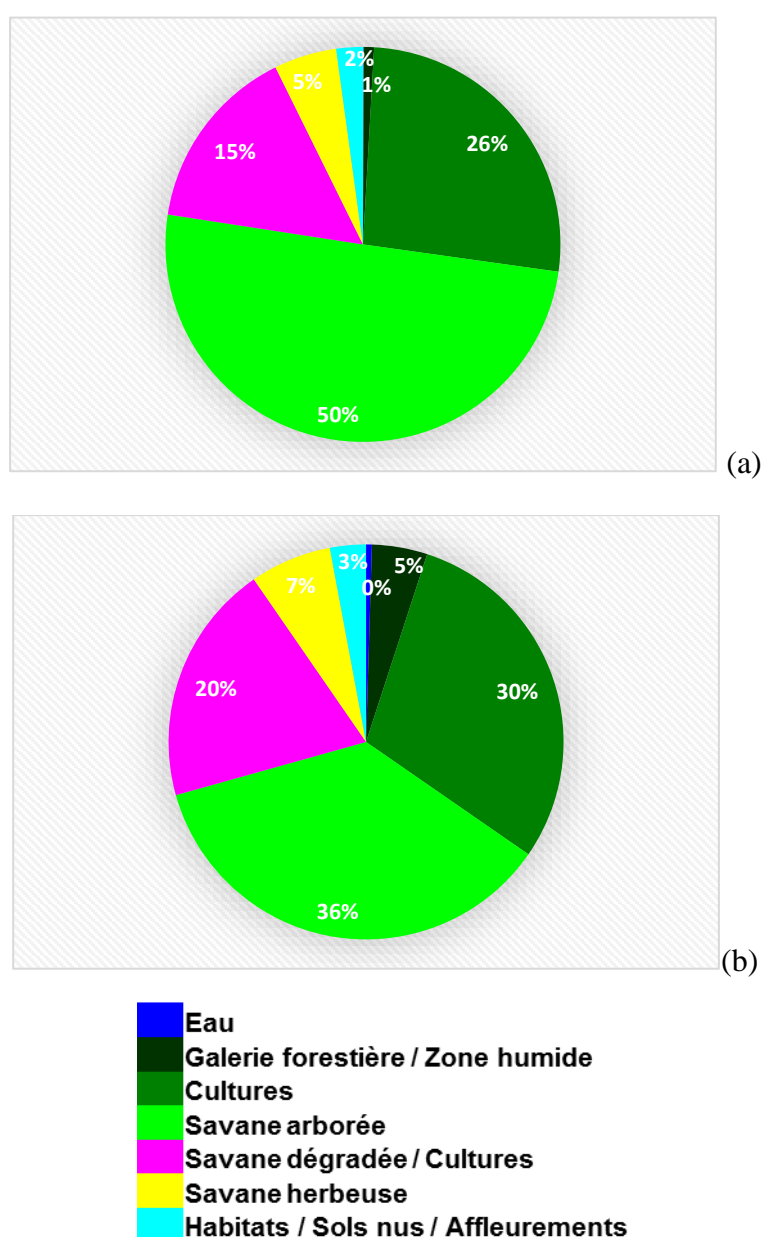


Figure 41 : Variation des unités d'occupation de sol pour les années 1986 et 2006

10.2.1. Modes de transformation du milieu

L'analyse des facteurs conditionnels de transformation du milieu et des pratiques agropastorales permet, globalement, de dégager cinq modes de transformation possibles pouvant avoir un impact sur les états de surface et au final sur les écoulements et l'infiltration:

- La dégradation climatique et anthropique des sols due au dessèchement du couvert végétal avec encroûtement et dénudation des sols sous l'effet conjugué des actions de l'homme et du climat ;
- La mise en culture due au défrichage de la végétation pour la création de nouvelles parcelles de culture ;
- La mise en jachère ;
- La restauration des sols (toutes les techniques de récupération des terres dégradées à l'aide de pratiques telles que le reboisement) ;
- Les aménagements hydro-agricoles et l'urbanisation.

10.2.2. Conséquences hydrologiques et hydrogéologiques

L'extension des zones d'habitats et de cultures, au détriment des savanes arborées, dans le contexte d'une réelle aridification, se traduit par une augmentation nette des écoulements de surface.

Au-delà des facteurs strictement morphologiques (le bassin) et climatiques (les pluies), l'anthropisation des versants, au travers des cycles de culture, des mises en jachères, ou à l'inverse des brûlis, constitue un facteur dynamique, évolutif dans le temps comme dans l'espace, qui contribue de façon déterminante à structurer tant le ruissellement que l'infiltration et la recharge des nappes.

10.3. Cartographie de la fracturation sous-jacente

L'enchaînement des opérations de traitement numérique appliquée aux scènes d'images satellitaires nous a permis de réaliser la carte linéamentaire faisant office de carte de fracturation sous-jacente, dépourvue des artéfacts superficiels n'ayant pas de lien avec les discontinuités géologiques sur le bassin versant du Bandama blanc amont (Figure 42).

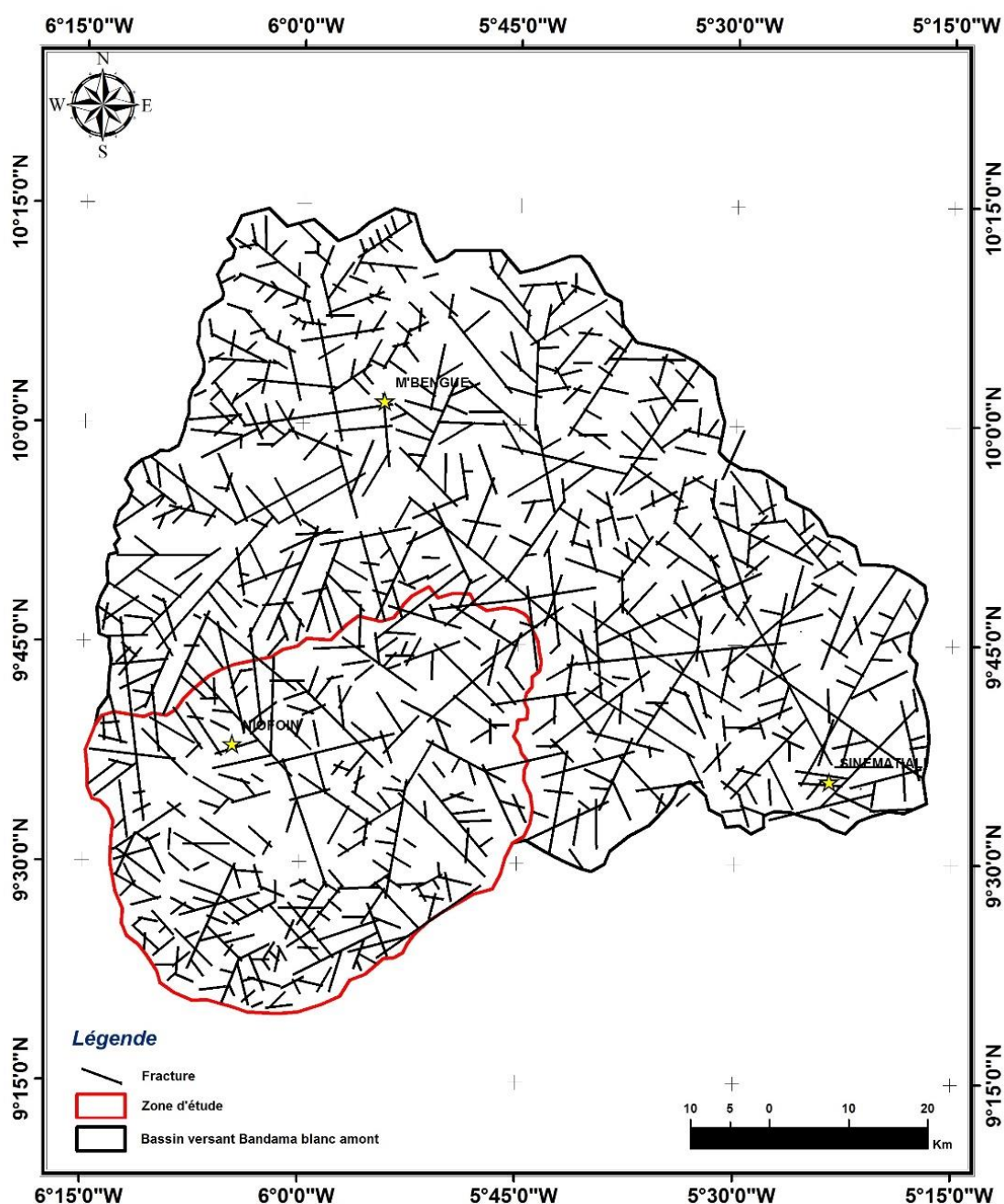


Figure 42 : Carte de fracturation issue de l'imagerie satellitaire

La rosace de distribution des directions de linéaments du bassin du Bandama blanc amont (Figure 43) permet de rendre compte des directions majeures dominantes aussi bien dans le socle que dans les formations de couverture.

Suivant les longueurs cumulées des fractures, les directions préférentielles sont N90-100° et N130-140° qui correspondent au sens d'écoulement de la rivière en dehors de la zone d'intérêt, et d'autre part les directions N30-40° et N50-60° correspondant à la direction d'écoulement de la rivière sur la zone d'intérêt, et à la direction birimienne (direction des formations géologiques).

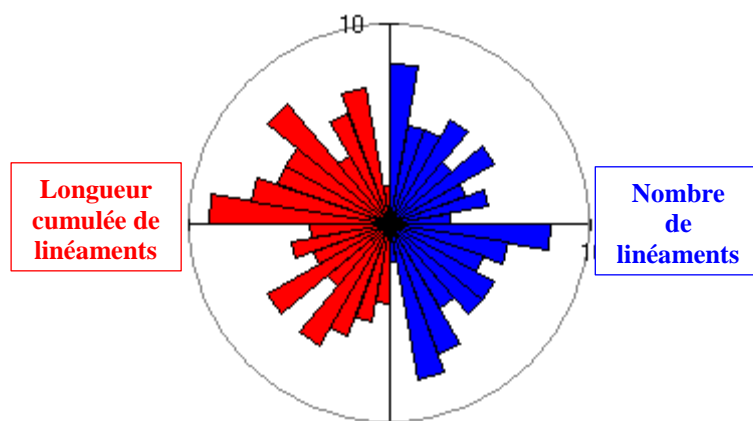


Figure 43 : Rosace directionnelle

Ces directions correspondent avec celles obtenues par **Jourda *et al.* (2006)** dans la région de Korhogo, par la méthode d'utilisation des données ETM+ de Landsat et d'un SIG pour l'évaluation du potentiel en eau souterraine. En effet, les principales directions productrices de la région ont été identifiées comme la direction N-S, la direction NE-SW correspondant aux directions éburnéennes et la direction NW-SE associée à la direction libérienne.

Conclusion partielle

Au déficit pluviométrique, se superposent des dynamiques démographiques qui ont contribué fortement aux différentes modifications de l'état de la surface des sols.

L'extension dans de vastes régions des zones d'habitats, de cultures et de sols nus, au détriment des savanes arborées et des forêts, dans le contexte d'une réelle aridification, se traduit par une augmentation des coefficients d'écoulement.

Cette étude constitue une étape dans la compréhension de la variabilité climatique et de son impact sur les ressources en eau du bassin versant du Bandama blanc.

Les directions majeures qui se dégagent sont les directions N90-100° et N130-140° d'une part, et d'autre part les cours d'eau sont à bien des endroits superposées sur les fractures relevées.

Les linéaments obtenus par la caractérisation par télédétection servent de références pour les investigations géophysiques, qui peuvent les vérifier, confirmer leur existence et nature, pour être révéler comme des fractures, des zones de contacts géologiques, etc.

CHAPITRE 11 : STRUCTURE ET GEOMETRIE DES AQUIFERES PAR IMAGERIE GEOPHYSIQUE

11.1. Corrélation des coupes de forages

La zone d'étude est équipée de plusieurs puits modernes, crépines dans la nappe libre des altérites; et de forages profonds de 43 à 64 m, qui atteignent les granites sains fissurés. Leurs débits instantanés maxima varient de 1 à 10 m³/h. Tous les forages ont un diamètre de 6"½. Ils sont tous équipés sur toute la profondeur forée avec du PVC de diamètre 5". Les crépines sont placées au droit des arrivées d'eau.

Ces forages destructifs dits « forages d'inspiration japonais », réalisés dans le cadre des campagnes d'hydraulique villageoise entre 1993 et 1995 ont permis de reconnaître plusieurs terrains juxtaposés. Trois horizons hydrogéologiques s'en dégagent :

- un horizon supérieur, composé d'un sol de quelques décimètres, puis de sable de plus en plus argileux vers le bas. Il contient la nappe libre d'interstices temporaire ou la nappe des altérites, atteinte par les puits. Son épaisseur dans les forages est de 2 à 15 m;
- un horizon médian, composé de granites à altération avancée, mais à structure conservée, qui s'avère très peu perméable (fissures colmatées). Son épaisseur dans les forages est de 8 à 13 m;
- un horizon inférieur, composé de granite sain, à bonne résistance mécanique, parcouru par des fissures hydrauliquement actives et interconnectées.

Les résultats des coupes de forages rendent compte de la variabilité des faciès lithologiques dans le bassin. Un transect longitudinal SW – NE, passant par les forages de MBalla, Kombolokoro, Tangafila, Gadoumon et Dalevogo rend compte du profil d'altération (Figure 44). Ce profil laisse voir des apparitions de cuirasse latéritique à la surface, puis une superposition de couches d'argile latéritique, d'argile bariolée, d'argiles de couleur beige à ocre, d'arènes argileuses, d'arènes schisteuses ou granitiques, et de couches de schiste ou de granite fracturé, surmontant la roche saine.

Un deuxième transect transversal E – W permet d'identifier le profil d'altération au droit des forages de Koni, Kokaha, Odoro, Dalevogo et Kolokpo (Figure 45). Ce profil, presque similaire au précédent, met en relief une couche de cuirasse latéritique beaucoup plus présente dans sa partie Est, et surmontant une couche d'argile latéritique. Dans cette partie à l'Est du transect, sont observées des couches d'arènes argileuses et d'arènes grenues surmontant le granite fracturé dans sa partie supérieure. Dans la partie Ouest, avec les forages de Kolokpo et Dalevogo, l'agencement des couches est pratiquement identique à celui du transect SE – NW.

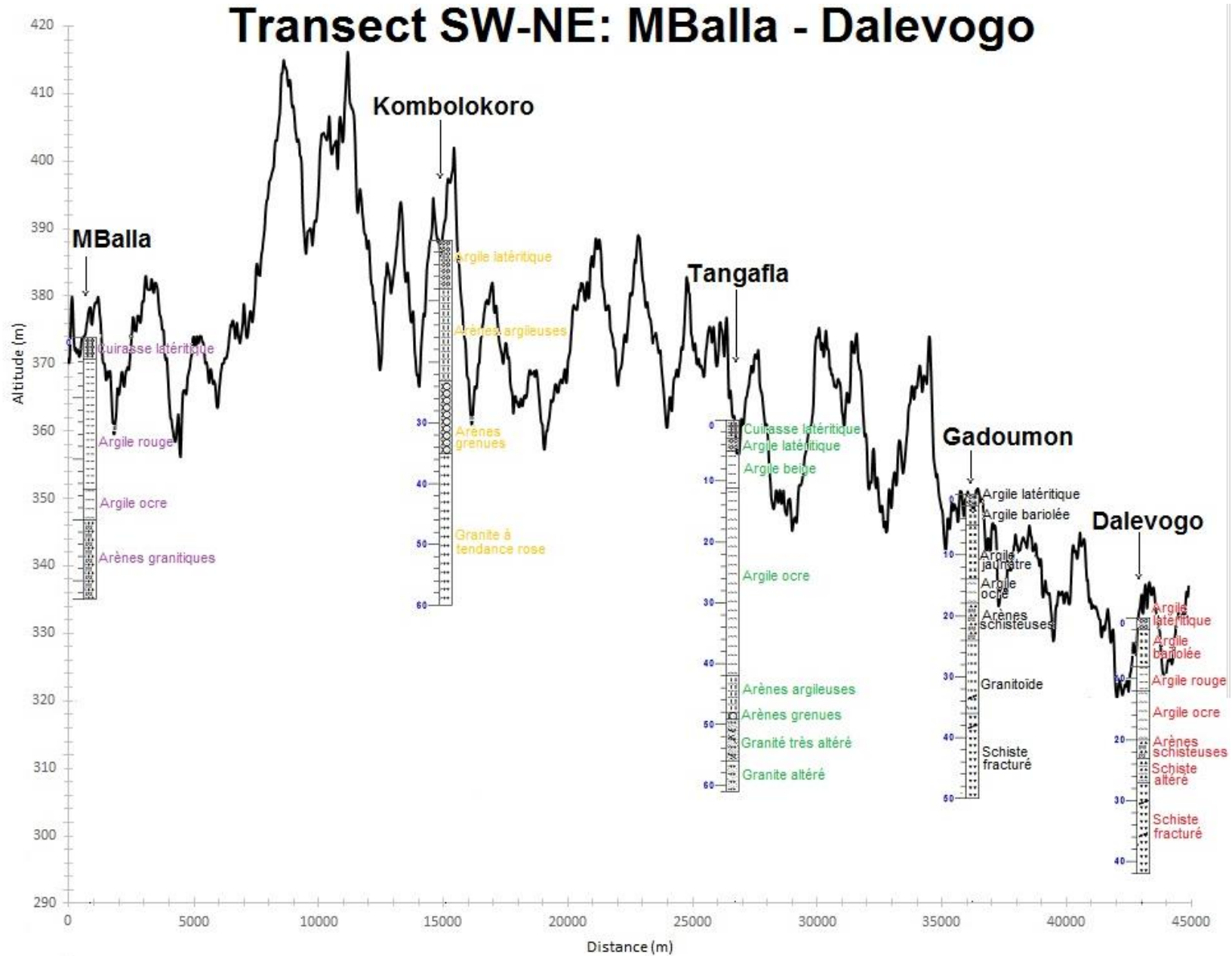


Figure 44 : Transect longitudinal SW-NE de la zone d'étude suivant le profil MBalla - Dalevogo

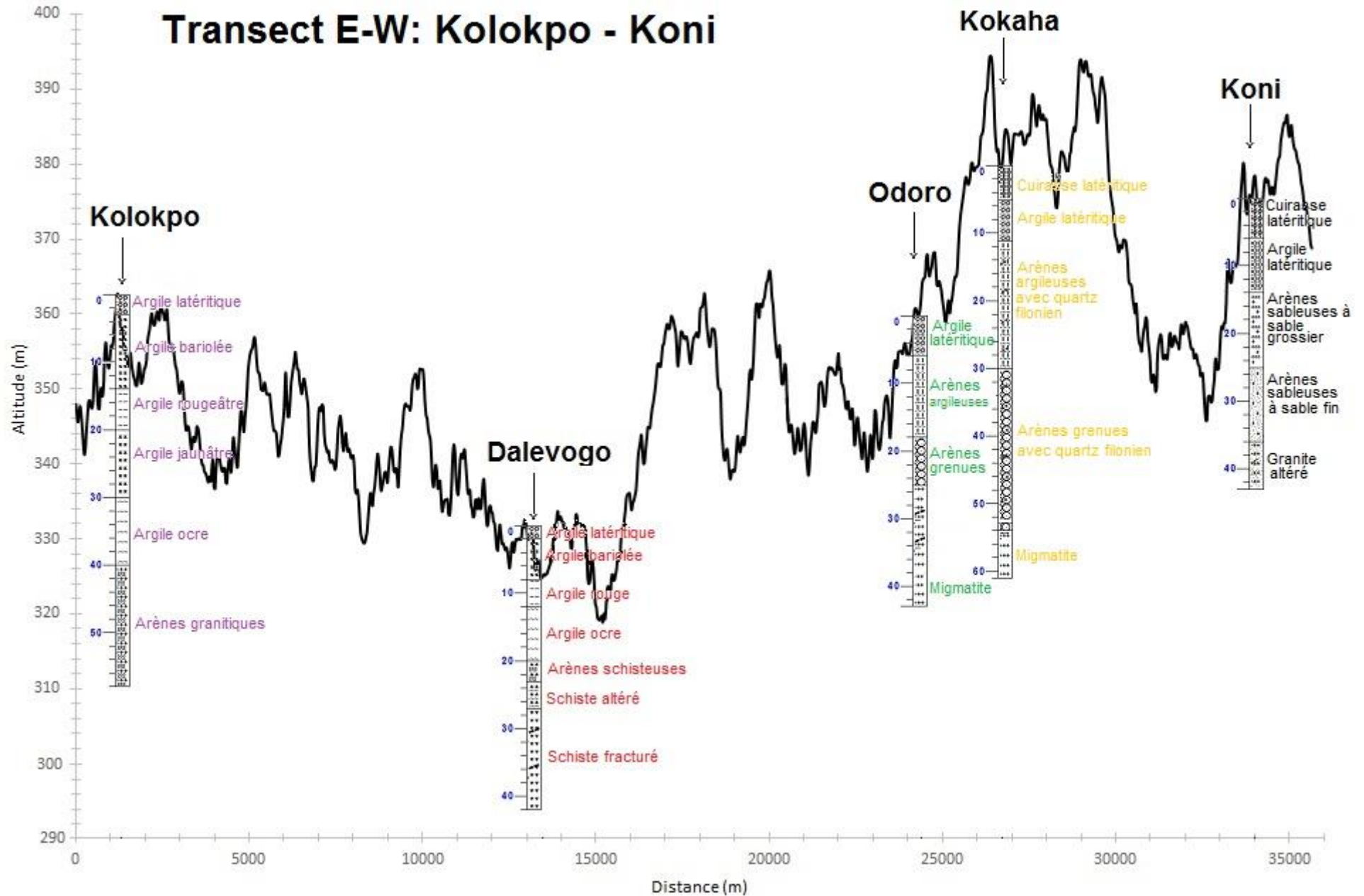


Figure 45 : Transect transversal E-W de la zone d'étude suivant le profil Kolokpo - Koni

11.2. Caractérisation géophysique des aquifères

11.2.1. Modèles de types issus des sondages électromagnétiques (SEM)

Les résultats des sondages électromagnétiques (SEM) ont été interprétés, et se déclinent en différents modèles prenant en compte la géologie et la nature du site, les couches et leurs caractéristiques (nombre, résistivité, épaisseur, lithologie, juxtaposition et agencement, etc.) et leur potentialité aquifère.

Le modèle de type 1, obtenu en milieu de granite, permet de distinguer des terrains individualisés sur la profondeur de 50 m du sondage et met en relief un horizon fissuré saturé d'eau. Ce modèle se décline en modèle 6 terrains, 5 terrains ou 4 terrains comme le montre les SEM réalisés.

Ainsi le modèle 6 terrains est obtenu sur le forage de Siempurgo de 10 m³/h et 42 m de profondeur (Figure 46). La couche 1 (5-40 Ω .m, 2 m) est une fine couche d'argile latéritique superficielle. Elle repose sur une couche plus résistante et plus épaisse (50-100 Ω .m, 10 m) correspondant à des argiles bariolées humides. La troisième couche (90-300 Ω .m, 13 m), plus résistante que la précédente, est une couche d'arènes granitiques développée reposant sur une fine couche conductrice (40-120 Ω .m, 5 m). La couche 5 (<40 Ω .m, 11 m) est la plus conductrice et constitue l'horizon aquifère situé dans la roche fracturée, avec des arrivées d'eau bien marquées captées. Elle repose sur une couche de plus en plus résistante avec la profondeur (>1000 Ω .m) et marquant la roche saine. Ces résultats sont en accord avec le litholog du forage du site sondé (Siempurgo), situé sur le granite, et montrant la juxtaposition des couches et les limites franches entre elles. Le sondage met en relief 3 horizons du modèle géologique : le saprolite constitué par les 3 premières couches, la zone fissurée constituée par les couches 4 et 5, et le substratum étant la dernière couche.

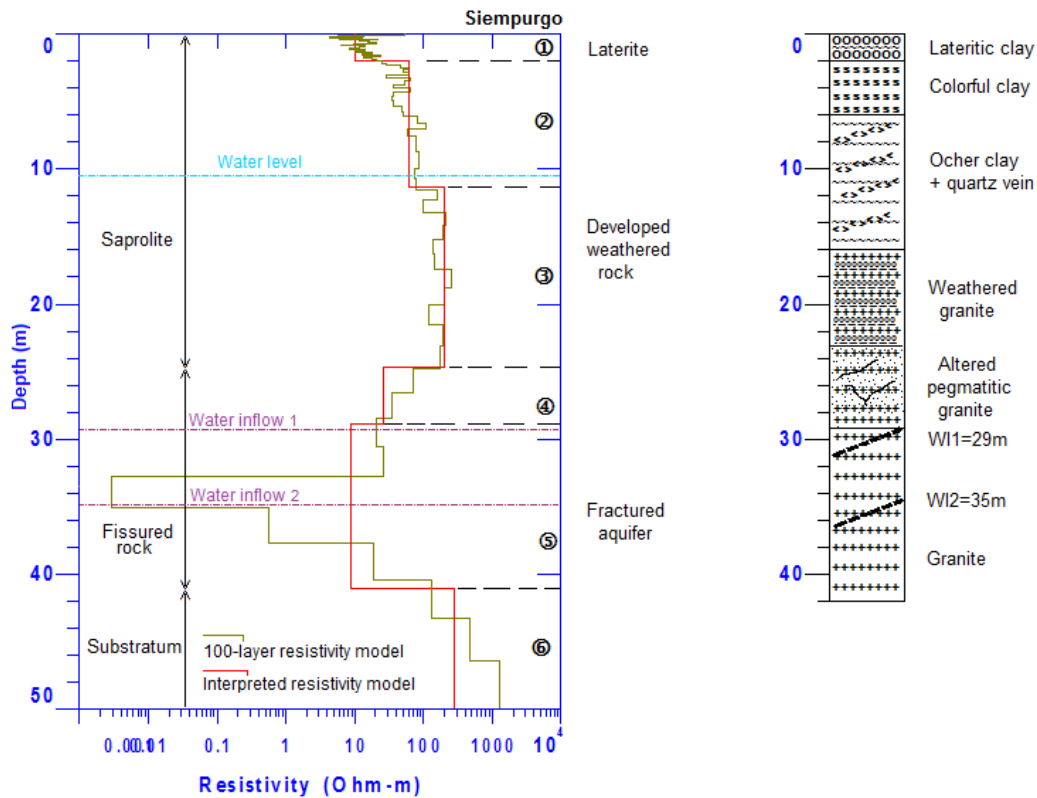
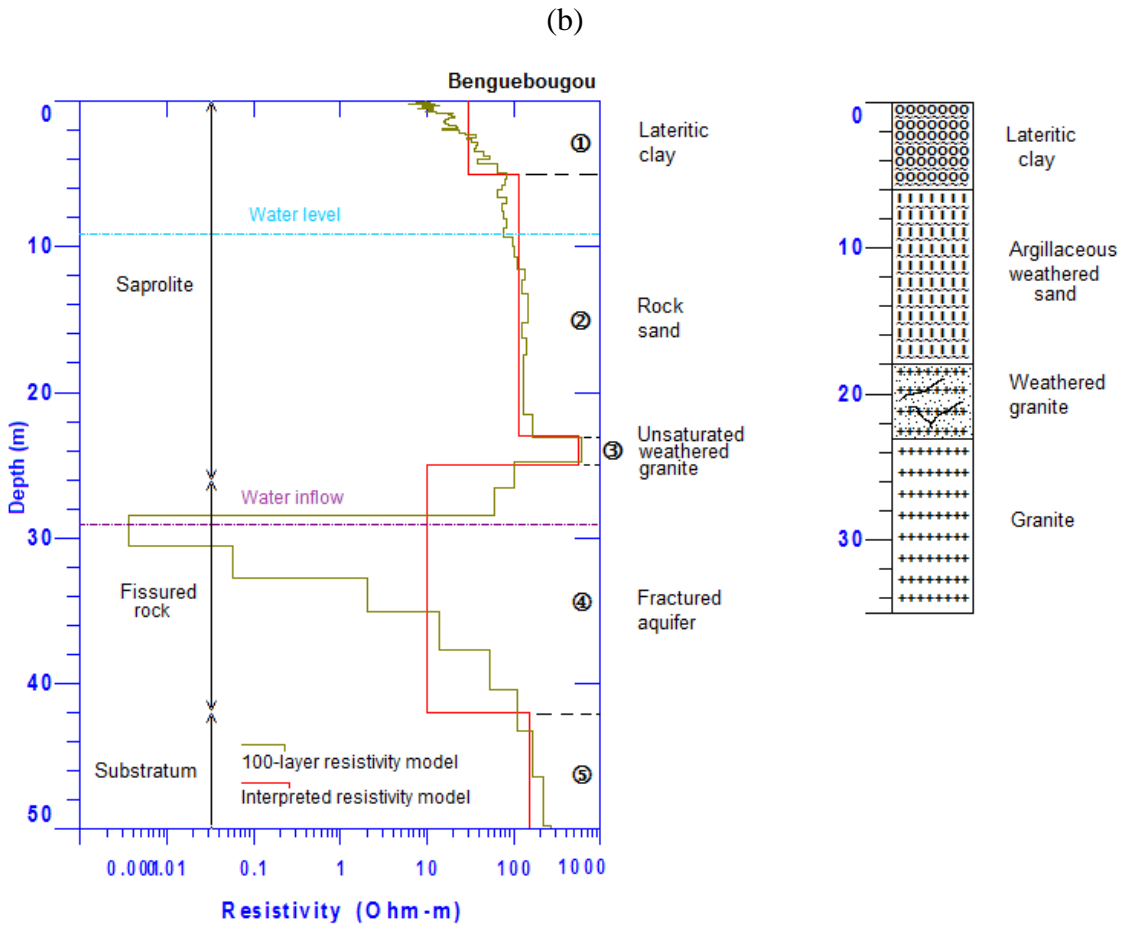
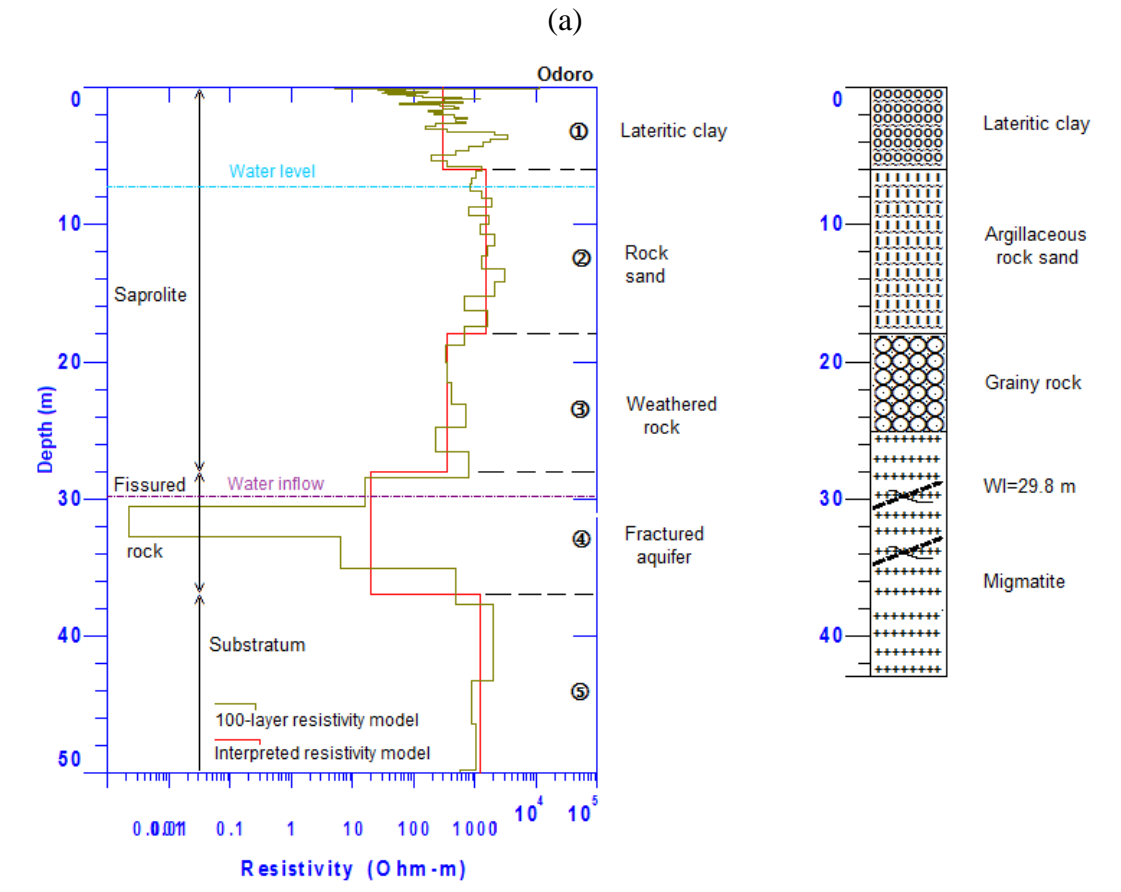


Figure 46 : Modèle 6-terrains (SEM/litholog) du site de Siempurgo sur granite

Le modèle 5 terrains est obtenu sur le forage de Odoro de $1 \text{ m}^3/\text{h}$ et 43 m de profondeur avec de haut en bas, une couche 1 (240 $\Omega\cdot\text{m}$, 6 m) d'argile latéritique sèche, une couche 2 (1100 $\Omega\cdot\text{m}$, 10 m) d'arènes sèches plus épaisse, une couche 3 (200-900 $\Omega\cdot\text{m}$, 10 m) d'arènes grenues, une couche plus conductrice ($<50 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$, 8 m) de roche fissurée saturée d'eau et constituant l'horizon aquifère, et la couche 5 la plus résistante (1100 $\Omega\cdot\text{m}$, 14 m) annonçant le substratum rocheux (Figure 47 a).

Ce modèle de terrains, avec le même ordre d'agencement des couches est observé sur le forage de Benguebougou de $2,7 \text{ m}^3/\text{h}$ et 35 m de profondeur (Figure 47 b), et aussi avec le forage de Kolokpo de $3,6 \text{ m}^3/\text{h}$ et 58 m de profondeur qui présente une épaisse couche d'argile sèche sur sa partie supérieure et humide à la base (Figure 47 c). Pour cet ouvrage de Kolokpo, l'horizon identifié par le sondage électromagnétique comme étant l'horizon susceptible de fournir de l'eau sur les 50 m de profondeur prospectée, est situé dans les argiles. Ce qui pourrait induire des investigations plus poussées pour éprouver la méthode sur un tel contexte lithologique qui fait ressortir quelque peu, la complexité de la zone et les limites auxquelles l'on pourrait être confronté.

Ce modèle 5 terrains montre également une juxtaposition remarquable des couches, les limites franches et l'organisation de ces couches en 3 horizons (saprolite, zone fissurée et substratum rocheux).



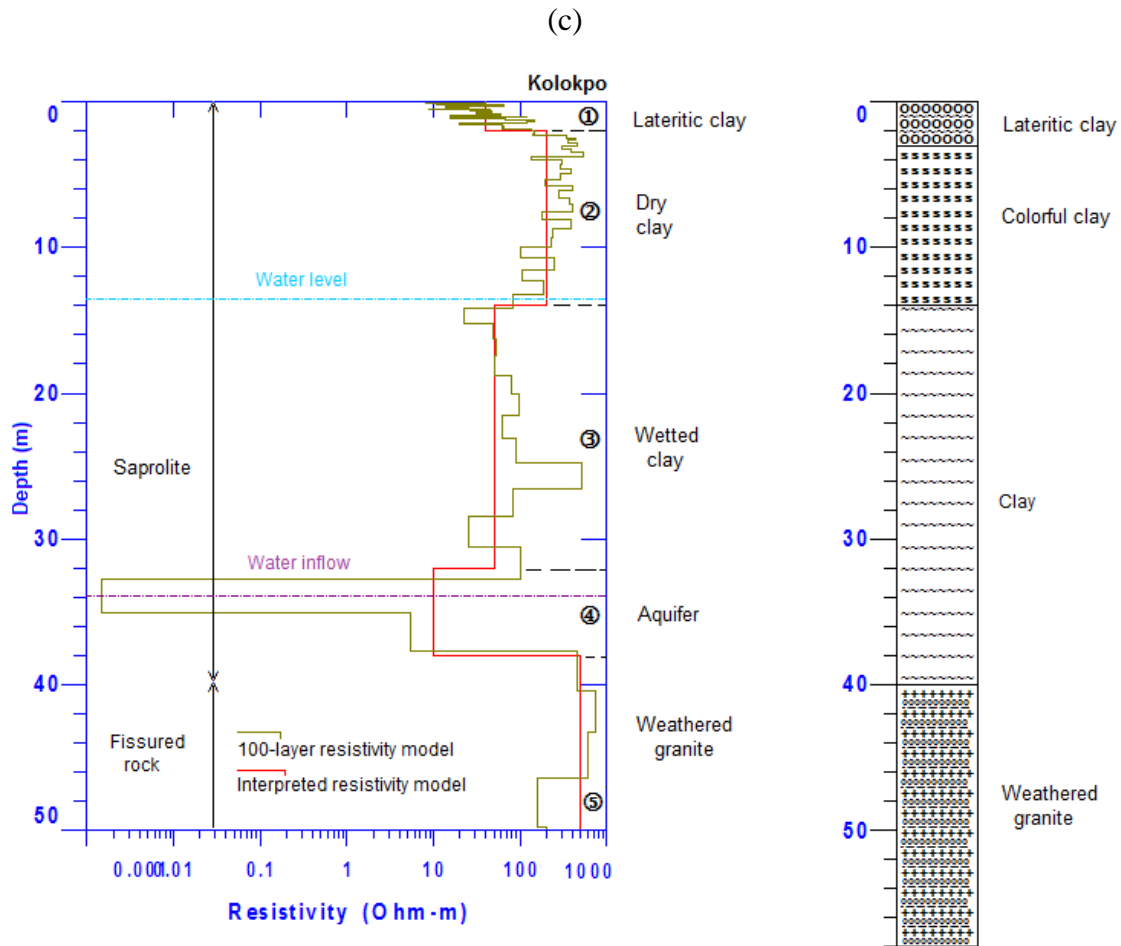


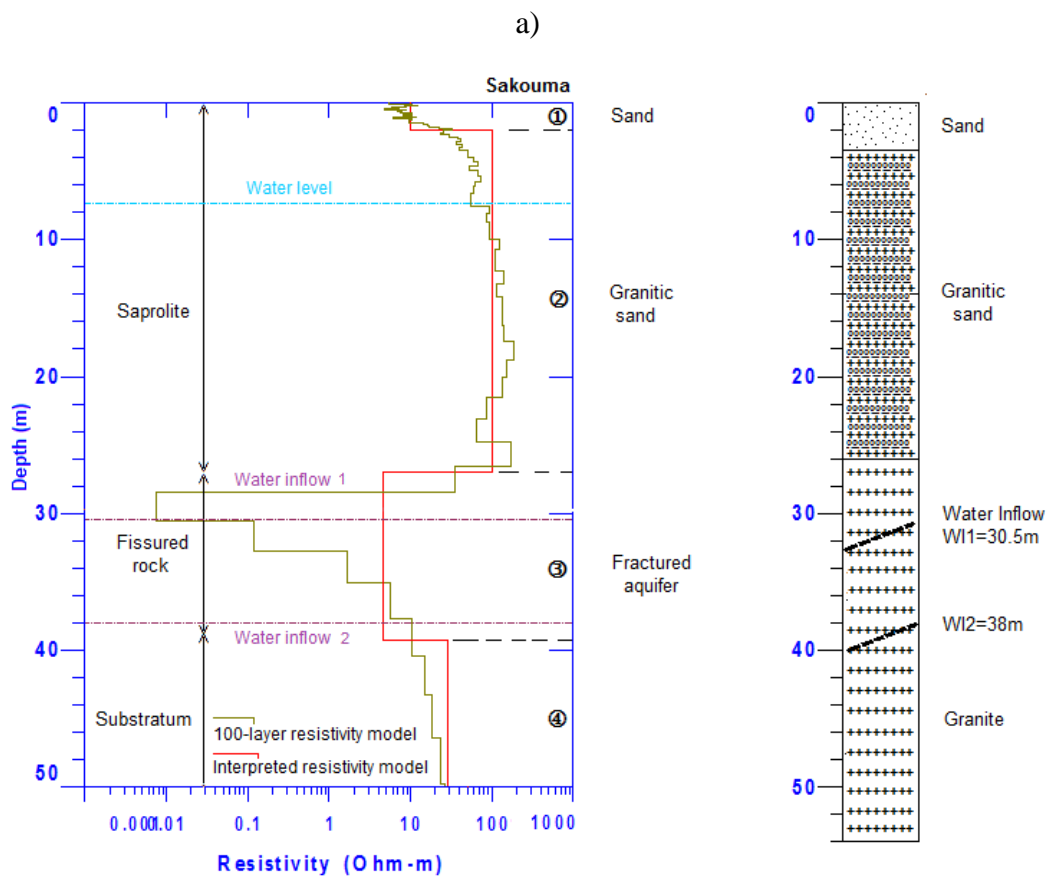
Figure 47 : Modèle 5 terrains (SEM/lithologs) des sites de a) Oodoro, b) Benguebougou, c) Kolokpo sur granite

Quant au modèle 4 terrains, il est obtenu sur le forage de Sakouma de $8,6 \text{ m}^3/\text{h}$, profondeur 54 m (Figure 48 a). De haut en bas, il permet de distinguer la couche 1 ($5\text{-}50 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$, 2 m) de sable humide, suivie d'une couche 2 très épaisse ($70\text{-}300 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$, 26 m) de sable granitique. La couche 3, la plus conductrice ($<40 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$, 9 m) est une couche de roche fissurée saturée d'eau et constitue l'horizon aquifère. La couche 4, de plus en plus résistante, annonce le substratum.

Ce modèle 4 terrains est analogue avec celui de Ouombolo dont le forage débite $4,3 \text{ m}^3/\text{h}$ et de profondeur totale 50 m (Figure 48 b), avec une épaisse couche 2 comme à Sakouma, mais constituée d'argile. Le forage de Kombolokoro présente la même structuration de 4 terrains (Figure 48 c), avec une couche 1 résistive d'argile latéritique sèche et épaisse, surmontant une couche 2 ($900 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$, 16 m), moins résistante et plus épaisse d'arènes sèches. La couche 3 conductrice ($<50 \text{ } \Omega\cdot\text{m}$, 9 m) est une couche d'arènes saturées d'eau et constitue l'aquifère capté. Elle repose sur une couche 4 de plus en plus résistante, le substratum rocheux.

Les interprétations issues de ces sondages électromagnétiques sont en accord avec la structuration lithologique obtenue des logs des forages. Elles permettent d'identifier les arrivées d'eau bien captées ou les horizons aquifères, montrent la juxtaposition remarquable

des couches, les limites franches et l'organisation de ces couches en 3 horizons caractéristiques à savoir le saprolite, la zone fissurée et le substratum rocheux.



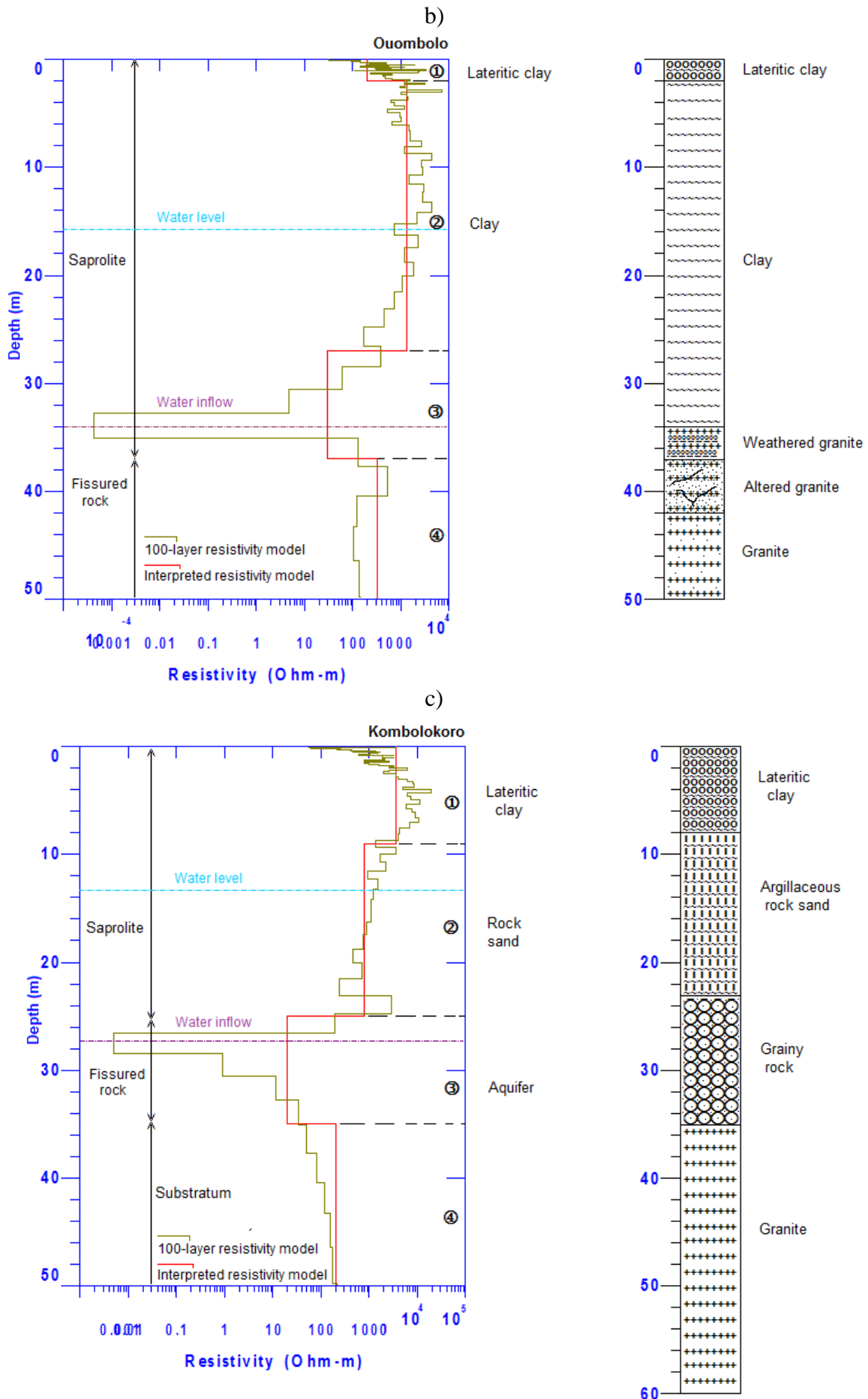


Figure 48 : Modèle 4 terrains (SEM/lithologs) des sites de a) Sakouma, b) Oumobolo, c) Kombolokoro sur granite

Le modèle de type 2, obtenu en milieu de schiste, permet de distinguer des terrains individualisés sur la profondeur de 50 m du sondage et met en relief un horizon fissuré saturé d'eau. Ce modèle type 2 est un modèle 6 terrains comme le montrent les SEM réalisés.

Le modèle 6 terrains obtenu sur le forage de Gadoumon (Figure 49 a), distingue des couches variables individualisées sur la profondeur, avec captage bien marqué des arrivées d'eau. De haut en bas, nous interprétons la couche 1 (30 Ω .m, 2 m) comme une couche d'argile latéritique reposant sur une couche d'argile sèche (50-150 Ω .m, 7 m). La troisième couche conductrice (20-70 Ω .m, 6 m) est une couche d'argile très humide. Elle surmonte une épaisse couche plus résistante (90 Ω .m, 15 m) de schistes altérés. La couche 5 très conductrice (<40 Ω .m, 10 m) est une couche de schiste fracturé et saturé, avec des arrivées d'eau marquées par la chute brutale de la résistivité à partir de 34 m de profondeur. Elle surmonte une couche 6 relativement conductrice, mais dont la résistivité augmente progressivement avec la profondeur, et qui pourrait constituer le socle de moins en moins fracturé.

Le sondage permet de dégager les 3 horizons : la saprolite constituée par les 4 premières couches, la zone fissurée et le substratum à la base.

Ces résultats obtenus sont en accord au litholog du forage de Gadoumon de 50 m de profondeur et un débit de 3,9 m³/h, sur la juxtaposition des couches et les limites entre elles.

Ce modèle de type 2 est aussi conforme au sondage effectué sur le forage de Dalevogo de 10 m³/h sur schiste (Figure 49 b), à proximité de la rivière, et montrant le captage des arrivées d'eau de l'horizon fracturé et la même juxtaposition de couches.

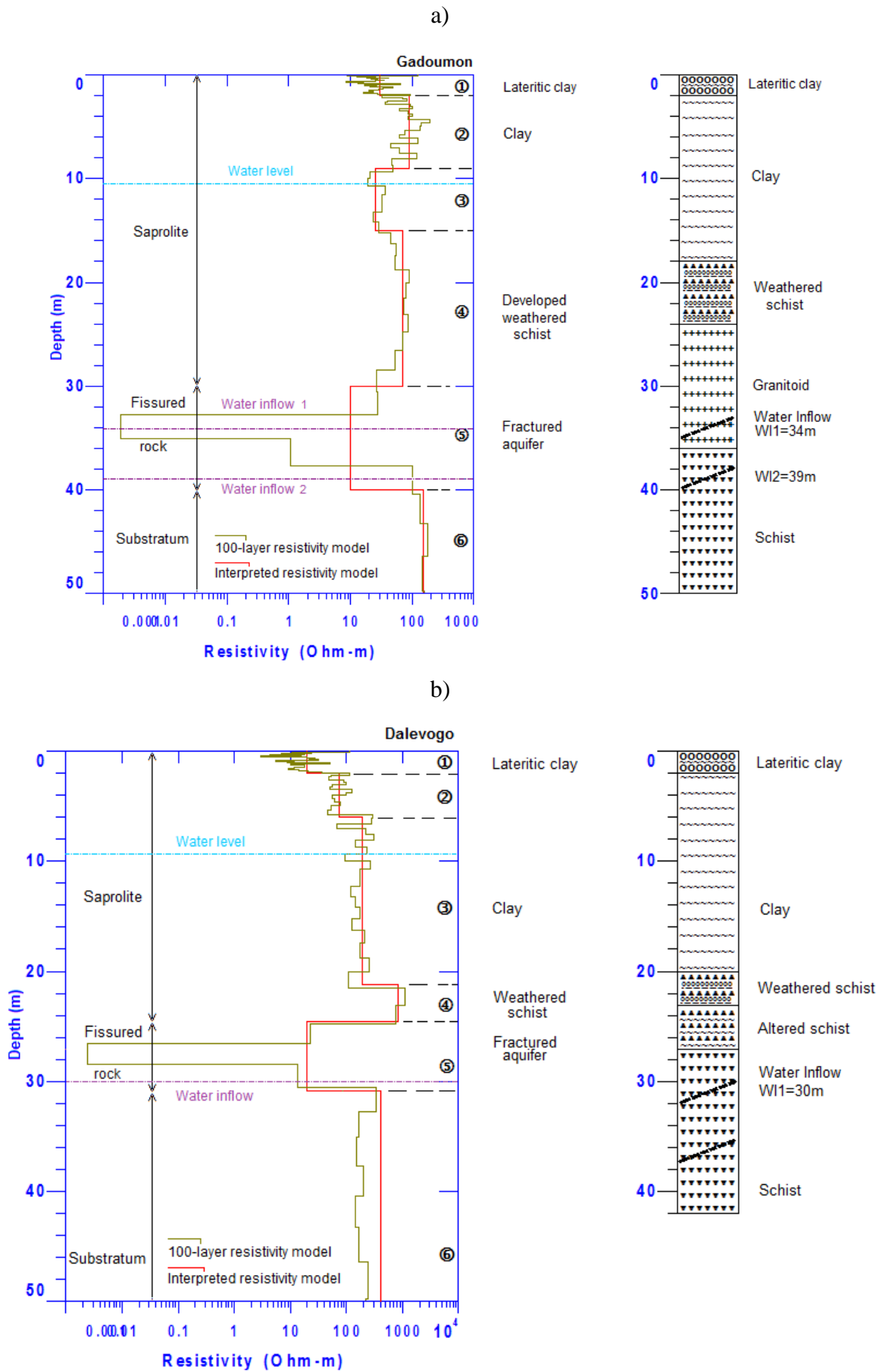


Figure 49 : Modèle 6 terrains (SEM/lithologs) des sites de a) Gadoumon, b) Dalevogo sur schiste

Le modèle de type 3, obtenu en milieu où le socle n'est pas atteint, sur le forage de Katiali, permet de distinguer 4 couches superposées (Figure 50).

La première couche sous la surface (10-120 Ω .m, 3 m) correspond à une couche d'argile latéritique. Cette couche d'argile latéritique repose sur une épaisse couche résistante (110-1200 Ω .m, 22 m) beaucoup plus sèche sur sa partie supérieure. La troisième couche très conductrice (<50 Ω .m, 13 m) constitue l'horizon saturé, situé dans les formations meubles de graviers moyens à sables grossiers, donnant lieu à un aquifère de type alluvial à capter entre 25 et 38 m de profondeur. Cet aquifère est matérialisé par une chute brutale de la résistivité marquant des arrivées d'eau significatives. La quatrième couche (~50 Ω .m, 12 m) est constituée de formations meubles imbibées d'eau. Le litholog de ce forage de 3,5 m³/h et 61 m de profondeur totale est en accord avec le modèle de couches issu de l'interprétation du sondage électromagnétique de Katiali. Le socle ici est plus profond et n'apparaît qu'à partir de 54 m sur le litholog. Le sondage permet de distinguer un seul horizon (saprolite) sur la profondeur de 50 m. Le site de l'ouvrage est situé dans une zone alluvionnaire, de basfond.

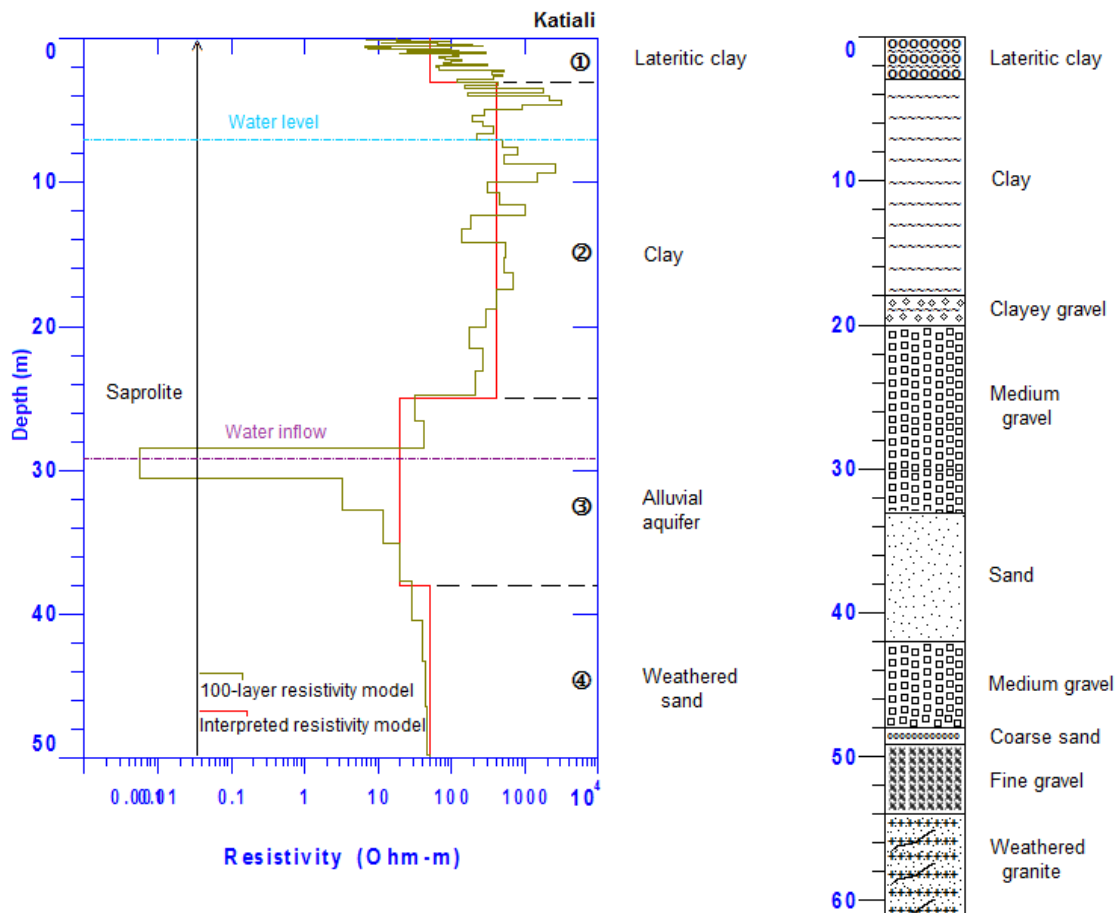


Figure 50 : Modèle 4 terrains (SEM/litholog) du site de Katiali en milieu alluvial

11.2.2. Identification des discontinuités géologiques sur le profil électromagnétique 2D

La section de résistivité (Figure 51) présente une structuration lithologique en 3 horizons essentiels (saprolites, zone fissurée, substratum rocheux) d'épaisseurs variables d'une part, et d'autre part elle met en relief deux contextes géologiques distincts de part et d'autre de la faille de la rivière Bandama. Les saprolites, dans leur partie superficielle, présentent une résistivité très importante du fait de l'existence de carapace de cuirasse qui les coiffent à plusieurs endroits, du fait aussi de la nature du chemin très compacté et très sec pendant la période des mesures. Elles le sont encore plus dans la seconde moitié du profil du fait de la présence de roche subaffleurante d'épaisseur importante. Avec des fractures horizontales, subverticales et de nombreuses roches fissurées, l'horizon de la zone fissurée est très conducteur, probablement saturé d'eau, et constitue l'horizon aquifère en dessous des saprolites, reposant sur le socle. Le secteur SE, avant la faille, se distingue par une épaisseur de saprolites plus importante (20-30 m) et une zone fissurée réduite (10-15 m), contrairement au secteur NW, après la faille, avec des saprolites d'environ 20 m d'épaisseur et une zone fissurée variant entre 10 et 25 m. Le substratum rocheux, dont le toit est irrégulier, est moins profond dans le secteur SE (environ 35 m de profondeur moyenne) alors qu'il se présente à plus de 40 m et n'est pas visible à certains endroits même au-delà de 50 m dans le secteur NW. Le faciès géologique est très résistant dans le secteur NW avec des intercalations de bans de faible résistivité au niveau des basfonds et des carrières de sables. La section rend compte également de la présence de limites franches, de zones de contacts géologiques identifiables sur cartes géologiques, de même que l'existence de faille et de fractures subverticales.

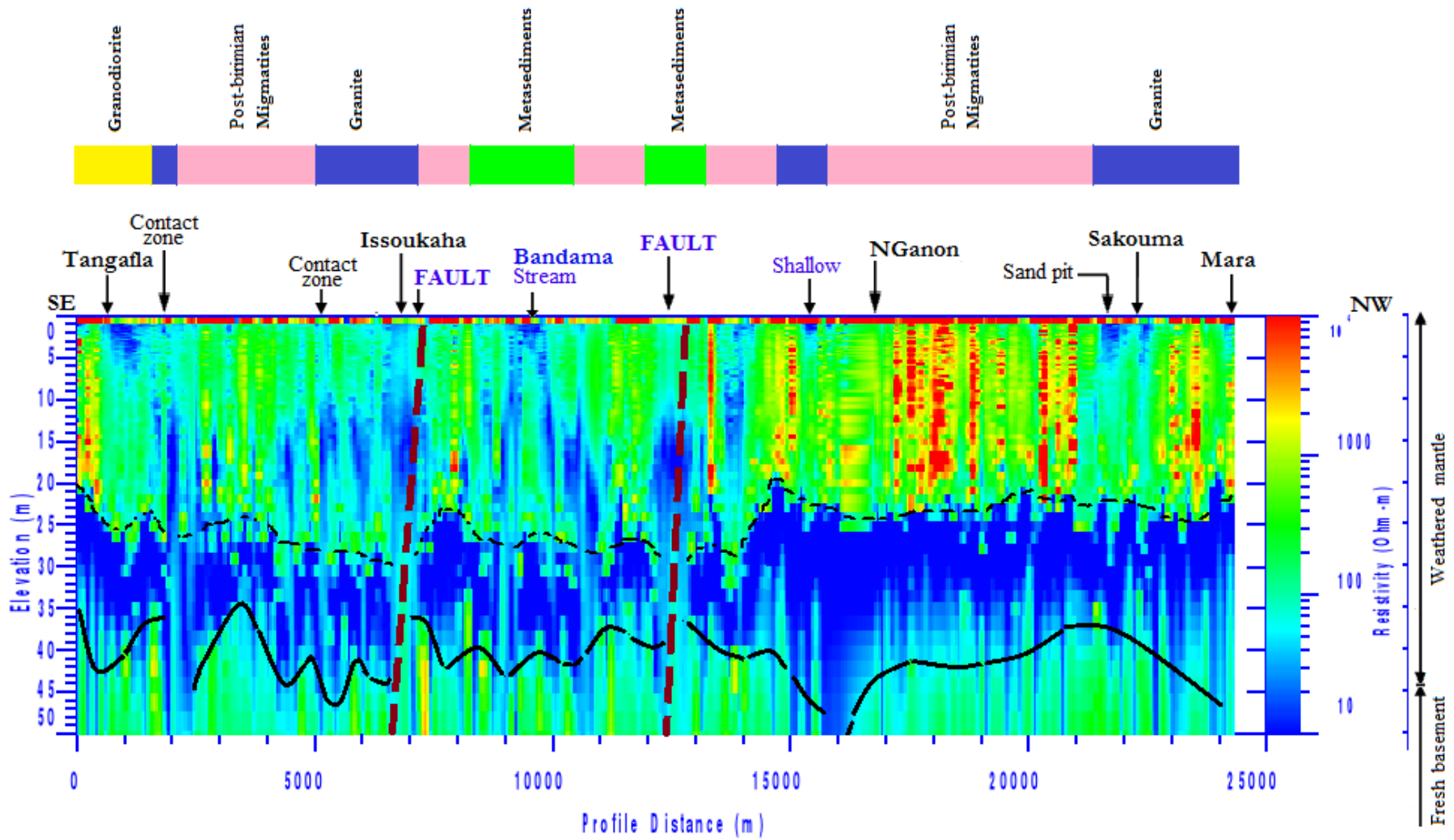


Figure 51 : Interprétation de la section de résistivité

11.2.3. Etude locale sur la plate-forme de Tangafila : Sections de résistivité

L'étude plus affinée par des sondages réalisés au pas de mesure de 50 m a permis de mettre en relief la distribution de la résistivité électrique sur le site de Tangafila pour la profondeur d'investigation de 50 m (Figure 52).

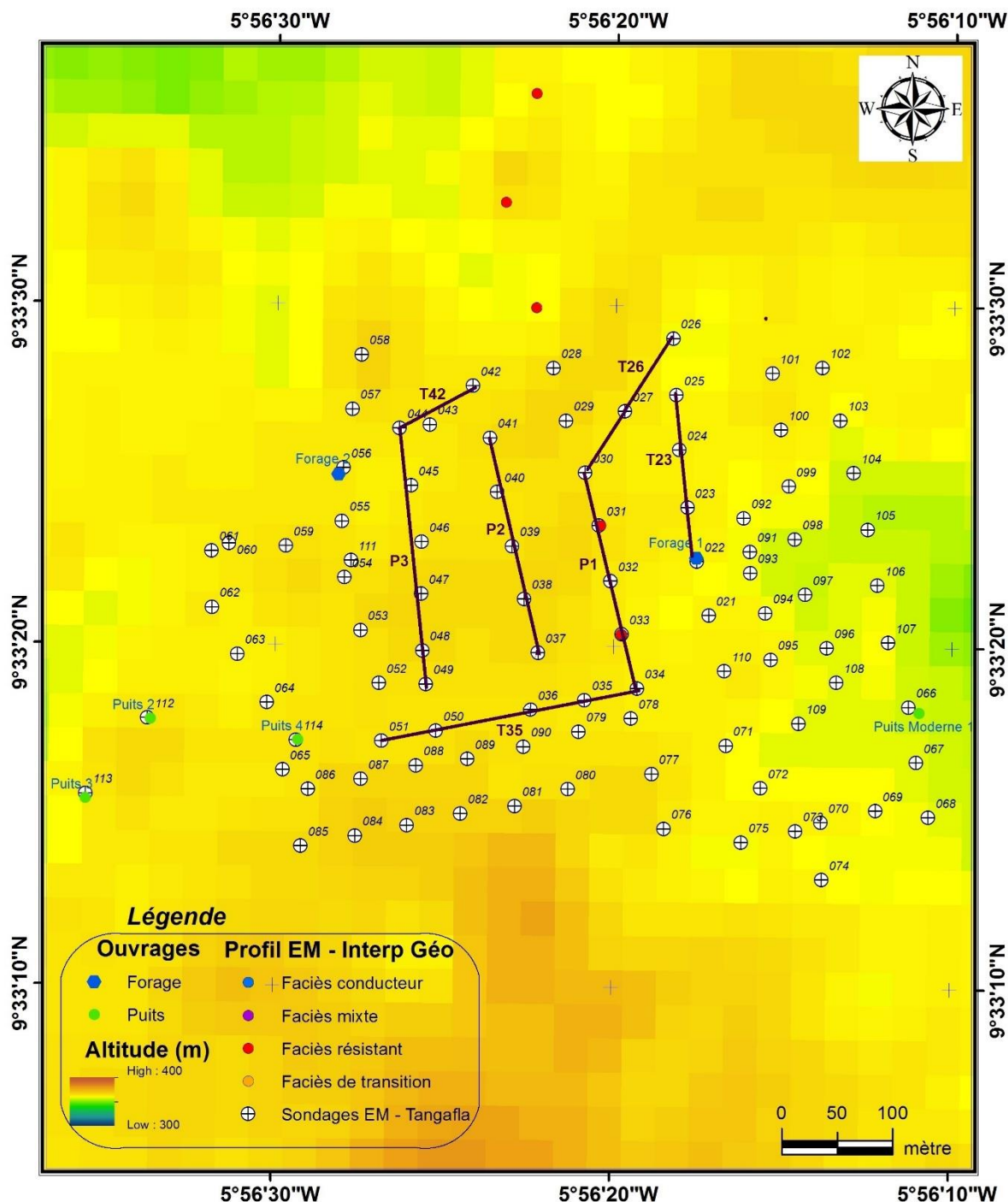


Figure 52 : Carte des sondages électromagnétiques de la plate-forme de Tangafila

De façon plus détaillée, plusieurs horizons sont ainsi identifiés sur les sections de résistivités obtenues, horizons correspondant à des faciès lithologiques définis, et présentant un intérêt hydrogéologique, notamment les zones de plus faible résistivité électrique susceptibles de contenir des quantités d'eau appréciables (Figure 53).

A la surface, des zones de faible résistivité électrique sont observées. Elles pourraient correspondre à des zones de terres arables, ou à des argiles humides localement, et sur de très faibles épaisseurs.

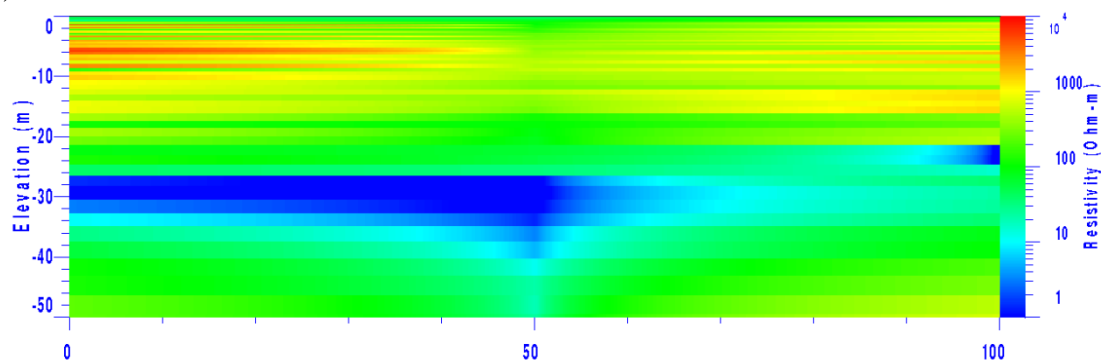
A Tangafla, les niveaux de moindres résistivités électriques sont observés entre 27 et 40 m de profondeur sur les imageries de résistivités. Ils pourraient correspondre à l'horizon aquifère, probablement situé dans une zone fissurée captée par les deux forages existants, et mis en relief par le long profil EM partant de Tangafla à Mara. Cette zone est comprise entre deux horizons à résistivité électrique plus élevée, de part et d'autre.

Ainsi, au-dessus de cet horizon aquifère, se trouve un horizon avec des résistivités allant jusqu'à 10000 Ω .m, notamment dans les endroits parsemés de cuirasses latéritiques ou ferrugineuses indurées, et sur des épaisseurs de plus de 10 m. Sous ces cuirasses indurées, la distribution de la résistivité électrique permet d'identifier des argiles latéritiques sèches, puis des argiles de couleur plus ou moins variées en tendant vers les arènes et la frange fissurée.

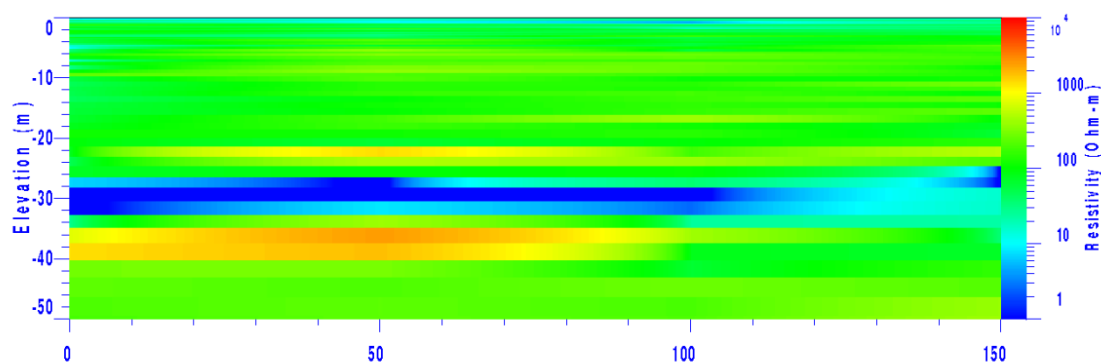
En dessous de l'horizon aquifère, se trouve le substratum sur lequel repose tout le profil d'altération, et dont la résistivité augmente progressivement dans le sens de la profondeur, annonçant la roche saine.

Par cette étude, réalisée en saison sèche, au cours de la période des basses eaux, et qui a permis de mettre en évidence des contrastes à une échelle plus fine, les réservoirs d'eau souterraine détectés constituent une nappe d'eau à forte potentialité et pouvant être captée pour les besoins des populations en toute saison.

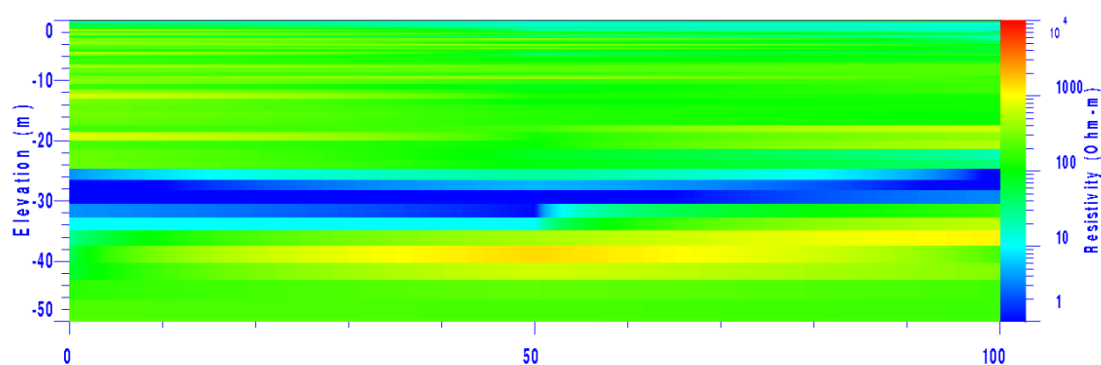
a) P42



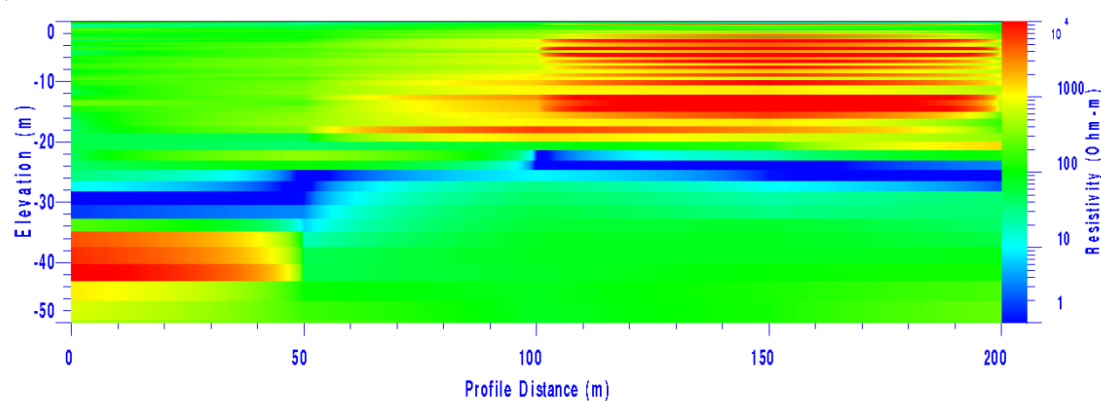
b) T23



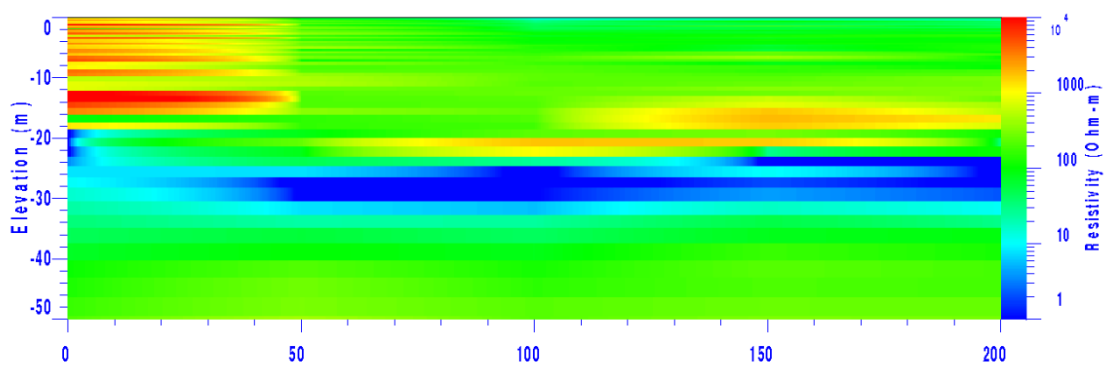
c) T26



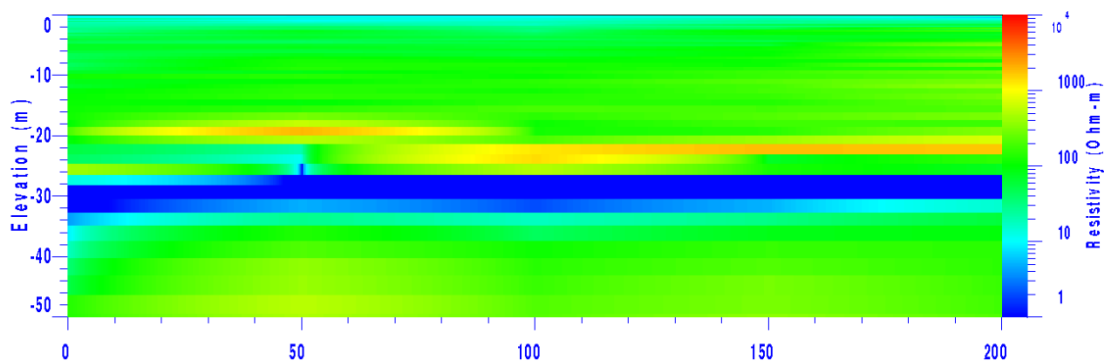
d) T35



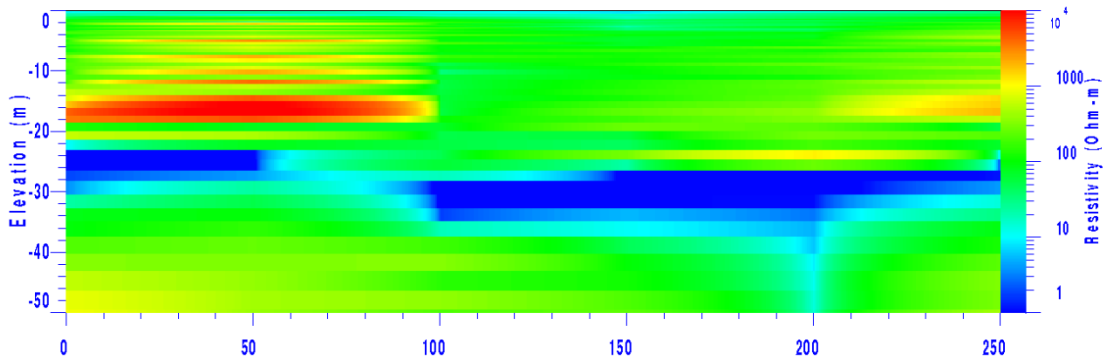
e) P2



f) P1



g) P3



h) T50

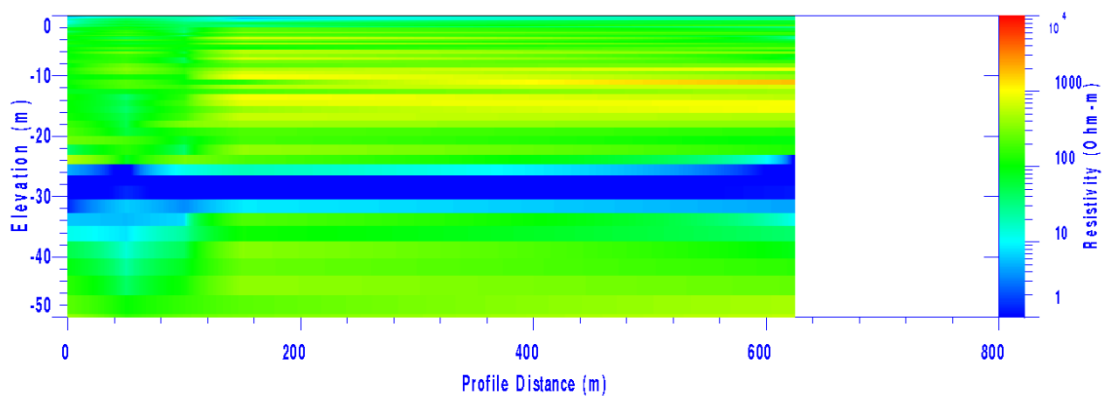


Figure 53 : Sections de résistivité sur la plate-forme de Tangafila

Les sections de résistivité parallèles, mises les unes à côté des autres pour une étude globale, permettent de faire ressortir l'identification et la superposition des horizons de chaque section d'une part, et d'autre part cela nous renseigne sur l'extension latérale et verticale des formations caractéristiques et de la zone fissurée. Ainsi l'apparition et la disparition de la cuirasse indurée, la variation de l'épaisseur de l'horizon aquifère ainsi que sa profondeur, sont clairement identifiées par la succession des sections de résistivité (Figure 54).

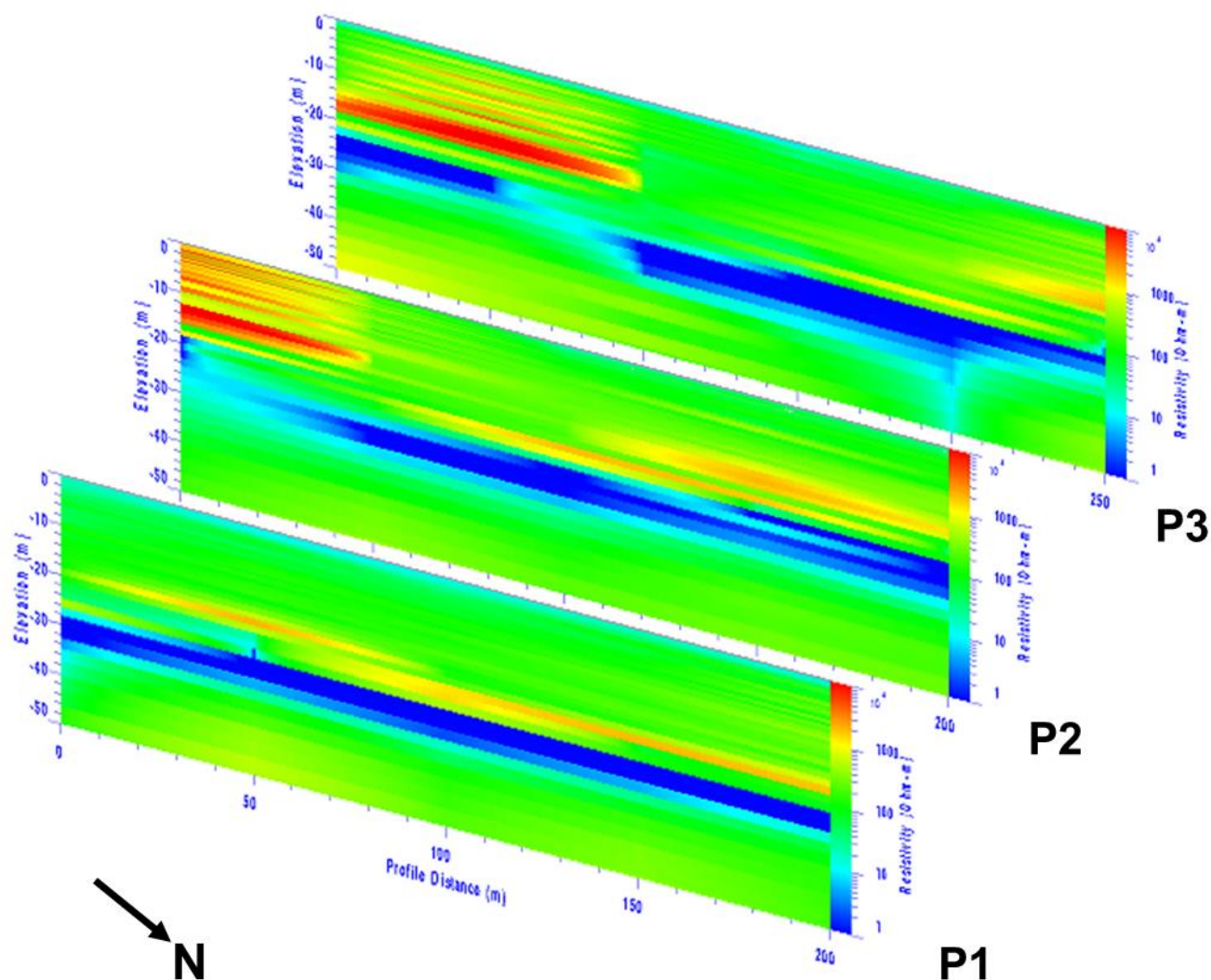


Figure 54 : Succession de sections de résistivité parallèles sur la plate-forme de Tangafla

11.2.4. Typologie des aquifères

La prise en compte des données des logs des forages avec les informations issues des sondages électromagnétiques, a permis de réaliser la carte de la variation des épaisseurs d'altération de la zone d'étude (Figure 55). Ainsi, des secteurs d'épaisseur d'altération sont clairement identifiés, comme par exemple la partie médiane sur l'axe Odià – Pitiengomon qui présente les plus fortes épaisseurs d'altération. Les plus faibles épaisseurs d'altérations sont celles autour de Tiébila et de Kapélé où le socle sub-affleure, de même que dans la moitié Nord-ouest.

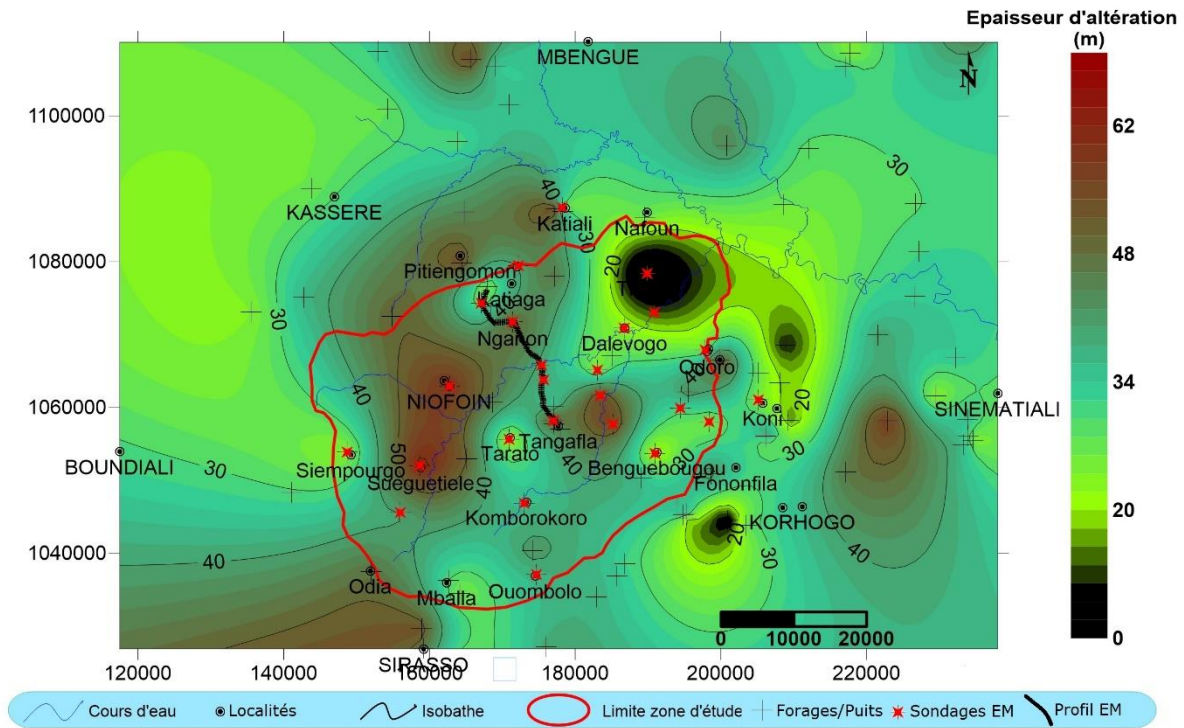


Figure 55 : Carte des épaisseurs d'altération issues des sondages EM et des lithologs

11.2.5. Géométrie des réservoirs

L'intégration des informations issues des observations de terrain, des sondages et profils électromagnétiques, des données de forages nous permet d'élaborer un modèle de géométrie qui correspondrait avec la géologie et la structuration lithologique en place sur notre zone d'étude. Ce modèle présente les discontinuités géologiques rencontrées et détectées (les zones de contact géologique et les failles), le cours d'eau du Bandama, les basfonds rencontrés, la carrière de sable identifiée, les interfaces entre les différents horizons caractéristiques (altérites, zone fissurée, substratum), les localités avec les forages qui y sont installés (Figure 56). Les niveaux piézométriques de ces forages témoignent du caractère captif de la nappe sur notre zone d'étude, dont l'épaisseur est variable.

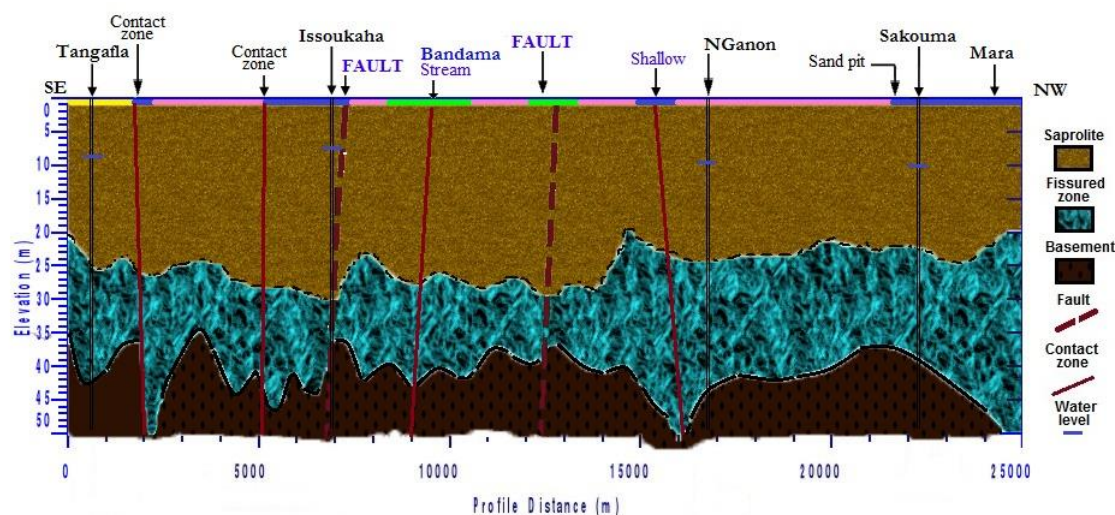


Figure 56 : Modèle géométrique de l'aquifère

Discussion

Les résultats des sondages électromagnétiques (SEM) ont été comparés à la géométrie de l'aquifère issue des logs des forages. L'interprétation des résultats des SEM a été effectuée en utilisant les informations de l'investigation hydrogéologique. Les résistivités sont très bien résolues par inversion et varient entre 1 et 10000 $\Omega.m$. La résistivité augmente avec la profondeur et la dernière couche apparaît plus résistante, comme indiqué par d'autres méthodes géophysiques (**Krivochieva et Chouteau, 2003**). Nous avons identifié trois modèles types sur différents contextes géologiques (granite, schiste, alluvions), qui sont divisés en modèle 6 couches, modèle 5 couches ou modèle 4 couches. Ces modèles identifient clairement la succession des couches, leur épaisseur, leur agencement, la position de l'horizon de l'aquifère avec les arrivées d'eau, et la profondeur du substratum rocheux lorsque cela est possible.

Les résultats montrent clairement la nature lithologique en place dans le bassin versant du Bandama blanc amont. Ce sont ces profils d'altération qui donnent aux roches du sous-sol leurs propriétés aquifères, avec de haut en bas une cuirasse ferrugineuse, indurée et souvent absente, des altérites non consolidées (arènes), l'horizon de la zone fissurée marqué par l'interconnexion des fractures subverticales et la roche saine sous-jacente (substratum rocheux). Ceci est confirmé par plusieurs travaux de recherche (**Wyns et al., 2004 ; Durand et al., 2006**).

L'altération de la roche-mère aboutit à la formation de la couche fissurée, généralement caractérisée par 2 séries de fissures (sub-horizontales et sub-verticales), dont la densité diminue avec la profondeur (**Houston et Lewis, 1988; Howard et al., 1992 ; Dewandel et al., 2006**), et qui assurent la fonction de transmissivité de l'aquifère composite (**Chandra et al., 2008**). La section de résistivité présente une variation de l'épaisseur de couches. Cette variation de l'épaisseur des couches aboutit à la compartimentation de l'aquifère granitique, tel que décrit

par le modèle conceptuel habituel de l'aquifère de socle, avec plusieurs zones formant ensemble le même réservoir (Ahmed *et al.*, 1995, Lachassagne *et al.*, 2001; Wyns *et al.*, 2004).

Les sondages EM et la section de résistivité obtenus permettent d'identifier deux principaux types d'aquifères: (1) un aquifère peu profond situé dans les dépôts alluviaux des basfonds, de composition argilo-sableuse, et (2) un aquifère plus profond dans l'horizon fissuré surmontant la roche saine. Les investigations géophysiques permettent d'identifier clairement, grâce à des modèles de ces réservoirs hydrogéologiquement utiles. Ces modèles de couches sont en bon accord avec la lithologie des forages correspondants, avec l'aquifère supérieur des altérites capté par les puits traditionnels des villages entre 9 et 16 m, et l'horizon fissuré entre 30 et 40 m où les arrivées d'eau sont captées à 34 et 39 m sur le forage de Gadoumon, par exemple. Comme le modèle de l'aquifère discontinu classique, les sondages EM apportent une avancée notable, avec des zones plus profondes de très faible résistivité correspondant à des arrivées d'eau significatives identifiables à des fractures ouvertes d'origine tectonique. Les lithologs confirment les profondeurs, les couches et leur épaisseur et la localisation des arrivées d'eau. Les modèles de couches correspondants permettent d'identifier les trois principaux horizons de l'aquifère de socle dans la zone d'étude.

La partie supérieure (altérites), de composition argilo-sableuse, avec une faible conductivité hydraulique mais une capacité de rétention d'eau importante, joue le rôle majeur d'emménagement dans le fonctionnement de l'aquifère. Ceci a été confirmé par les études de Legchenko *et al.* (2006). L'épaisseur des altérites, allant de 15 à 30 m dans la zone d'étude, confère à l'aquifère sa fonction capacitive, et la frange fissurée lui confère sa fonction drainante. L'épaisseur des altérites apparaît plus élevée dans le secteur SE du profil EM, dans la partie gauche de la faille de la rivière, alors qu'elle est plus faible dans la partie droite, dans le secteur nord-ouest du profil. D'autre part, l'épaisseur de la zone fissurée est plus réduite dans le secteur SE que dans le secteur NW où elle est plus importante. Cela pourrait être dû à l'existence de deux contextes géologiques différents d'un secteur à l'autre, de part et d'autre de la faille de la rivière. Du point de vue hydrogéologique, la combinaison de ces deux caractéristiques de ces horizons est essentielle pour assurer un flux continu, ainsi qu'une productivité significative. L'aquifère profond de granite fissuré donne une productivité plus élevée avec des débits de pompage d'environ 10 m³/h, et où les proportions d'argile sont faibles par rapport à celles des altérites schisteuses, offrant un débit en dessous de 3 m³/h. En raison de leur teneur en argile, les altérites sont caractérisées par une perméabilité relativement faible, mais par une capacité de stockage importante. Elles assurent ainsi la fonction de stockage des eaux souterraines.

En ce qui concerne l'horizon fissurée, **Maréchal et al., (2004)** ont mené sa caractérisation détaillée du point de vue des propriétés hydrodynamiques, avec une perméabilité de blocs de 10^{-8} m/s supérieure à la perméabilité de matrice (10^{-14} m/s à 10^{-9} m/s). Comme le montre la section de résistivité obtenue, la zone fissurée est composée de roches fissurées, avec plusieurs fractures et fissures de tailles différentes. Même si seulement un petit nombre de fractures subverticales présentent une perméabilité suffisante pour constituer des arrivées d'eau importantes, leur emplacement est bien résolu par l'image EM du sous-sol. Pour cette raison, les informations issues des modèles de couches et de la section de résistivité contribuent à optimiser les points d'implantation des forages pour à la fois réduire le nombre de forages négatifs et obtenir des débits élevés et durables.

Conclusion partielle

La méthode électromagnétique multifréquentielle au PROMIS® est une méthode géophysique non-invasive de surface capable de fournir une couverture rapide et à faible coût de nombreuses données, et est très utile pour les prospections des eaux souterraines dans le contexte de socle. Cette méthode est efficace pour des études géologiques dans la zone de socle, en particulier sur notre site d'étude, avec très peu de bruit électromagnétique. Elle est efficace pour localiser les aquifères, caractériser des déformations et discontinuités qui affectent le socle. La méthode est efficace pour identifier les pôles d'infiltration et de recharge telles que la rivière et les zones de failles qui peuvent affecter toute la cuirasse et constituer des drains de recharge de l'aquifère. La méthode EM au PROMIS® a été utilisée avec succès pour déterminer la géométrie de l'aquifère, détecter les failles et les zones de contact géologique, et délimiter le socle. Les modèles géoélectriques issus des sondages EM sur le bassin versant du Bandama blanc amont montrent la présence de zones de fractures (arrivées d'eau) sous la saprolite.

L'utilisation de l'EM multifréquentielle devient impérative dans la cartographie des structures pertinentes du sous-sol pour le développement des eaux souterraines. Les résultats des investigations indiquent que les modèles sont obtenus avec 3 horizons comprenant de haut en bas la saprolite, la zone fissurée et le substratum rocheux sain. La zone fissurée constitue l'unité principale de l'aquifère avec une épaisseur allant de 15 à 30 m et peut constituer la zone de capture pour les forages.

Cette prospection électromagnétique a la capacité d'améliorer la connaissance tant au niveau local que régional de cet important aquifère en raison de la couverture rapide et dense du site d'étude. De toute évidence, l'intégration des SEM avec les logs des forages est très avantageuse pour réduire l'ambiguïté et l'incertitude inhérente à tous les deux. Sur la base de ces résultats géophysiques, il était possible de corriger et de compléter la carte structurale locale. Par ce

travail de recherche, nous améliorons encore la transformation de l'information géophysique en information géologique et hydrogéologique. Ainsi, l'utilisation conjointe des litologs et des mesures d'inversion EM est prometteuse pour l'amélioration de la caractérisation des aquifères et pour compléter le modèle géométrique.

Enfin, cette étude contribue à mieux comprendre la composition de l'aquifère de socle dans le bassin versant du Bandama blanc amont, et de montrer comment la méthode géophysique EM combinée avec des informations hydrogéologiques (lithologs) sont un moyen efficace de compréhension du sous-sol, et sont un moyen efficace pour aider à la construction d'un modèle hydrogéologique conceptuel.

CHAPITRE 12 : CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES AQUIFERES

Dans le bassin versant du Bandama blanc amont, la présence de nappes a été observée dans les altérites et simultanément dans la roche saine fissurée sous-jacente. Ces deux nappes peuvent être plus ou moins dépendantes, selon la perméabilité du contact altérites - roches saines fissurées, ce qui va conditionner le fonctionnement de ce système aquifère composite. L'étude hydrodynamique peut permettre de reconnaître le degré de dépendance de ces deux nappes. L'hydrochimie peut être également un moyen d'évaluer ce degré de dépendance. Les paramètres physico-chimiques et chimiques sont alors utilisés comme des traceurs naturels, destinés à révéler l'organisation et le fonctionnement du système hydrogéologique étudié.

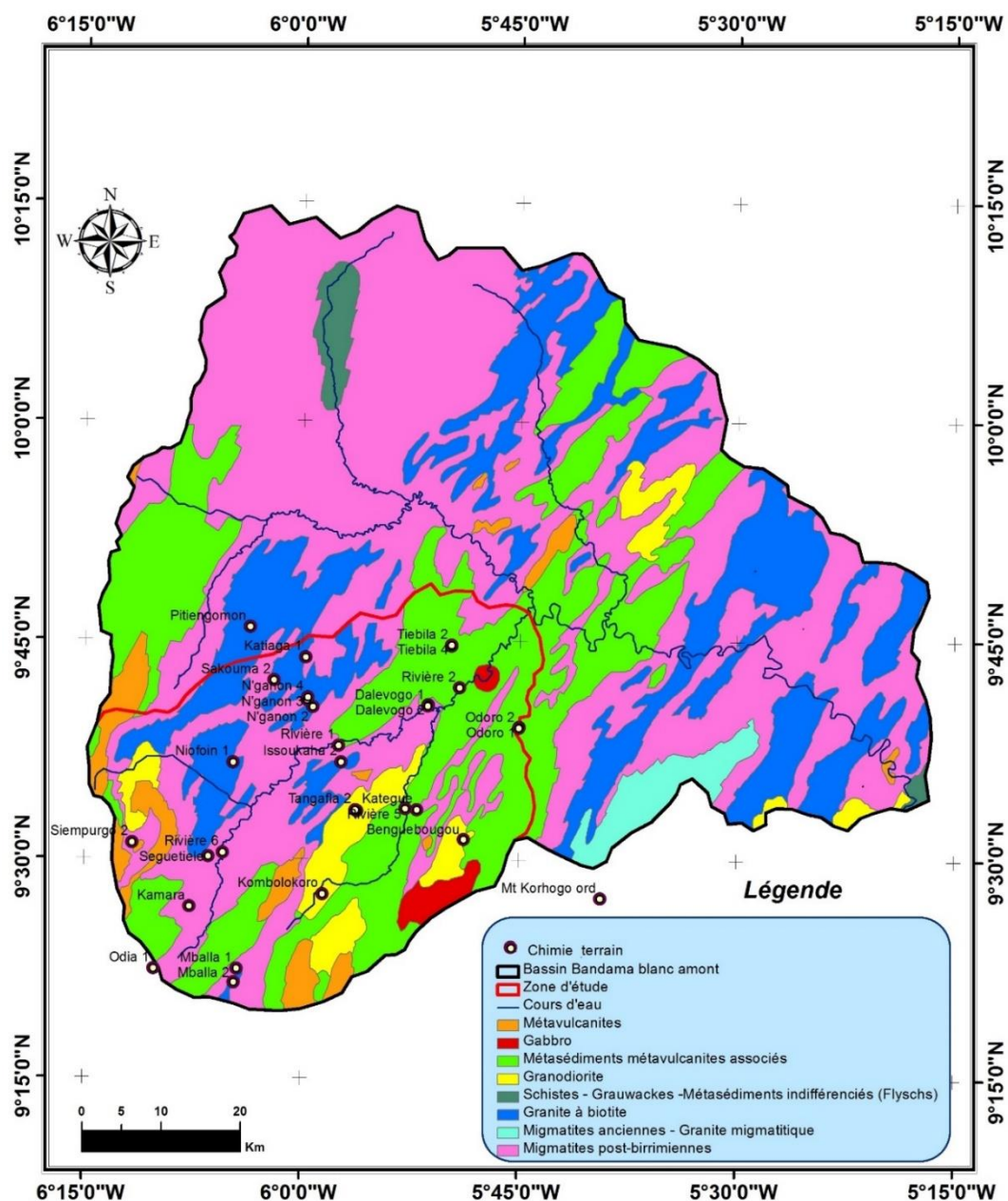


Figure 57 : Localisation des points de prélèvements d'eau pour des analyses

hydrogéochimiques

Les points de prélèvement sont indiqués sur la figure 57.

12.1. Caractérisation physico-chimique des eaux de pluie et des nappes aquifères

L'analyse et l'interprétation des données hydrogéochimiques issues des eaux de pluie permettent de tirer plusieurs enseignements. Les premières pluies (mois de mai) sont très chargées eu égard aux éléments minéraux que transportent les masses d'air apportant la pluie. Au milieu de la saison pluvieuse (mois de juillet), la conductivité électrique baisse. Le pH de l'événement pluvieux est en général de l'ordre de 6 ; le pH est plus acide et atteint 5,23 en début de saison des pluies.

Le pH moyen de 5,93 pour les eaux de puits, et compris entre 5,9 et 7,14 pour les eaux de forages témoigne du caractère acide de ces eaux.

La conductivité électrique suit cette variation saisonnière selon le degré d'installation de la saison pluvieuse. La conductivité électrique des eaux de pluies évolue en ordre inverse par rapport à la quantité de la pluie mensuelle. En effet, les valeurs de conductivité électrique (CE) des événements pluvieux dépendent fortement du régime pluviométrique et des périodes de sécheresse. Si les événements pluvieux sont rapprochés, la CE baisse ; la CE augmente si les événements pluvieux sont espacés indépendamment du fait que l'on soit en début, milieu ou fin de saison des pluies.

Les températures sont plus élevées et plus stables dans les forages (27,4°C à 30,7°C respectivement dans les forages de Kamara et Sakouma) que dans les puits modernes et traditionnels (25,9°C à 29,2°C). Il en est de même pour le pH, en moyenne de 6,5 dans les forages, et de l'ordre de 5,9 dans les puits (Tableau IX).

D'une manière générale, les eaux sont plus ou moins minéralisées en fonction de leur origine: les plus fortes valeurs de conductivité sont de 573 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, 473 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et 413 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à 25°C, respectivement dans les forages de Tiébila, de Siempurgo et Mballa le 17 février 2014. Les plus faibles valeurs de conductivités sont observées au niveau de la rivière Bandama avec 32,8 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à Dalevogo et 49,6 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à 25 °C à Séguétiélé le 4 août 2014. Les valeurs intermédiaires de conductivité électrique sont, quant à elles, mesurées dans les puits modernes et traditionnels de la zone d'étude, avec des valeurs comprises entre 19,6 et 495 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Tableau IX : Gammes de valeurs des paramètres physico-chimiques

		T° C	pH	C.E. ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)
	Gamme		5,23 - 7,17	3,1 - 25,3
Eau de pluie	Moyenne		5,91	14,33
	Ecart-type		0,5983	7,4819
	Gamme	20,1 - 25,4	5,61 - 7,045	32,8 – 108,2
Eau de rivière	Moyenne	23,35	6,31	82,73
	Ecart-type	2,2723	0,4283	23,4091
	Gamme	25,9 - 29,2	5,01 - 7,30	19,6 - 495
Eau de puits	Moyenne	28,71	5,93	159,06
	Ecart-type	0,885	0,5646	148,0907
	Gamme	27,4 - 30,7	5,9 - 7,14	75,8 - 573
Eau de forage	Moyenne	29,13	6,4	215,9
	Ecart-type	0,7534	0,3563	127,9351

12.1.1. Relation entre la température et la profondeur d'eau

L'examen du graphique de la figure 58 montre que l'essentiel des eaux échantillonnées se situe dans la gamme de température comprise entre 28 et 30 °C. Les profondeurs les plus importantes sont celles des forages captés dans des migmatites post-birimiennes et les métasédiments. A l'inverse, les plus basses températures sont rencontrées à la surface au niveau de la rivière Bandama et des retenues d'eau ; les valeurs intermédiaires correspondant à celles mesurées dans les puits.

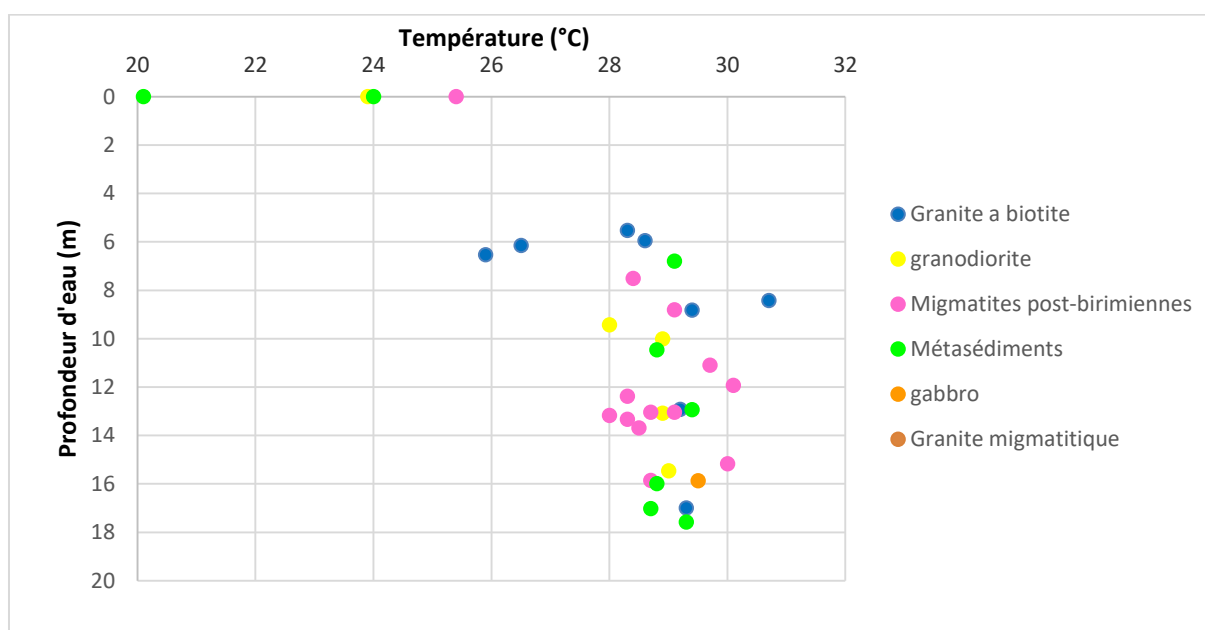


Figure 58 : Graphique de la température en fonction de la profondeur d'eau dans l'ouvrage

12.1.2. Relation entre le pH et la profondeur d'eau

Le graphique de la figure 59 ci-dessous permet de dégager 3 classes de pH correspondant à des profondeurs d'eau bien définies. A l'exception des eaux du Bandama à la surface, pour les valeurs de pH inférieures à 6, les profondeurs d'eau correspondantes varient entre 10 et 16 m. Pour celles comprises entre 6 et 6,5 la gamme de profondeur est 6 - 18 m, et pour les pH supérieurs à 6,5 les profondeurs varient entre 9 et 16 m.

Il convient toutefois de retenir que l'essentiel des ouvrages captés dans les migmatites post-birimiennes se situe dans la gamme de profondeur de 11 à 16 m et constitue les plus rencontrés sur la zone d'étude.

Il convient également de souligner que la plupart des échantillons d'eaux recueillies sur granite à biotite, sont des ouvrages profonds bien que la profondeur d'eau ne soit pas importante pour certains.

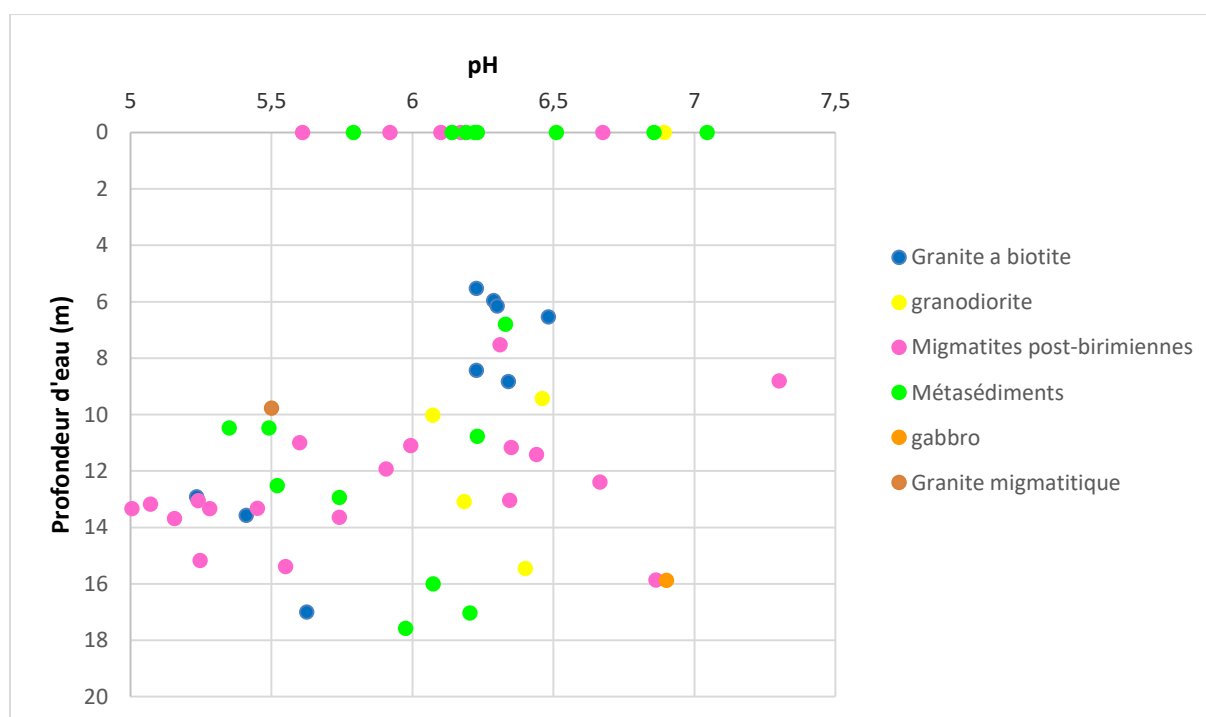


Figure 59 : Graphique du pH en fonction de la profondeur d'eau dans l'ouvrage

12.1.3. La conductivité électrique

Le graphique de la figure 60 présentant la variation du pH en fonction de la conductivité des eaux échantillonnées ne permet pas de relever une relation significative entre ces paramètres pour l'ensemble des échantillons. On retient seulement que les conductivités électriques les plus importantes correspondent à des pH compris entre 6 et 6,5. Près de la moitié des échantillons

se situe dans cette même gamme de pH. De plus, presque tous les échantillons recueillis en contexte géologique de granodiorite se retrouvent dans cette gamme de pH. Les échantillons ayant un pH inférieur à 6 ont pratiquement tous une conductivité électrique inférieure à $200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

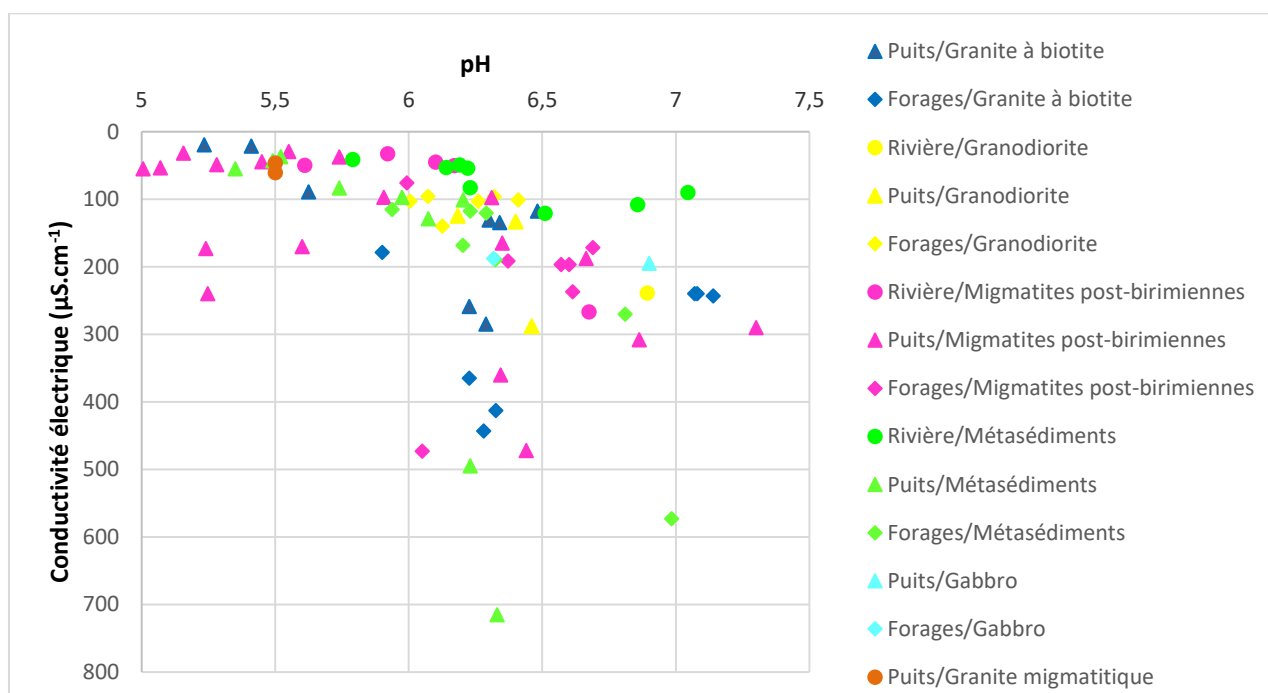


Figure 60 : Graphique du pH en fonction de la conductivité électrique

L'étude de la conductivité en fonction de la profondeur (Figure 61) montre que la plupart des eaux analysées sont moins minéralisées. Presque toutes les eaux de surface recueillies dans des métasédiments ont une conductivité comprise entre 20 et $120 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, aussi bien la moitié des échantillons étudiés. Globalement, les conductivités les plus élevées s'observent au niveau des migmatites post-birimiennes et correspondent à de fortes profondeurs.

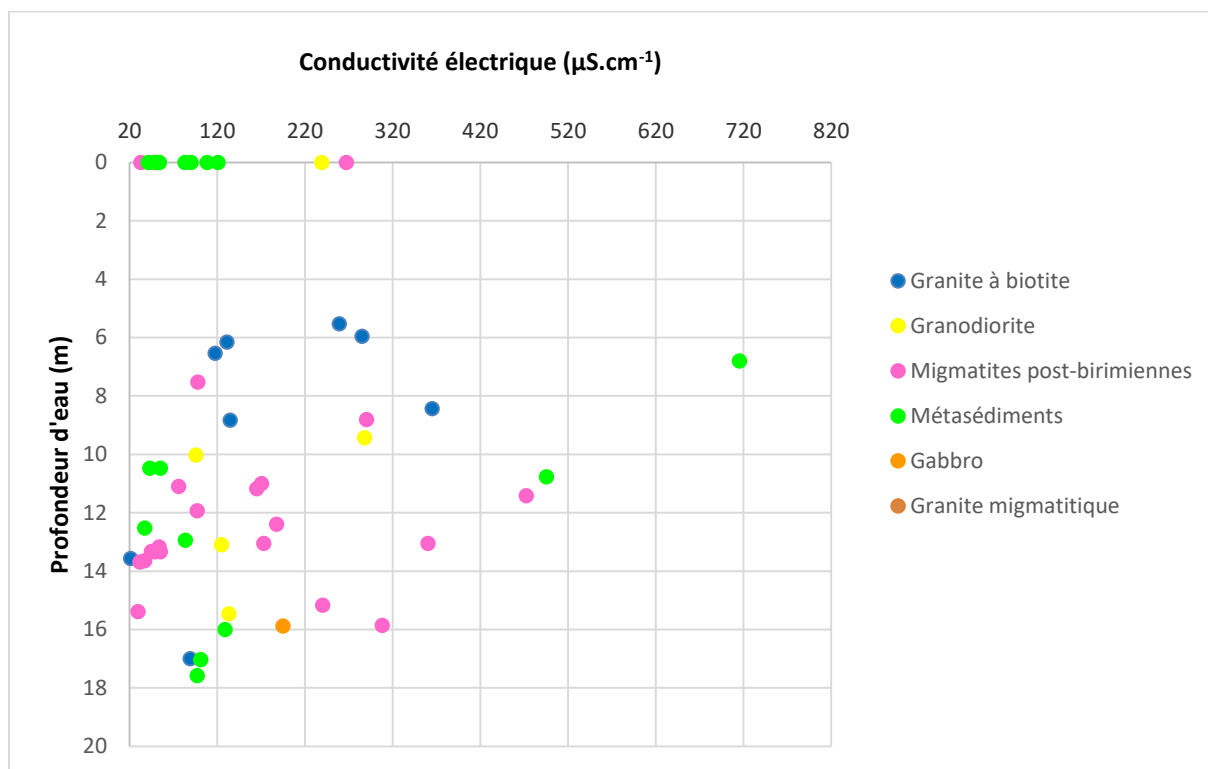


Figure 61 : Graphique de la conductivité électrique en fonction de la profondeur d'eau

Les eaux de Nganon 2 ($117,5 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) dont la cote piézométrique est plus basse, sont plus minéralisées que celles de NGanon 3 et NGanon 4 de l'ordre de $75 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ de cote piézométrique supérieure (Figure 62). Toutefois, cette différence paraît moins significative et la conductivité observée à NGanon 2 pourrait être due à sa proximité avec le milieu agricole.

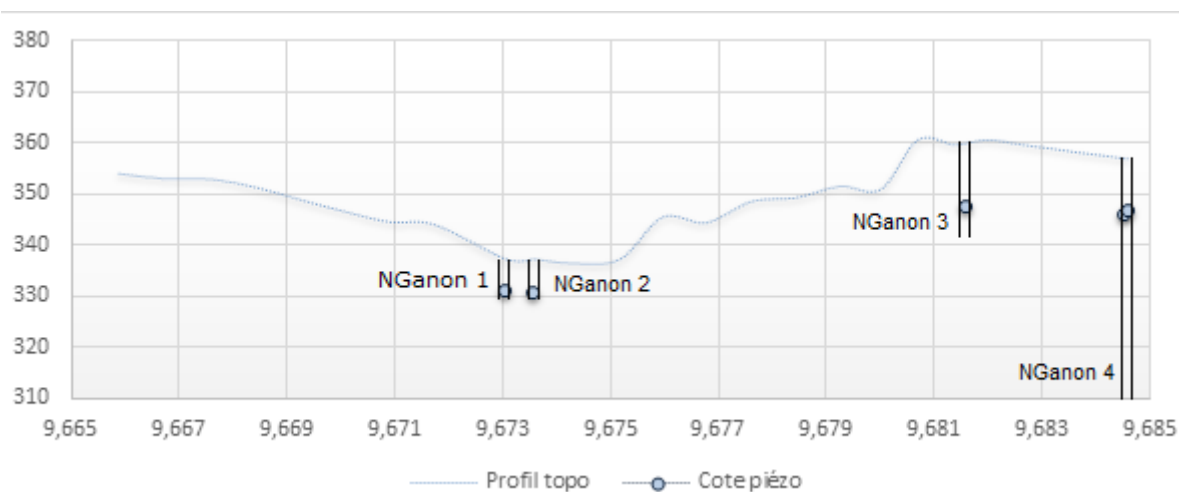


Figure 62 : Evolution de la conductivité électrique et de la profondeur d'eau suivant le profil topographique sur le site de NGanon

12.2. Caractéristiques chimiques des eaux

12.2.1. Les nitrates

De fortes valeurs de nitrates sont observées en février 2014 dans les forages de Sakouma (47,56 mg/L), de MBalla (116,19 mg/L), de Siempurgo (119,62 mg/L), de Kamara (42,82 mg/L) et de Tiébila (75 mg/L).

On observe également des concentrations importantes de nitrates dans les puits de Benguébougou (38,13 mg/L), de MBalla (135,35 mg/L) et de Tiébila (143,61 mg/L).

Ces concentrations sont plus importantes dans les puits que dans les forages et pourraient obéir à un gradient des nappes d'altérites vers la nappe de la zone fissurée.

Les valeurs élevées en concentration de nitrate pourraient avoir plusieurs origines, particulièrement liées aux activités anthropiques menées dans les localités concernées : activité agricole environnante avec usage de produits phytosanitaires, élevage et ménage (lessive) autour des puits et forages qui sont des lieux de convergence pour tous les habitants de la plupart des villages, effets de pollution ponctuelle autour des puits et forage et de pollution diffuse depuis les champs de coton, de maïs et les vergers.

Il s'agirait de contaminations induites par l'activité humaine, notamment l'agriculture qui peut produire une pollution ponctuelle suite à l'épandage d'engrais ou de produits phytosanitaires d'une part, et d'autre part de pollution diffuse, la végétation et le sol constituant un réservoir de polluants facilement mobilisables par l'eau d'infiltration. Cette pollution est mise en circuit à la suite des pluies.

De même, la surexploitation des ressources en eau souterraine (l'exhaure d'un débit supérieur au flux normal de recharge) peut induire une réalimentation de l'aquifère par des eaux contaminées.

12.2.2. Le chlorure

Les fortes teneurs de chlorures sont relevées au niveau du forage de Siempurgo (30,93 mg/L), des puits de Tiébila (23,97 mg/L) et MBalla (21,55 mg/L).

12.2.3. Le sodium

Les valeurs importantes de concentration de sodium sont observées dans le puits de MBalla (34,40 mg/L), et les forages de Siempurgo (25,35 mg/L) et de Tiébila (17,62 mg/L).

Tous les autres paramètres satisfont aux directives OMS relatives à la potabilité de l'eau de boisson.

L'examen du tableau IX et des graphiques fait ressortir une différenciation hydrochimique entre les trois types de points de prélèvement. Les analyses montrent que les eaux de rivières, les eaux de puits et les eaux de forages se différencient par leurs teneurs en ions: les forages ayant les eaux les plus chargées et les rivières les moins chargées. Les concentrations dans les forages sont supérieures à celles des autres points de prélèvements en ce qui concerne Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et HCO_3^- , alors que les teneurs en Cl^- et NO_3^- dans les puits sont les plus importantes.

Les rapports chimiques Mg/Ca et K/Na sont respectivement inférieurs à 0,8 et 2 pour la plupart des eaux. Les graphiques des figures 63 à 66 ne montrent pas de relations significatives entre ces rapports et les paramètres de conductivité électrique et de pH.

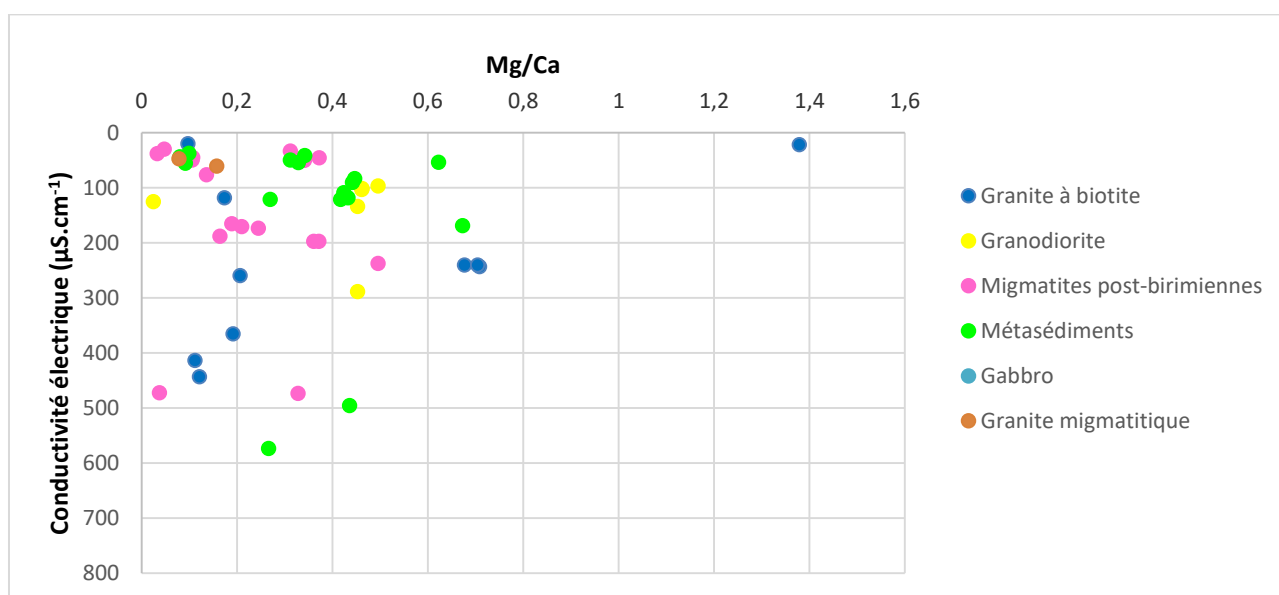


Figure 63 : Graphique Mg/Na en fonction de la conductivité électrique

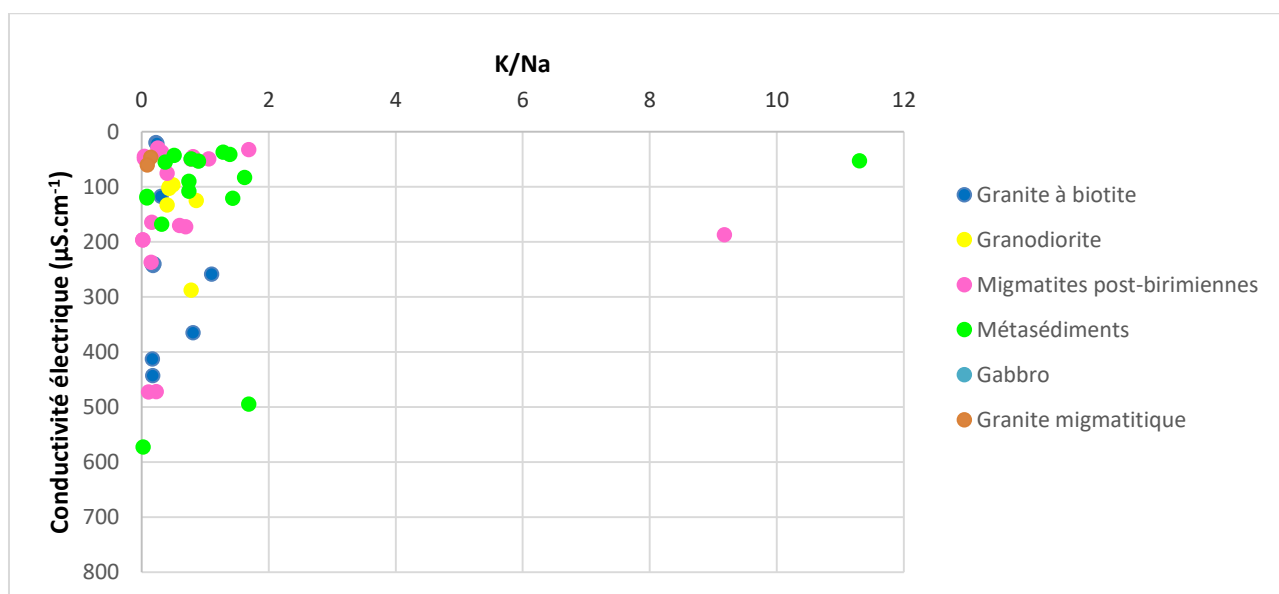


Figure 64 : Graphique de K/Na en fonction de la conductivité électrique

Les eaux récoltées en contexte de granodiorite présentent pour presque toutes, un rapport Mg/Ca en 0,4 et 0,5 pour un pH allant de 6 à 6,5.

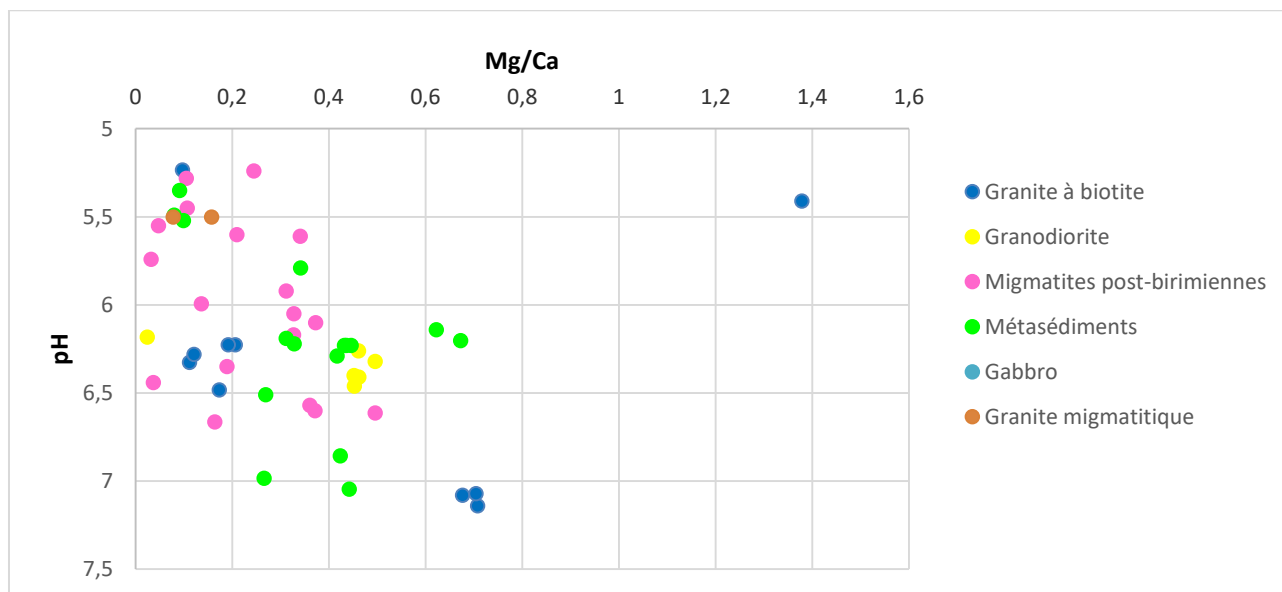


Figure 65 : Graphique de Mg/Ca en fonction du pH



Figure 66 : Graphique de K/Na en fonction du pH

12.3. Les eaux souterraines du bassin versant dans le diagramme de Piper

Les différents faciès chimiques caractérisés par les concentrations en ions majeurs sont généralement typiques de certains environnements géologiques ou hydrogéologiques.

La représentation des concentrations en cations et en anions dans le diagramme de Piper (Figure 67) permet d'identifier un caractère bicarbonaté calcique à magnésien pour la plupart des eaux de forages, et bien marqué pour les eaux des forages du secteur Tiébila – Odoro – Dalevogo - Issoukaha, des forages de Kamara, Katégué. Ce faciès est aussi caractéristique des eaux des puits du secteur Séguétiélé – Kombolokoro, et de celles du puits de Sakouma.

Les eaux de MBalla ont un caractère chloruré et sulfaté calcique bien marqué, de même que celle du forage de Siempurgo et des puits de Tiébila, Katiaga et Niofoin (Figure 57).

Les eaux des forages de Tangafila et Nganon sont de faciès bicarbonaté sodique et potassique tendant vers un faciès bicarbonaté calcique ; alors que celles des puits de Odoro, Odia et du Mont Korhogo Ordinaire sont chlorurées sodiques et potassiques.

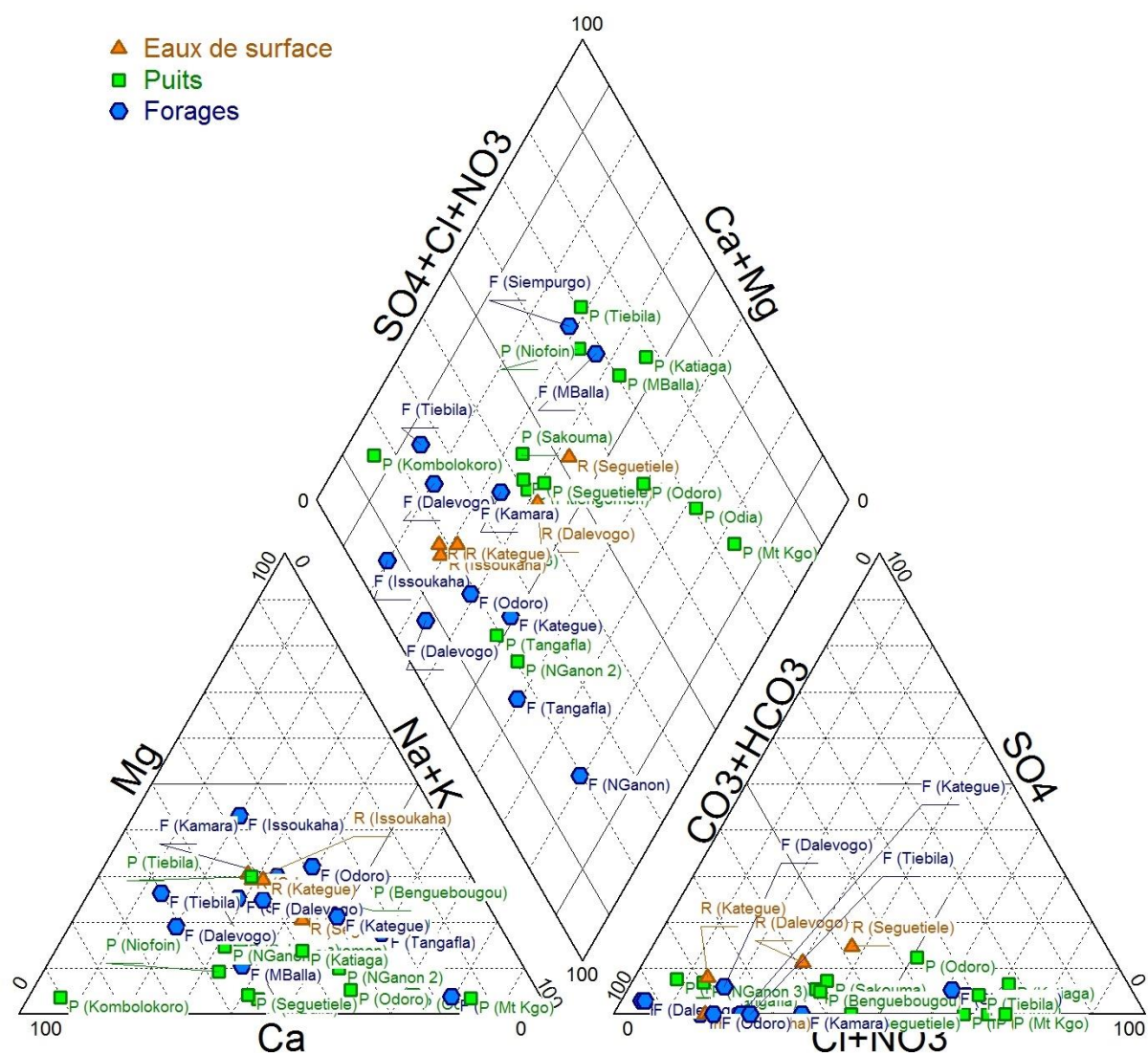


Figure 67 : Diagramme de Piper présentant les faciès hydrochimiques des eaux échantillonnées

12.4. Caractérisation isotopique des eaux

12.4.1. Caractéristiques isotopiques de la pluie

Les concentrations moyennes en isotopes stables sont de $-44,97 \text{ ‰}$ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de $-7,05 \text{ ‰}$ pour $\delta^2\text{H}$. Le graphique $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ permet de rendre compte de la covariation entre les concentrations des deux isotopes (Figure 68).

L'étude de la covariation entre ^2H et ^{18}O est réalisée par le graphique de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ par lequel la fonction corrélation mondiale définit la ligne des eaux météoriques (**Craig, 1961**) : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$.

Localement, les coefficients de cette corrélation peuvent différer légèrement. Ainsi, pour notre zone d'étude, la droite météorique locale (DML) est définie par la droite d'équation marquant la corrélation linéaire entre les teneurs de ces deux isotopes stables et répondant comme suit à : $\delta^2\text{H} = 8,24 \delta^{18}\text{O} + 13,14$ avec $R^2 = 0,99$. Cette équation est proche de celle de la station de Bamako où on a une série plus longue de données, ou de celle de Bobo-Dioulasso (**Dakouré, 2003, Koussoubé, 2010**).

Le graphique montre que la droite météorique locale des eaux de pluie (DML) est légèrement au-dessus de la droite météorique mondiale (**Craig, 1961**). Cette position serait liée à l'effet de continentalité d'une part et à la participation de vapeur d'eau évaporée localement aux masses d'air de mousson apportant la pluie (**Koussoubé, 2010**).

Cette signature isotopique de la pluie constitue un référentiel des eaux actuelles qui sert de base pour étudier la signature isotopique des nappes souterraines.

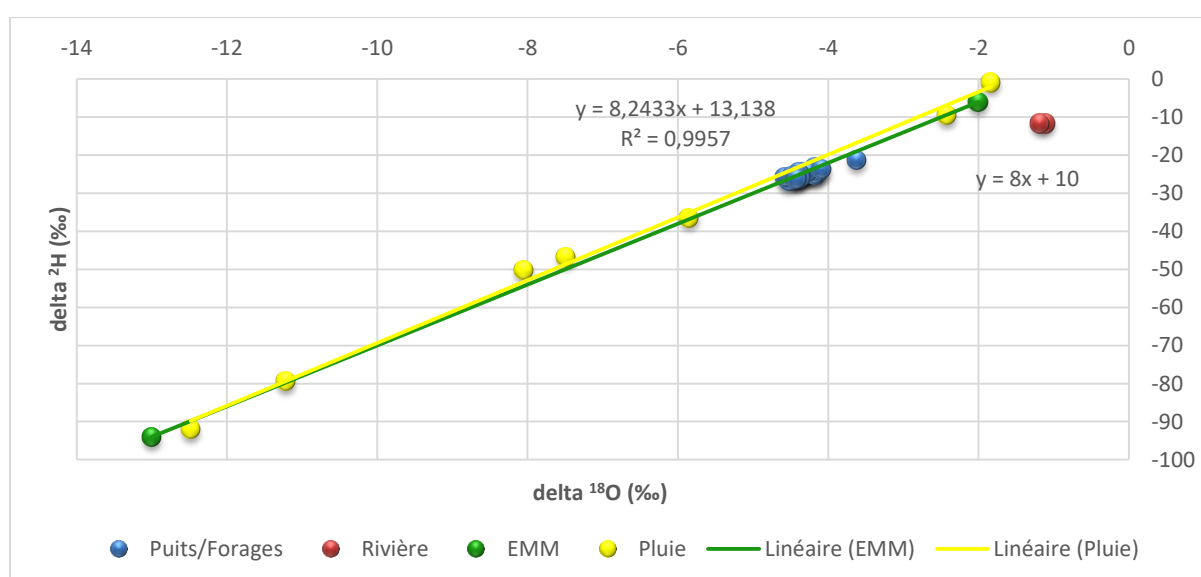


Figure 68 : Graphique de la relation $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ et comparaison avec les droites météoriques mondiale et locale

12.4.2. La signature isotopique des nappes d'eau souterraine

Les concentrations moyennes en isotopes stables sont de -24,27 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ contre -4,17 ‰ pour $\delta^2\text{H}$, et de -25,55 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ contre -4,36 ‰ pour $\delta^2\text{H}$, respectivement pour les eaux de puits et les eaux de forages.

En comparant la valeur isotopique des nappes avec les droites météoriques mondiale et locale des pluies actuelles pour les isotopes stables, l'examen du graphique (Figure 68) de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ permet de distinguer des caractéristiques de réalimentation propres aux nappes en présence.

Ainsi, la position des échantillons situés sur la droite météorique mondiale (DMM), permet de confirmer la dépendance des nappes vis-à-vis des pluies actuelles. Par ailleurs, la position des échantillons par rapport à la droite d'évaporation permet d'en déduire l'effet de l'évaporation de certaines eaux souterraines, notamment celles des puits traditionnels de Odoro. Dans les différents cas, une recharge actuelle, une recharge ancienne et une composante de nappes évaporées semblent bien se dégager.

Ce qui constitue la preuve que nous avons affaire à des nappes aquifères rechargées à une période plus ancienne et des nappes qui reçoivent des pluies actuelles, avec une composante d'évaporation signalée pour certaines eaux. C'est surtout les plans d'eau de surface qui décrivent très bien cette tendance, de même que les nappes subissant le phénomène de l'évapotranspiration lorsque les ouvrages qui y sont installés captent la frange superficielle de basfonds, où le niveau statique sub-affleure.

12.4.3. Connexions entre aquifères

L'oxygène 18 et le deutérium étant conservatifs dès qu'ils atteignent le niveau de la nappe, l'usage de ces isotopes est efficace pour étudier la possibilité d'une connexion. On étudie ici la différenciation des milieux d'un point de vue hydrochimique et pour en déduire leur degré de connexion et leurs conditions d'alimentation.

Dans le bassin versant, des différences sont mesurées dans les isotopes stables des eaux, mais elles ne sont pas trop significatives. Les isotopes ne suggèrent donc pas une homogénéité des eaux souterraines, on considère que le système n'est pas constitué par un aquifère unique. Nous ne sommes pas en présence systèmes indépendants, chacun d'entre eux ayant ses propres caractéristiques hydrauliques.

Discussion

Les eaux de notre zone d'étude sont acides avec des valeurs de pH compris entre 5,01 et 7,30 pour une moyenne de l'ordre de 6, et sont faiblement minéralisées, la conductivité électrique moyenne étant de $159,06 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et $215,9 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, respectivement pour les puits et les forages. Des travaux comme ceux de **Lasm et al. (2011)** et **Ahoussi et al. (2012)** ont relevé ces mêmes caractéristiques respectivement dans le Sud-ouest et le Nord-Est de la Côte d'Ivoire.

Les résultats traduisent au niveau des ions analysés dans les eaux, des teneurs plus élevées pour le calcium et le sodium. Cela pourrait être dû au fait que l'hydrolyse des roches, riches en feldspaths alcalins et en plagioclases acides et pauvres en ferromagnésiens, donne des teneurs en Ca^{2+} et en Na^+ dominantes pour les cations (**Faillat et Drogue, 1993**). La proportion assez importante d'anorthite dans les plagioclases, variété la plus facilement altérable, justifie que la concentration en Ca^{2+} soit supérieure à celle en Na^+ . La présence dans l'eau de CO_2 provenant des sols facilite l'hydrolyse qui permet, d'une part, la formation de HCO_3^- , et d'autre part, en supposant une évolution en milieu fermé, l'augmentation du pH. C'est la raison pour laquelle l'eau de la nappe de fissures présente simultanément les plus fortes teneurs en HCO_3^- et les plus forts pH.

Il est vraisemblable que Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- et une partie des cations, proviennent principalement de la pluie et du lessivage des sols par celle-ci.

Dans certains cas la totalité des anions d'acides forts (Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) et plus de la moitié des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) pouvaient, en zone de socle, être apportés par les précipitations.

La classification hydrochimique permet de distinguer trois hydrofaciès. Les eaux bicarbonatées calciques à magnésiennes sont les plus observées, et auxquelles s'ajoutent les eaux bicarbonatées sodiques et potassique et les eaux chlorurées sulfatées. La plupart des eaux de forage présentent le caractère bicarbonaté calcique, qui leur est caractéristique et comme le montrent d'autres auteurs (**Faillat et Drogue, 1993**).

Deux nappes sont superposées avec entre elles, une couche d'altérites constituant un écran de séparation à bien des endroits. L'origine des eaux de la nappe de fissures pourrait être due à une alimentation verticale à partir de points ponctuels, notamment les zones de fractures verticales et de la nappe sus-jacente, ou une alimentation horizontale, de provenance plus ou moins lointaine, en accord avec l'organisation classique des écoulements dans un aquifère. Dans le cas d'un écoulement lent vertical, les flux mis en jeu devraient être faibles devant les possibilités qu'offrent les apports latéraux.

La recharge est un mécanisme complexe favorisé par l'infiltration à l'intérieur de la zone non-saturée par l'eau de pluie à travers la matrice du sol, cette eau se mélangeant avec de l'eau déjà

évaporée et enrichie en isotopes stables d'une part, et d'autre part par une infiltration rapide et profonde suivant des réseaux qui court-circuitent la partie superficielle de la zone non-saturée. On en déduit les deux composantes de la recharge, une composante lente (recharge distribuée), et une composante rapide (recharge localisée).

Conclusion partielle

L'interprétation de l'ensemble des résultats hydrochimiques conduit à proposer, en accord avec les résultats hydrogéophysiques, le modèle d'organisation et de fonctionnement suivant sur le site: deux nappes sont superposées, et présentent localement une communication apparente, ou pour le moins réduite. La nappe supérieure correspond à la nappe phréatique à surface libre des altérites. Elle est alimentée directement par les pluies, et est facilement renouvelée. Sa faible minéralisation est due surtout aux apports météoriques. Elle alimente sources et ruisseaux en hautes eaux. La nappe inférieure, dans les fissures du granite sain, est séparée de la précédente par une couche à structure conservée, qui se comporte comme un niveau imperméable.

Elle est captive, bien alimentée latéralement par le réseau de fissures qui existe dans le massif. Son faible renouvellement expliquerait sa minéralisation relativement importante et croissante avec la profondeur.

On note de forts contrastes de conductivité électrique qui pourrait être dus au mécanisme de recharge, le temps de résidence, la différence de lithologie des sites de prélèvement des eaux.

On n'arrive pas pour le moment à faire le lien entre la géologie et l'hydrogéochimie.

CHAPITRE 13 : HYDRODYNAMISME ET POTENTIALITES

HYDROGEOLOGIQUES DES AQUIFERES

Les puits traditionnels et modernes de 10 à 20 m de profondeur, captent uniquement l'horizon des altérites. Les forages de 50 m de profondeur, voire plus, atteignent le socle fissuré et captent uniquement la zone fissurée.

13.1. Influences du pompage sur les chroniques piézométriques

L'effet du pompage d'eau sur les chroniques piézométriques est observé et analysé sur les ouvrages des Tangafila et de NGanon. Ces chroniques mettent en relief les niveaux piézométriques d'équilibre après un rabattement moyen de 2,02 m dans le forage de Tangafila et d'environ 2,53 m dans celui de NGanon. Les amplitudes de ces variations sont donc différentes, le rabattement de la nappe plus faible à Tangafila et plus important à NGanon. La présence de basfonds aux environs de Tangafila pourrait influencer sur la faiblesse du rabattement piézométrique. En revanche, le rabattement piézométrique important observé sur le forage de NGanon pourrait être soumis à une faible drainance.

D'autre part, cette différence d'amplitude de rabattement observée pourrait s'expliquer par le fait que le forage de NGanon est le seul en exploitation dans le village. La population le sollicitant est plus nombreuse que celle de Tangafila où deux forages sont en exploitation, avec en appui des puits traditionnels et modernes. Toutefois, les débits pompés sont variables au cours du temps, mais aussi différents, montrant ainsi le caractère hétérogène du système hydrogéologique.

Lors de la période de hautes eaux, d'août à octobre, les niveaux piézométriques de la nappe libre des altérites atteignent la surface du sol lors des crues. En basses eaux, sur le site expérimental, le niveau de cette nappe baisse considérablement avec pour conséquence le tarissement ou l'assèchement de certains puits.

La nappe sous-jacente du réseau de fissures est captive sous les altérites granitiques à structure conservée. Les niveaux piézométriques y sont également proches du sol (moins de 10 m) en hautes eaux, et sont à plus de 16 m en basses eaux, ceci sous l'effet des pompages d'exploitation et du tarissement naturel.

13.2. Variation spatiale de la piézométrie

Les cartes piézométriques réalisées permettent de rendre compte de l'état de la nappe durant les périodes extrêmes des hautes et basses eaux du cycle hydrologique, de relever l'évolution de la

nappe en fonction des saisons, d'observer le type d'écoulement de différents secteurs, ainsi que les relations entre les ouvrages et les facteurs à l'origine des variations de leur niveau d'eau.

Les cartes des figures 69 et 70 présentent la piézométrie de la zone d'étude respectivement pour la période de basses eaux (avril 2014) et de hautes eaux (octobre 2014) réalisées à partir des mesures des niveaux d'eau.

L'écoulement s'effectue vers la partie centrale du bassin, vers les axes de la rivière sur l'essentiel de l'étendue du bassin. L'analyse de la carte piézométrique en période de basses eaux permet d'identifier pour un grand nombre de forages des cônes de rabattement autour d'eux. Les zones autour de Koni, de Séguétiélé et surtout de Dalevogo se présentent comme étant des cônes de rabattement pour les écoulements souterrains qui s'y produisent, aussi bien en période de basses eaux qu'en période de hautes eaux.

Les forages de la partie centrale du bassin, à l'exception de ceux de Tangafla et de Tarato, sont caractérisés par de forts gradients hydrauliques dans la zone de Katiaga et dans le secteur Koni – Fononfila à l'Est. Le plus fort gradient hydraulique de la zone d'étude s'observe dans le secteur Siempurgo – Séguétiélé.

La saison sèche est marquée par le tarissement des bras des rivières et des ruisseaux temporaires, surtout dans les parties situées au Sud, à l'Ouest et au Nord-ouest de la zone d'étude.

En période de basses eaux, la cote piézométrique est au-dessus de la cote du lit des cours d'eau, les bras de rivières drainent l'aquifère dans les secteurs comme Séguétiélé et Dalevogo dans la partie centrale. Dans d'autres endroits, où nous avons mesuré l'altitude du lit de la rivière, tels que NGanon et Kombolokoro, la nappe alimente la rivière.

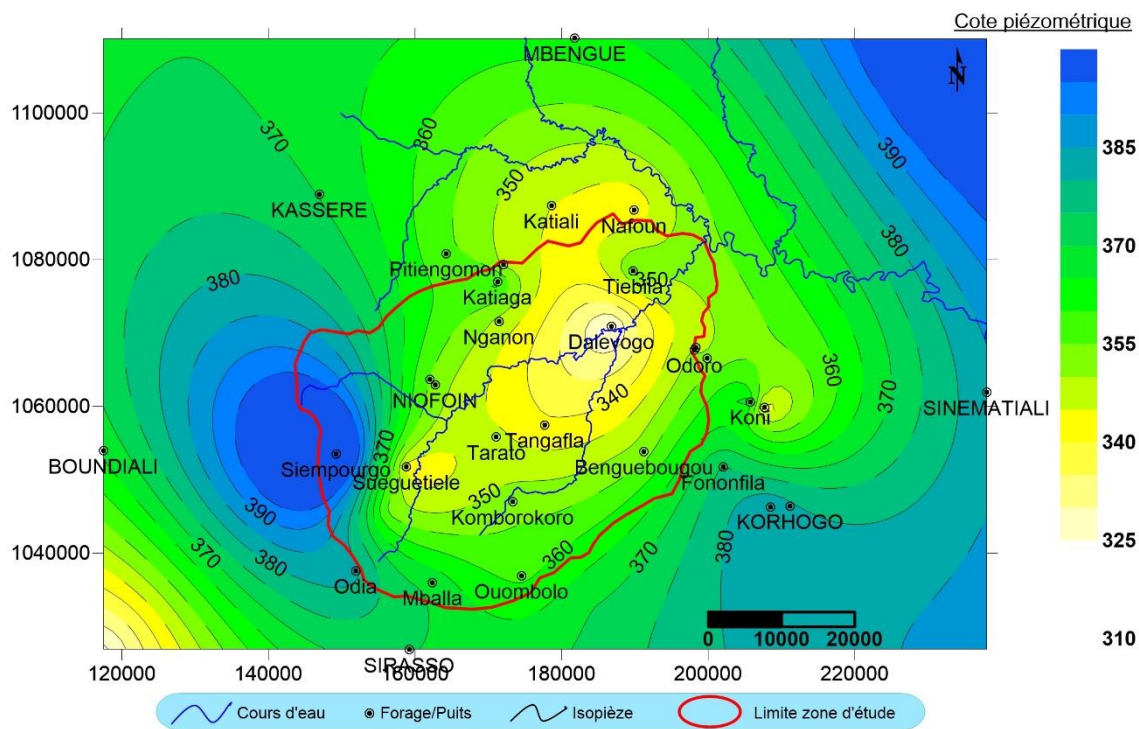


Figure 69 : carte piézométrique des basses eaux (avril 2014)

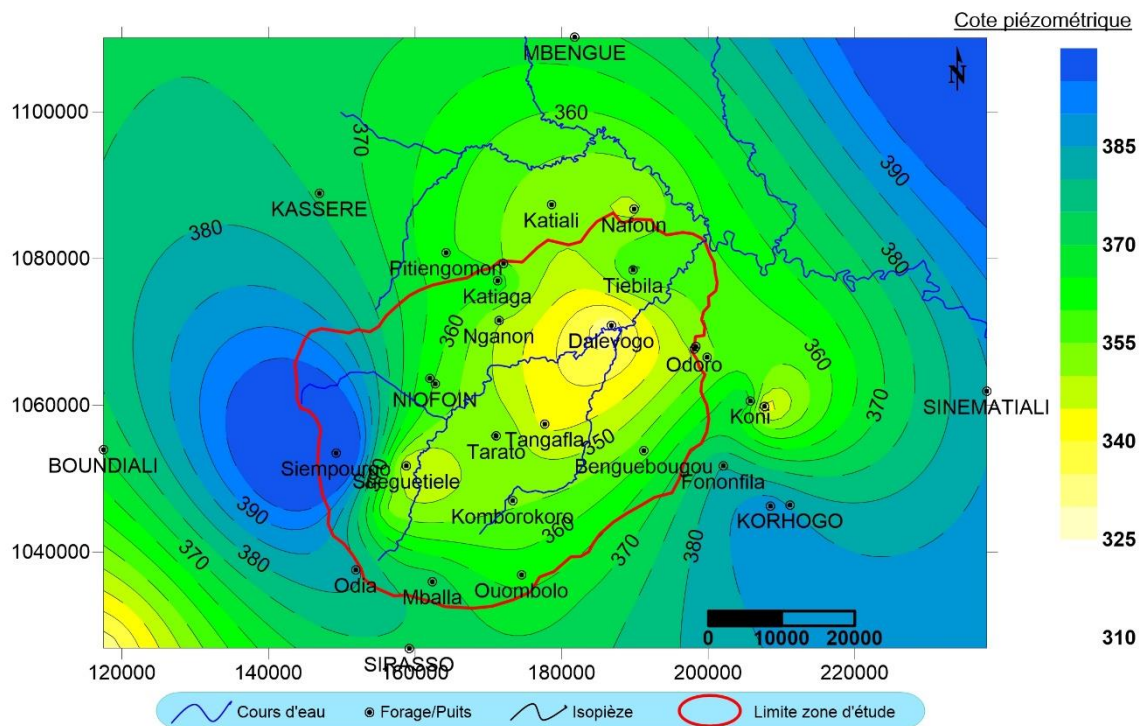


Figure 70 : Carte piézométrique des hautes eaux (octobre 2014)

13.3. Variation temporelle de la piézométrie

L'allure générale de la profondeur piézométrique pour chaque ouvrage a été présentée, de même que celle de la cote piézométrique pour identifier les nappes en présence et les relations qui existent entre elles dans des secteurs définis du bassin.

La nappe du forage de NGanon présente globalement un niveau d'équilibre au dessus de celui de Tangafla (Figure 71). Les amplitudes des fluctuations dues aux prélèvements (pompages quotidiens) sont plus importantes à NGanon qu'à Tangafla, et sont respectivement de 2,53 m et 2,02 m en moyenne. Les premières recharges au niveau des nappes s'observent après le mois de mai. Elles sont stationnaires jusqu'en août à NGanon et durent moins à Tangafla. A la suite de cela, une recharge rapide et importante se déroule alors au niveau des nappes, pour atteindre la cote la plus élevée enregistrée en octobre, comme partout ailleurs sur le bassin, période correspondant à celle des hautes eaux. A partir du mois d'octobre, le niveau des nappes baisse progressivement et lentement jusqu'en mai, pour redevenir stationnaire lorsque les premières eaux constituant la recharge les atteindront.

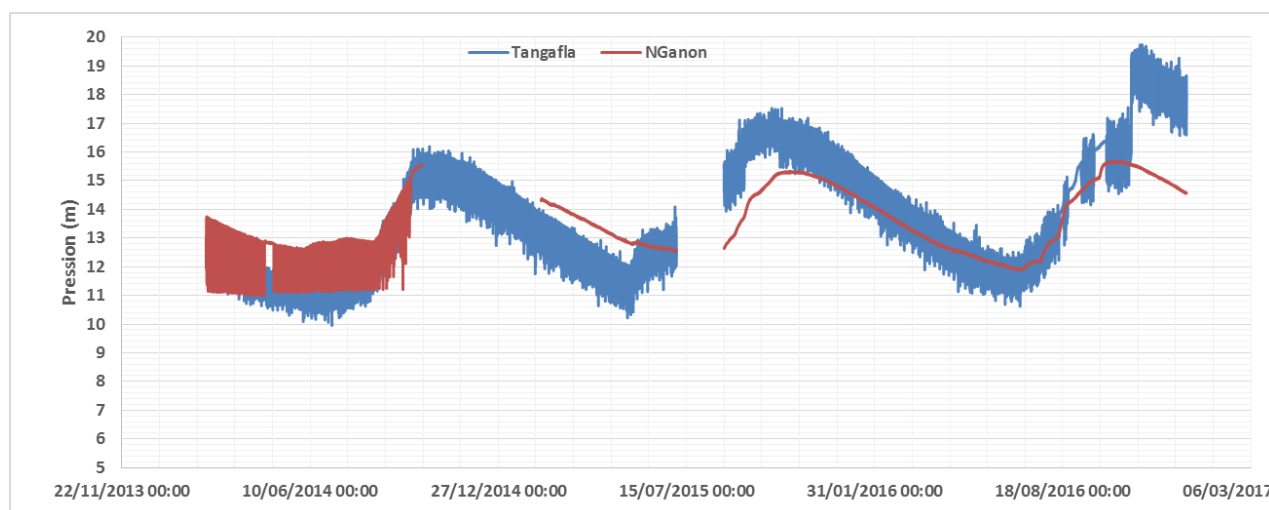


Figure 71 : Carte de la variation du niveau piézométrique sur les sites de NGanon et Tangafla (piézogramme)

L'évolution temporelle de la piézométrie (Figure 72) renseigne sur les variations opérées au cours du temps et donne une idée de la tendance de cette évolution. De façon générale, une tendance à la baisse du niveau de la nappe est observée. Les amplitudes des variations les plus importantes sont notées à Kolokpo, Katiali, Tangafla, Tiébila. Par contre Koni, Kombolokoro, Kamara, Ouombolo, enregistrent des amplitudes de variations faibles du niveau de la nappe.

Les profondeurs d'eau les plus importantes sont observées à Kolokpo, NGanon et Ouombolo.

L'évolution temporelle de la cote d'eau (Figure 73) renseigne non seulement sur les variations opérées au cours du temps et sur la tendance de cette évolution, mais aussi elle permet d'identifier les nappes en présence et les ouvrages captant la même nappe. Elle donne aussi une idée sur l'organisation de l'écoulement souterrain. Les cotes les plus élevées concernent les localités de Odi, de Ouombolo, MBalla, Kombolokoura, alors que les plus basses portent sur les localités de Bodonon, Tangafla, Séguétiélé et Dalevogo proches de la rivière ou dans des basfonds. Aussi, les cotes d'eau sont dans la même gamme pour les ouvrages de Katiaga, Pitiengomon, NGanon, Katiali, Niofoin, Benguébougou, Tarato, Kamara, Kombolokoro, Kolokpo et Bodonon.

La variation mensuelle de la piézométrie permet d'identifier les différents comportements et les périodes de recharge. Les ouvrages du quartier Mont Korhogo Ordinaire, Bodonon, Koni, Odo, Benguebougou, Pitiengomon, NGanon, Kombolokoro, Seguétiélé, Kamara, Odi, Ouombolo et Kombolokoura présentent le même comportement avec une amplitude de variation plus faible. En revanche, les ouvrages de Tiébila, Katiali, Kolokpo, Katiaga, MBalla, Niofoin et Tangafla présentent aussi le même comportement, avec des périodes de recharge et de vidange distinctes, et une amplitude de variation plus grande.

En 2013, on observe une période recharge allant de Juillet à Novembre, plus longue que celle de 2014, allant de Juillet à Octobre, suivie d'une période de vidange plus longue.

Ces comportements et variations peuvent s'expliquer par la différence de lithologie, eu égard au stockage qu'elle renferme, et aussi par l'occupation du sol, notamment son impact sur la recharge.

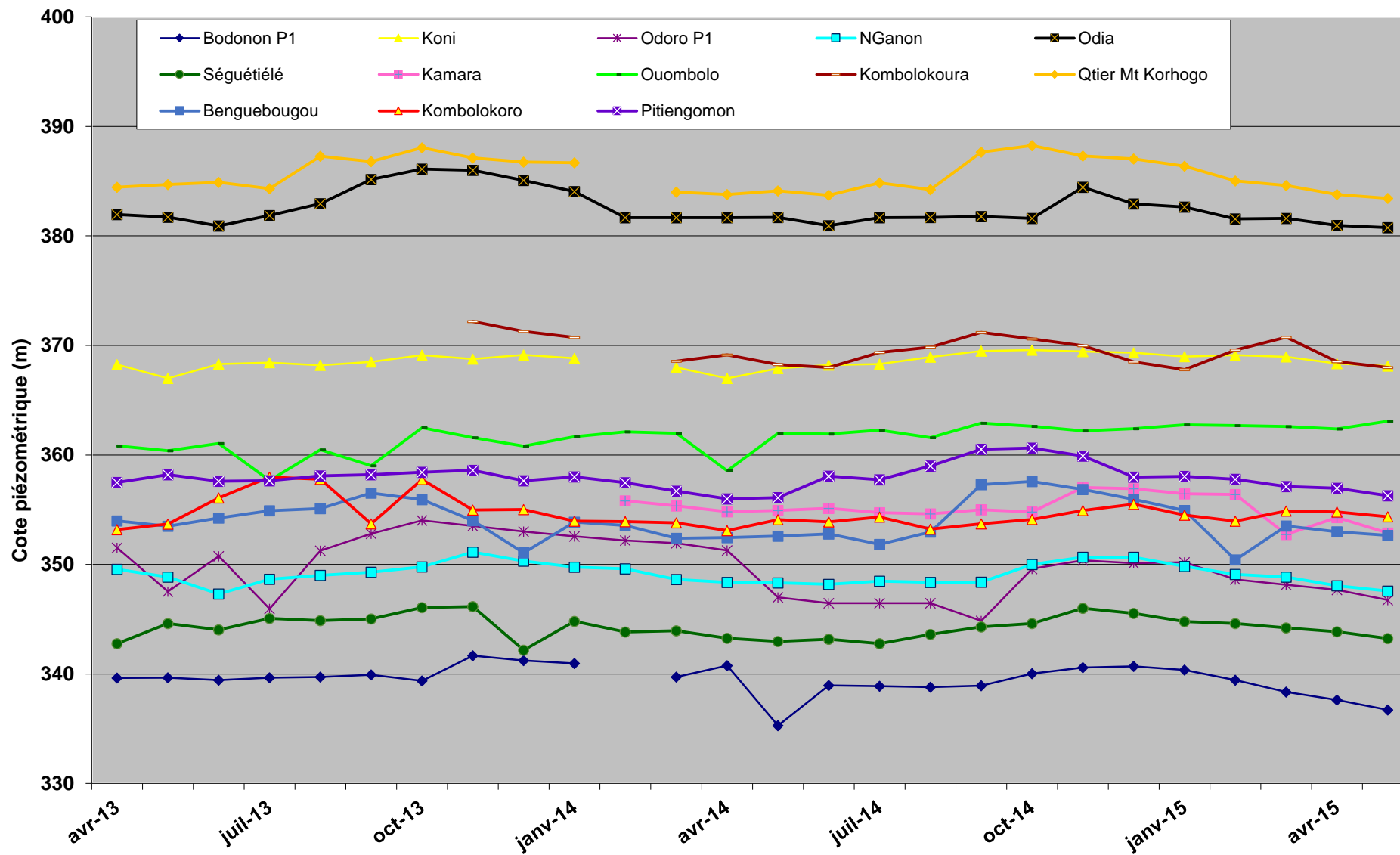


Figure 72 : Graphique de variation des cotes piézométriques à faible amplitude de variation

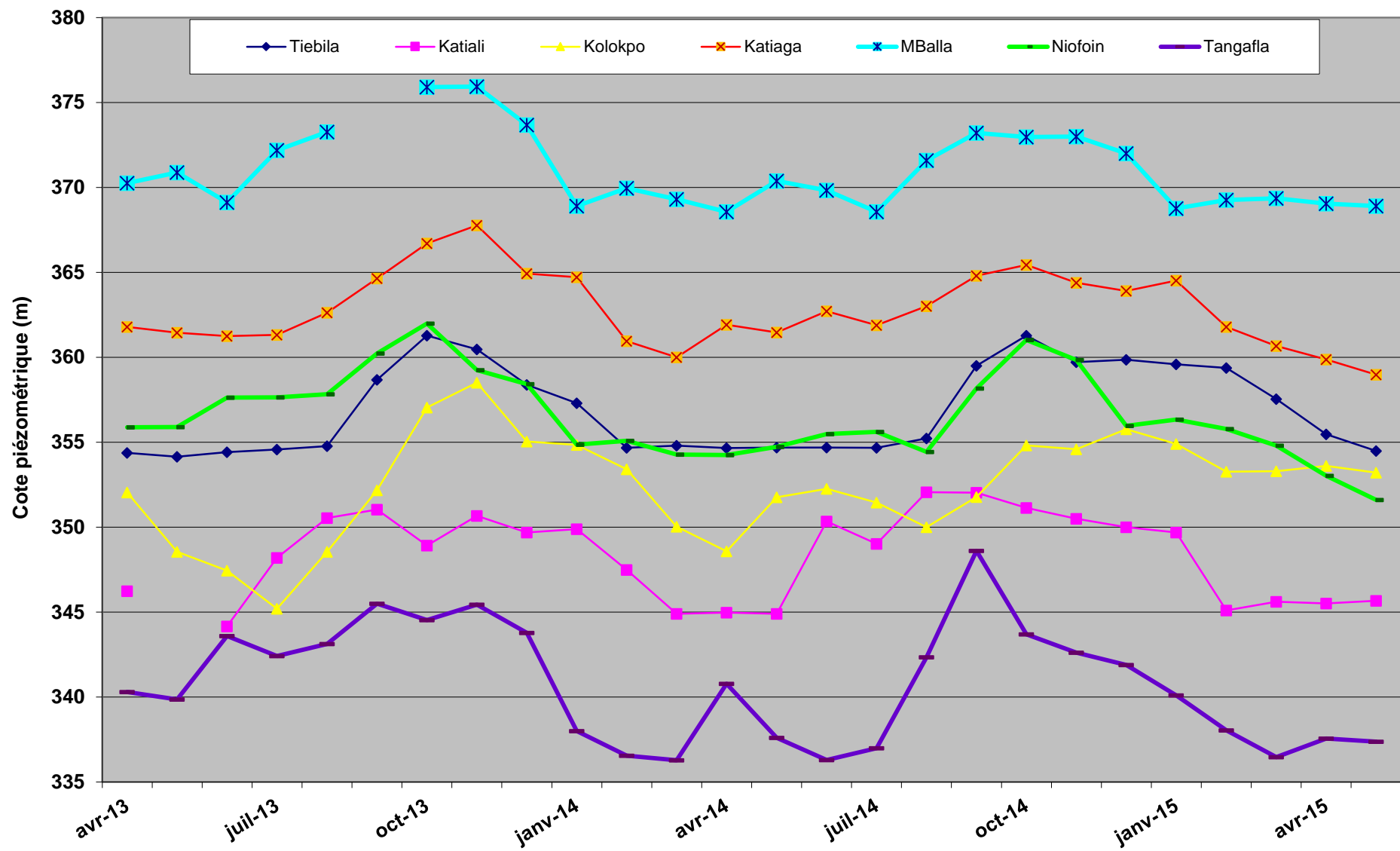


Figure 73 : Graphique de variation des cotes piézométriques à forte amplitude de variation

La figure 74 donne l'image du socle sur la zone d'étude, montrant une irrégularité de sa surface. A partir des relevés piézométriques, nous présentons l'évolution de la surface piézométrique pour la période des hautes eaux, et surmontant le toit du socle dans un bloc diagramme (Figure 75).

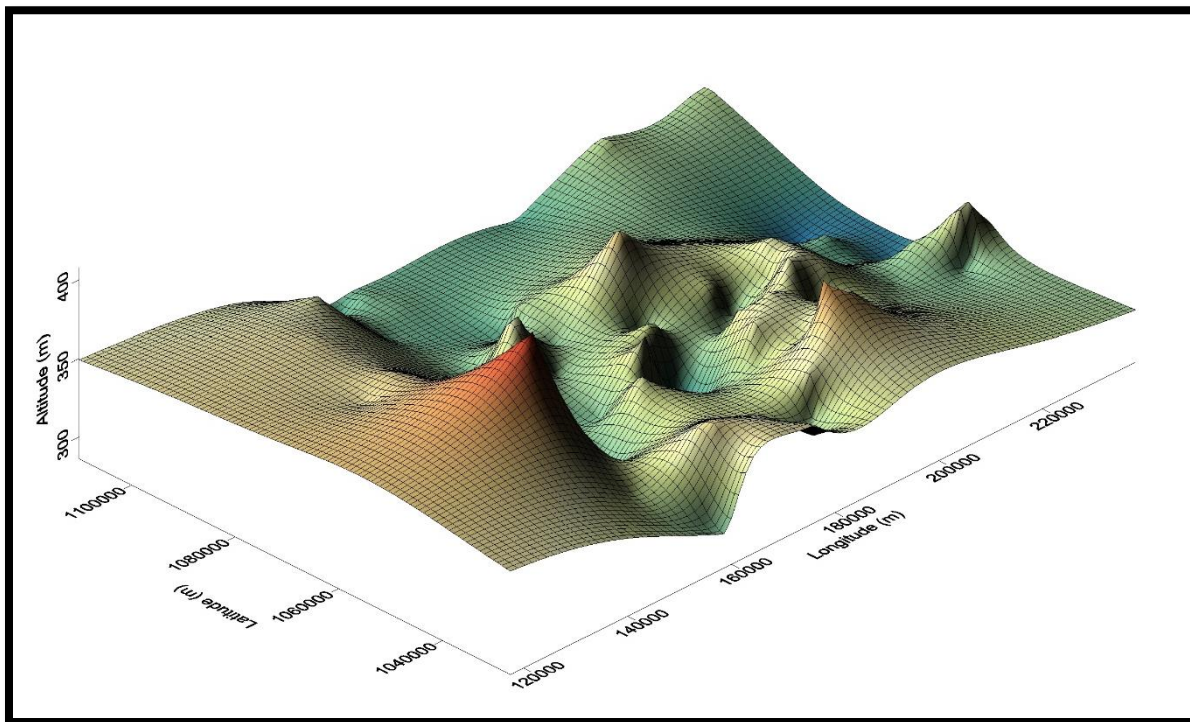


Figure 74 : Bloc diagramme toit du socle

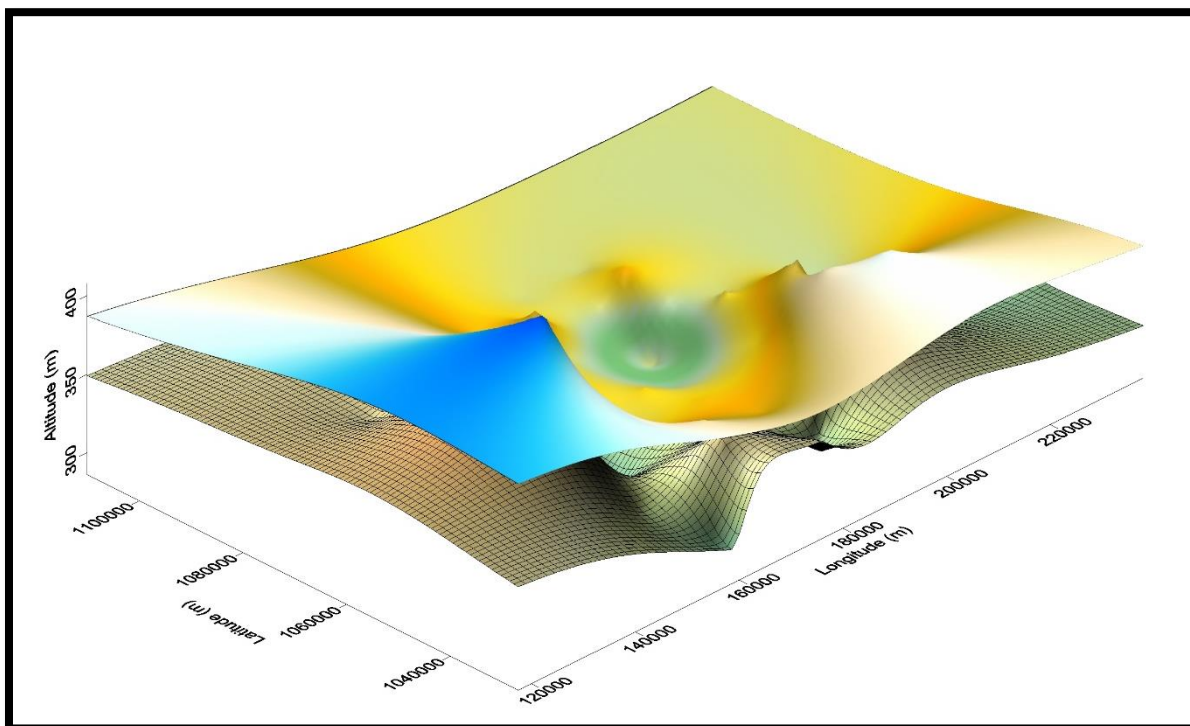


Figure 75 : Bloc diagramme des hautes eaux (octobre 2013) et toit du socle

13.5. Paramètres hydrodynamiques et potentialités hydrogéologiques

L'interprétation des essais de pompage par les méthodes de Jacob, de Theis et de Hantush a permis de déterminer les valeurs de transmissivité T . L'absence de piézomètre d'observation ne permet pas de déterminer le coefficient d'emmagasinement.

La plupart des graphiques d'essais de pompages réalisés indiquent une atténuation de la pente de descente marquant un phénomène de drainance. Ce phénomène, souvent observé dans les aquifères de socle (Faillat et Droque, 1987), traduit une alimentation de l'aquifère fissuré par les altérites sus-jacentes. Cela est mis en évidence par les graphiques des essais de pompages effectués sur les forages de Tangafila (Figure 76), de Lofiné (Figure 77) et de Solognougo (Figure 78).

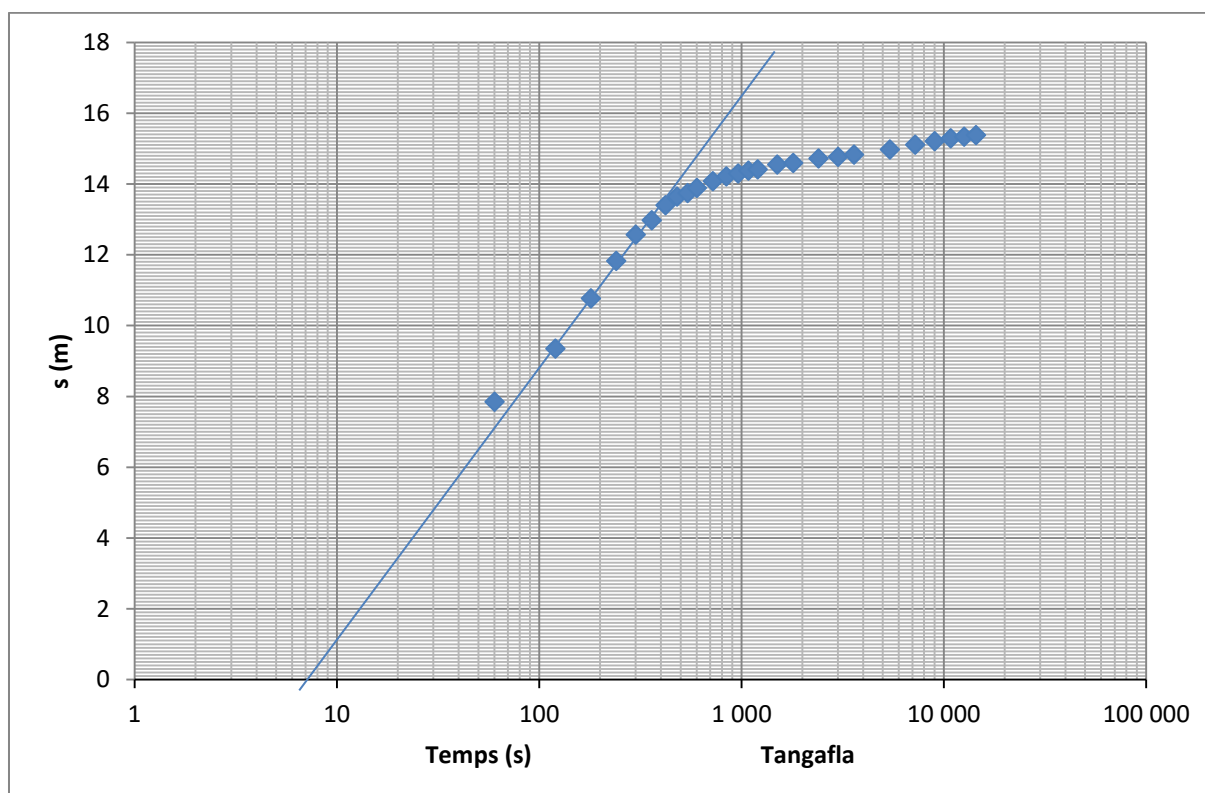


Figure 76 : Graphique du rabattement en fonction du temps sur le forage de Tangafila

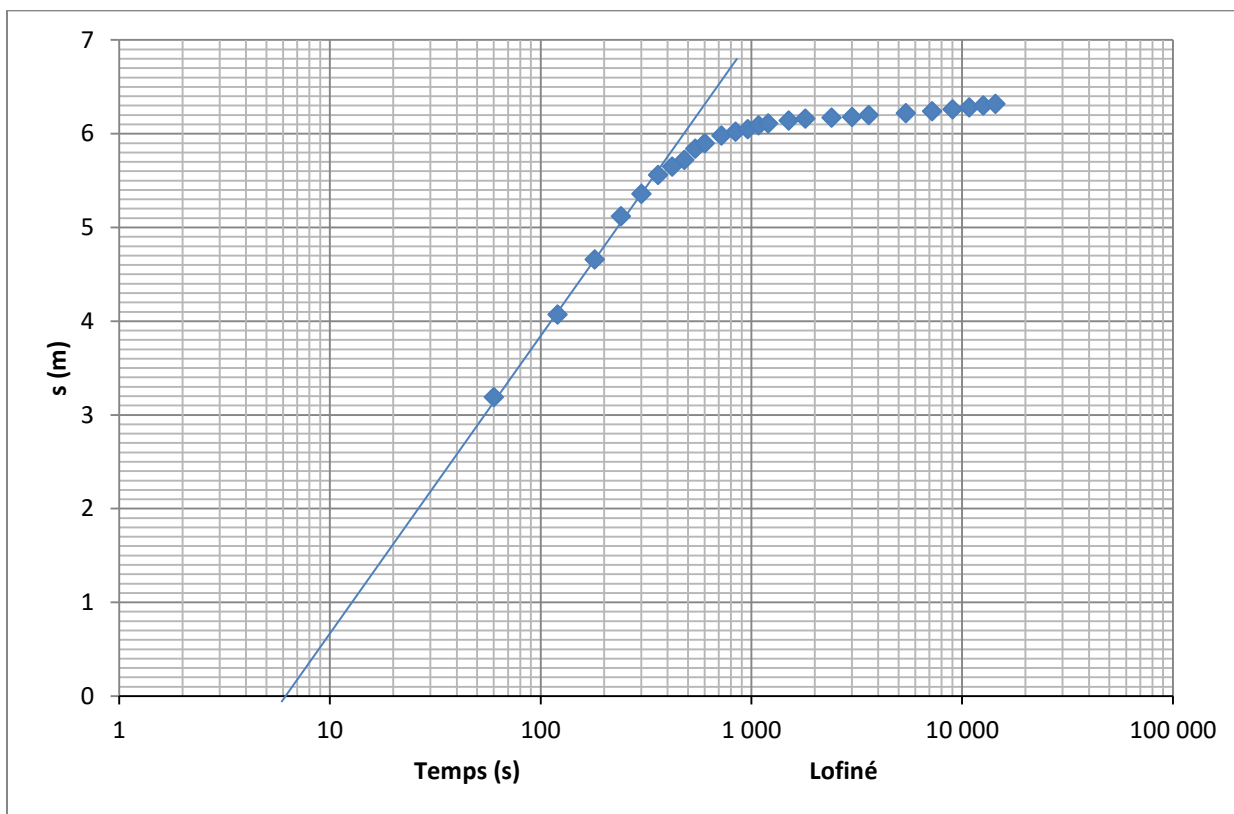


Figure 77 : Graphique du rabattement en fonction du temps sur le forage de Lofiné

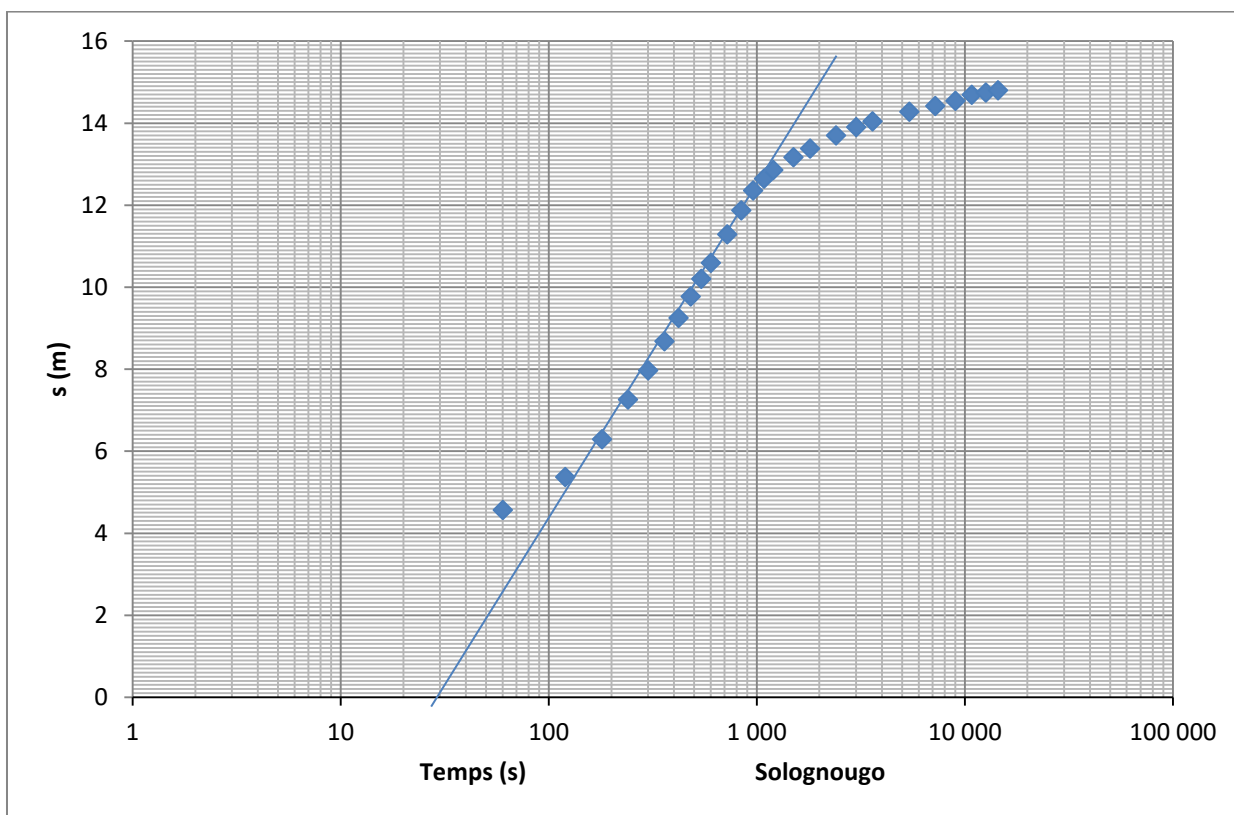


Figure 78 : Graphique du rabattement en fonction du temps sur le forage de Solognougou

Lors des essais de pompage à débit constant, une stabilisation des niveaux dans les forages est observée. Cette stabilisation est interprétée à partir de la théorie de Theis par une réalimentation de la nappe captive par la nappe libre sus-jacente qui percole à travers une couche semi-perméable qui les sépare, ainsi donc par le processus de drainance. Pour la mise en évidence de ce processus de drainance lors des essais de pompage, un algorithme d'inversion de la solution analytique de Hantush basée sur la théorie de Theis et développé sous Matlab a été utilisé.

Nous présentons pour les forages de Kamara (Figure 79) et de Masséguéré (Figure 80), les fits obtenus à partir du modèle de Hantush et de Theis pour la courbe de rabattement.

Ces deux modèles présentent une même évolution temporelle, puis divergent jusqu'à la fin du pompage.

C'est le modèle de Hantush qui permet une meilleure reproduction des données brutes de rabattement en fonction du temps.

Ce comportement indique que la signature de l'hétérogénéité est marquée plusieurs heures après le début du pompage.

La stabilisation superposée du modèle de Hantush et des points expérimentaux est obtenue au moyen de valeurs caractéristiques de la couche sus-jacente, à savoir les valeurs de transmissivité et de coefficient d'emménagement pratiquement identiques à celles de l'aquifère principal, son épaisseur et sa perméabilité variables.

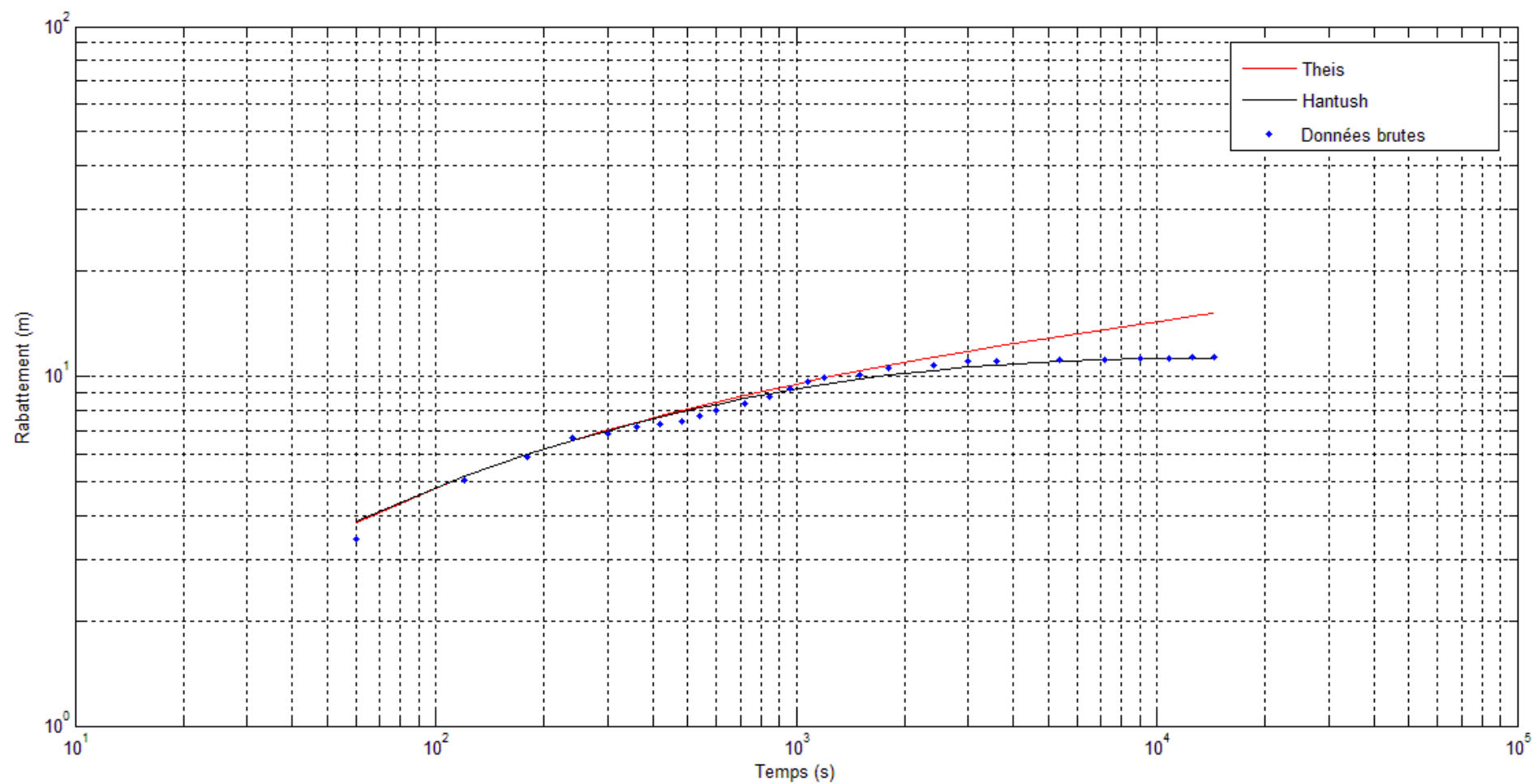


Figure 79 : Graphique du rabattement en fonction du temps suivant la comparaison Theis-Hantush pour le forage de Kamara

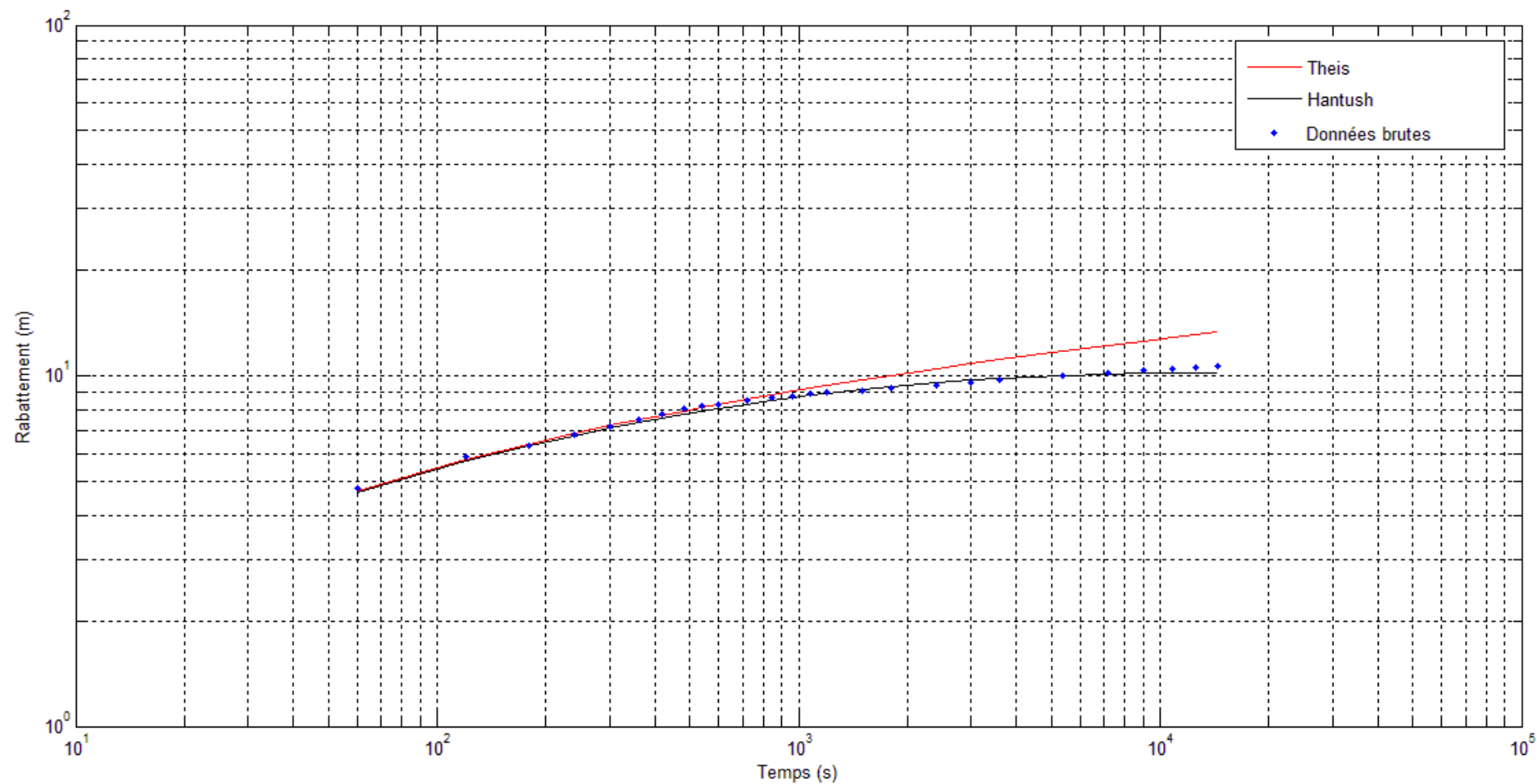


Figure 80 : Graphique du rabattement en fonction du temps suivant la comparaison Theis-Hantush pour le forage de Masseguéré

Le tableau X donne un récapitulatif des valeurs de transmissivité obtenues par les méthodes de Theis, Jacob et Hantush à partir de certains forages de la zone d'étude. Il renseigne aussi sur la transmissivité (T_d), l'épaisseur (b') et la perméabilité (K') de la couche d'altérites sus-jacente suivant la solution analytique de Hantush par un code développé sous Matlab.

Tableau X : Transmissivités estimées d'après Theis / Jacob et Hantush

Villages	Débit (m ³ /h)	Profondeur (m)	Theis / Jacob	Hantush		
			T (m ² /s)	T _d (m ² /s)	b' (m)	K' (m/s)
Siempurgo	10	40,5	7,23E-04	7,23E-04	4	7,27E-05
Lafing	10	50	1,34E-04	1,34E-04	5	5,00E-05
Pinvoro	1	49,5	1,96E-05	1,96E-05	4	2,16E-04
Sienré	1,4	44	2,64E-05	2,64E-05	3	2,58E-05
Bevogo I	1	45	7,95E-06	7,95E-06	3	5,25E-05
Donatevogo	1	49	1,32E-05	1,32E-05	4	6,50E-05
Fononvogo	1	52	5,96E-06	5,96E-06	3	1,01E-05
Kazievogo	1,2	54	1,74E-05	1,74E-05	4	5,00E-05
Kokaha	3	61	1,00E-04	1,00E-04	2	1,07E-04
Koni	1,6	43	1,00E-05	1,00E-05	3	1,02E-04
Lofiné	3	48	5,08E-05	5,08E-05	3	2,30E-04
Nangakaha	3,6	58	2,45E-04	2,45E-04	7	1,60E-05
Odoro	1	43	1,82E-05	1,82E-05	3	2,48E-05
Pignon	2,7	50	2,20E-05	2,20E-05	3	1,87E-05
Bougou	2	43	1,67E-05	1,64E-05	4	2,22E-04
Kaloa	5,4	67	1,70E-05	1,70E-05	3	9,75E-05
Kaniéné	1,2	61	8,71E-06	8,71E-06	3	3,10E-05
Massegueré	1,6	43	2,23E-05	2,23E-05	3	2,00E-05
Soleya	1	67	3,26E-06	3,46E-06	3	2,78E-05
Solognougou	1,3	67	8,11E-06	8,11E-06	2	5,00E-05
Gadoumon	3,9	50	3,60E-05	3,00E-05	2	8,00E-05
Kamara	1,8	57	1,90E-05	1,85E-05	3	5,63E-05
Tangafla	9,2	61	8,50E-05	8,50E-05	2	8,80E-05
Mballa	2,5	43	4,70E-05	4,70E-05	5	1,31E-05
Ouombolo	4,3	49,5	1,41E-04	1,41E-04	10	2,20E-06
Soumon	0,7	59	4,49E-06	4,49E-06	4	1,33E-05

La profondeur totale des forages varie entre 38 à 85,70 m avec une moyenne de 54,67 m. L'épaisseur des altérites est comprise entre 6,40 et 66,60 m, avec une moyenne de 35,92 m.

L'étude des paramètres des forages permet de distinguer différentes classes de débits sur différents secteurs de la zone d'étude (Tableau XI).

Tableau XI : Classes des débits dans la zone d'étude

Classes de débit (Q)	
$Q \leq 1 \text{ (m}^3/\text{h)}$	Très faible
$1 < Q \leq 3 \text{ (m}^3/\text{h)}$	Faible
$3 < Q \leq 5 \text{ (m}^3/\text{h)}$	Moyen
$Q > 5 \text{ (m}^3/\text{h)}$	Elevé

Les valeurs de transmissivité sont comprises entre $2,38 \cdot 10^{-6}$ et $7,23 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$, avec une moyenne de $9,54 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$. Trois classes de transmissivité sont ainsi définies (Tableau XII) :

Tableau XII : Classes des transmissivités dans la zone d'étude

Classes de transmissivité (T)	
$10^{-6} < T \leq 10^{-5} \text{ (m}^2/\text{s)}$	Faible
$10^{-5} < T \leq 10^{-4} \text{ (m}^2/\text{s)}$	Moyenne
$T > 10^{-4} \text{ (m}^2/\text{s)}$	Elevée

Les débits varient entre 1 et $18 \text{ m}^3/\text{h}$, le débit moyen étant de $3,63 \text{ m}^3/\text{h}$ sur l'ensemble du bassin versant. Les plus fortes valeurs, de l'ordre de $10 \text{ m}^3/\text{h}$ et correspondant à une transmissivité élevée (supérieure à $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$) sont observées à Dalevogo, à Kafa, à Fononfila, à Kondolo et dans le secteur Siempurgo, Fonondara, Tiasso, Lafing, à l'Ouest du bassin. Egalement, de fortes valeurs de débits, avec une transmissivité moyenne, sont observées à Tangafila, à Sakouma, à Kassoumbarga, à Lataha, à Lito et à Dagba.

On note aussi que des points à débit moyen et à transmissivité élevée sont relevés à Ouombolo, à Kokaha, à Nangakaha, à Fondonovogo.

En revanche, des points à débit faible et à transmissivité élevée sont observés à Benguebougou, à Tawara et dans le secteur Donvogo – Nandjolvogo à l'Est du bassin versant.

Les débits très faibles à faibles avec des transmissivités faibles de l'ordre de $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ sont identifiés un peu partout sur la zone d'étude, dans des endroits comme Soumon, Fapaha, Fononvogo, dans le secteur Kaniéné, Solognougo, Soleya au Nord-ouest de bassin, de même que dans le secteur Tongon, Bèvogo.

Ces résultats témoignent de la forte dispersion des paramètres de transmissivité et de débit des forages sur la zone d'étude (Figures 81 et 82). Cette dispersion reflète la complexité et

l'hétérogénéité structurale du milieu géologique. La classe la plus importante est celle de la moyenne qui a des valeurs comprises entre 10^{-5} et 10^{-4} m²/s. Plus de la moitié des ouvrages ont des transmissivités supérieures à 10^{-5} m²/s.

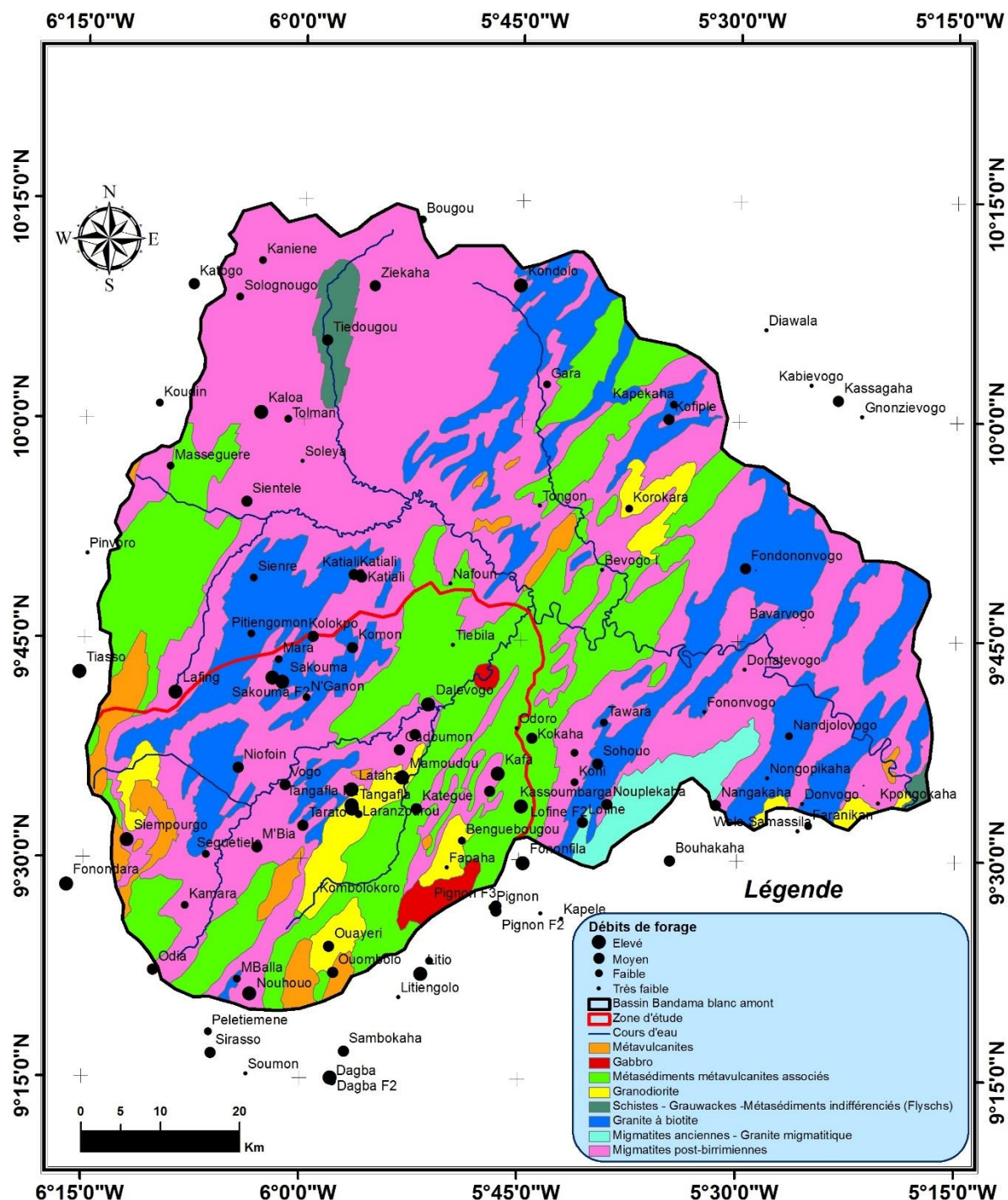


Figure 81 : Carte de distribution du débit des forages

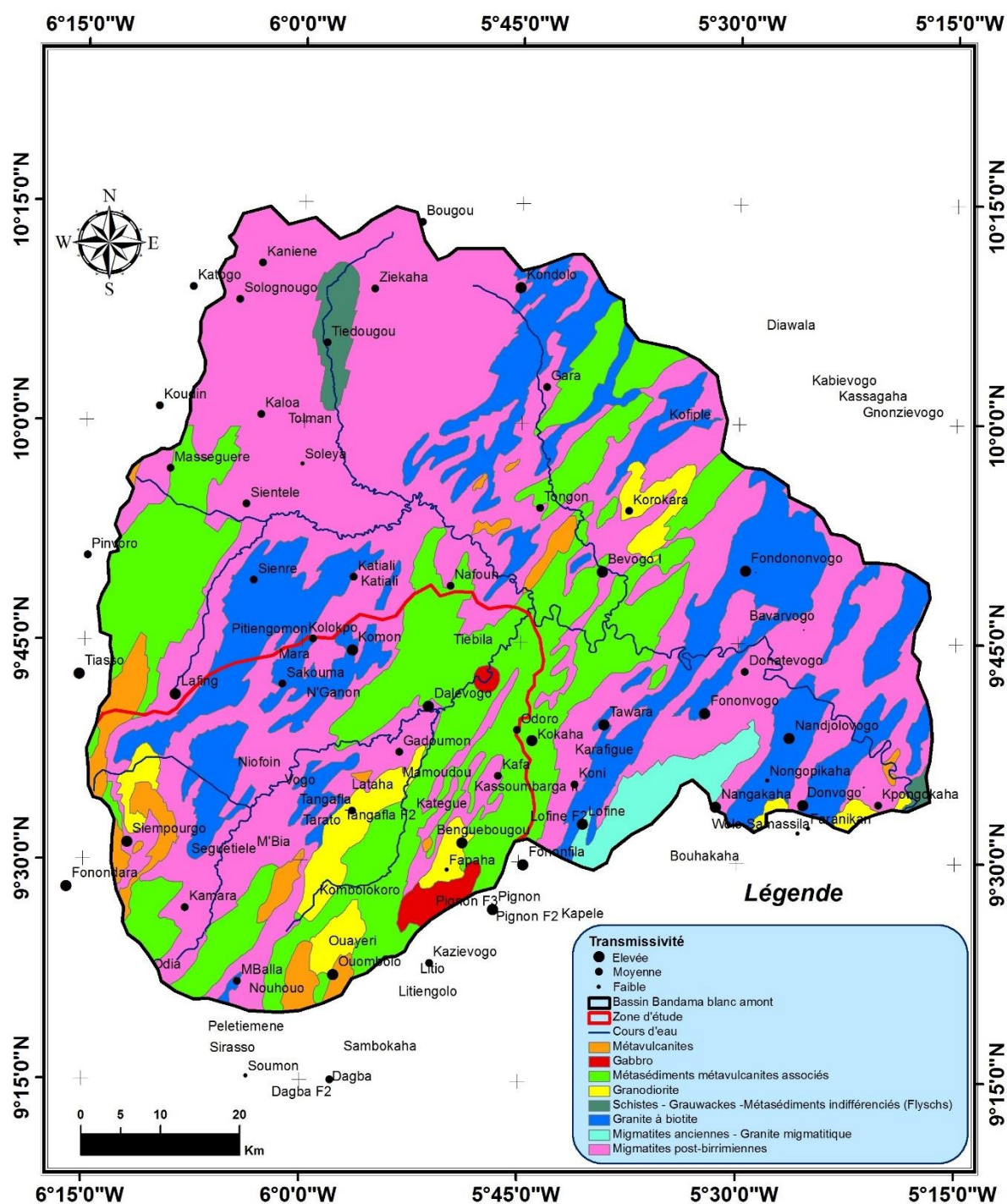


Figure 82 : Carte de distribution de la transmissivité

Etude de la corrélation entre la transmissivité et le débit des forages

Différents groupes se distinguent de l'analyse du graphique de la transmissivité en fonction du débit des forages (Figure 83). Les débits les plus forts ont une transmissivité de l'ordre de 10^{-4} m^2/s . Le plus grand nombre de forages ont des débits de très faibles à faibles, avec une transmissivité de l'ordre de 10^{-6} m^2/s .

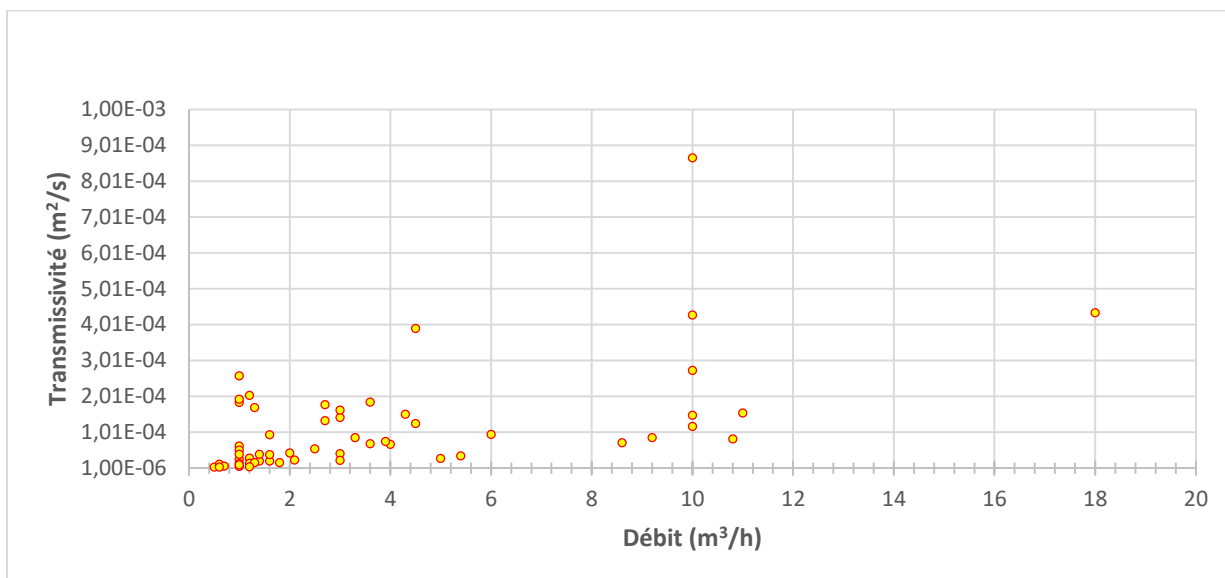


Figure 83 : Graphique de corrélation débit – transmissivité

L'analyse des graphiques (Figures 84 et 85) n'indique pas de relation particulière entre l'épaisseur d'altération et les paramètres de débit de forage et la transmissivité. Il en ressort que les débits et transmissivités les plus forts sont obtenus avec des épaisseurs de la gamme 23 – 50 m.

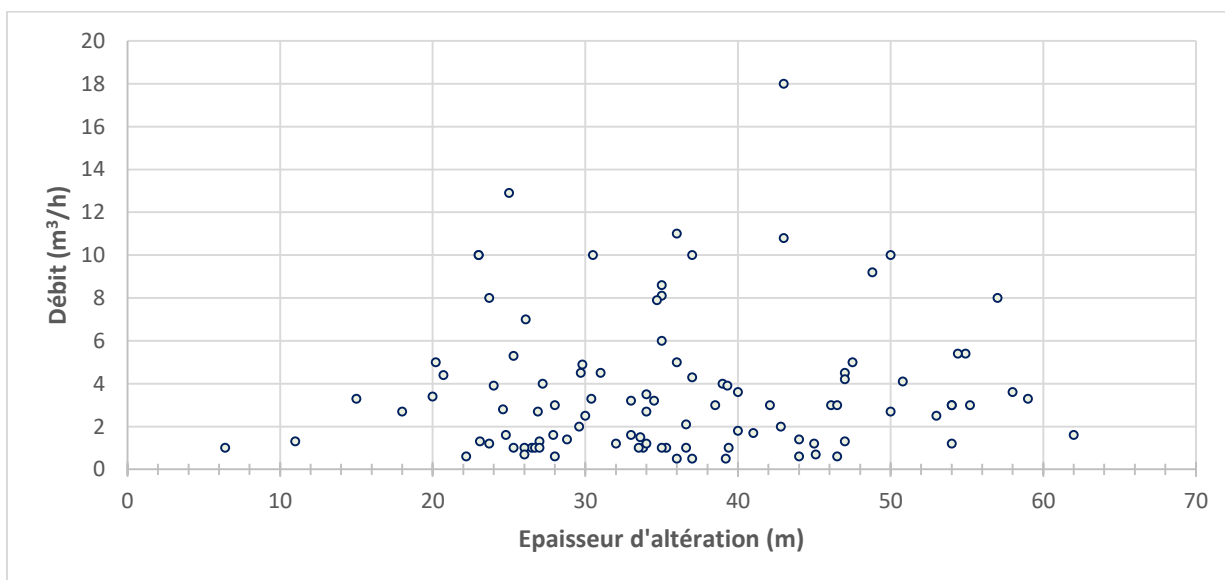


Figure 84 : Graphique de corrélation épaisseur d'altération - débit

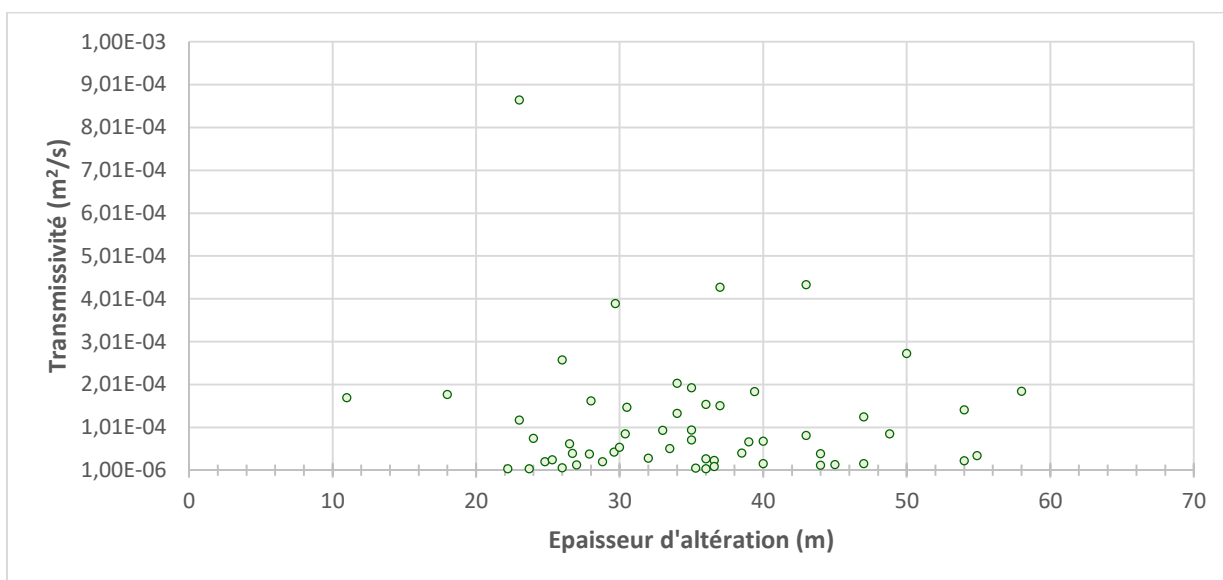


Figure 85 : Graphique de corrélation épaisseur d'altération - transmissivité

Les figures 86 et 87 représentent respectivement les graphes de la profondeur totale des forages en fonction du débit et de la transmissivité des ouvrages. L'analyse des graphiques de ces figures montre l'absence de corrélation significative entre la profondeur totale et ces deux paramètres. Par contre, les transmissivités et les débits les plus importants sont observés pour une profondeur totale comprise entre 45 et 60 m.

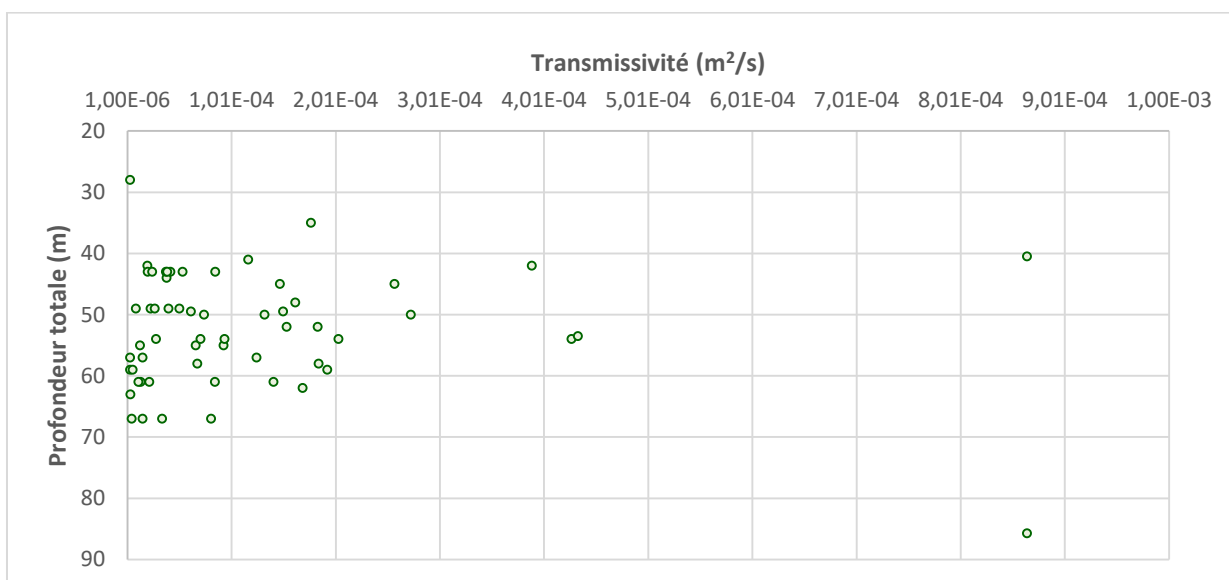


Figure 86 : Graphique de corrélation profondeur totale - transmissivité

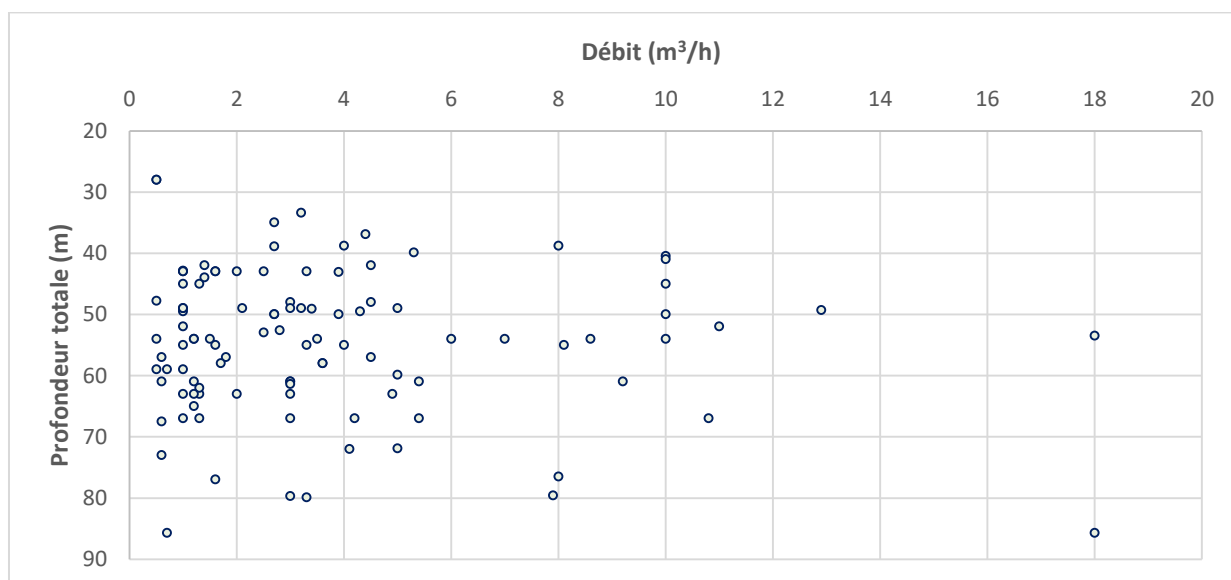


Figure 87 : Graphique de corrélation profondeur totale - débit

Discussion

L'analyse des propriétés hydrauliques des forages existants, en rapport avec l'étude de la géométrie de l'aquifère, montrent que les forages de la zone d'étude sont susceptibles de produire des débits exploitables importants (**Lachassagne et Wyns, 2005**). Cette productivité est influencée par le faciès lithologique, la présence ou non d'altérites, la connectivité hydraulique des fractures recoupées par les ouvrages (**M'Bonu, 1991**).

Le débit moyen obtenu sur notre zone d'étude est de 3,6 m³/h, conforme aux résultats des travaux de **Leblond (1984)** montrant que les aquifères captés dans une telle zone de socle fournissent des débits dont la moyenne est de l'ordre de 3,2 m³/h. Cependant, certains ouvrages fournissent de très faibles débits, voire sont abandonnés pour des raisons beaucoup plus de tarissement que de qualité de l'eau.

Sur la période d'étude, une baisse générale du niveau piézométrique est observée dans les forages, doublée d'un tarissement inhabituel de certains ouvrages et rivières, et la réduction considérable de la cuvette des points d'eau de surface. Cela est aussi constaté par **Soro et al. (2007)** dans leurs travaux expliquant que la baisse des niveaux statiques des forages serait attribuée aux déficits pluviométriques chroniques relevés en Côte d'Ivoire. De même, d'autres auteurs montrent que cette baisse du niveau piézométrique est souvent due au drainage vers les cours d'eau pérennes ou autres points d'eau environnants (**Marechal et al., 2006**).

Les résultats de notre étude laissent présager que les forages captent une zone fissurée à nappe captive, surmontée d'une matrice semi-captive d'altérites, en conformité avec le modèle conceptuel d'aquifère de socle constitué d'un réservoir d'altérites semi-perméable, à fonction capacitive et alimenté par la surface, et surmontant un aquifère de fissures ou de failles, captif, à fonction essentiellement conductrice (**Engalenc, 1978; Detay et al., 1989**). Au niveau des granitoïdes,

l'importance des débits dans ces aquifères est liée à la densité de fissuration et à la perméabilité de la tranche altérée (Savadogo, 1984; Biémi, 1992).

La géométrie de l'aquifère est aussi conforme avec le modèle récent des aquifères de socle proposé par Wyns *et al.* (1999); Marechal *et al.* (2004); Lachassagne *et al.* (2005), dans lequel la zone fissurée est aussi constituée de fractures horizontales dans la roche saine, et dont la densité décroît avec la profondeur. Bien plus, elle est caractérisée par la présence de fissures subhorizontales et subverticales (Lachassagne *et al.*, 2001).

Sa recharge s'effectue soit par une alimentation directe au niveau des zones de failles verticales ou au contact d'affleurements, soit par une alimentation indirecte (drainance) sous les altérites saturées, une zone de circulation plus ou moins développée et enfin, une zone d'émergence directement à partir d'affleurements et le plus souvent par l'intermédiaire des nappes d'altérites (Faillat, 1987).

L'existence de discontinuités géologiques, de zones de contacts et de structures comme les veines de quartz dans les roches constitue des éléments et lieux privilégiés de circulation des eaux souterraines. Ces endroits, comme celui de Siempurgo utilisé pour l'hydraulique villageoise améliorée et la fourniture d'eau courante, peuvent fournir des transmissivités équivalentes de l'aquifère de plus de 10^{-4} m²/s (Engalenc, 1978; Faillat, 1986). Ces valeurs de transmissivités relativement élevées s'expliqueraient par l'existence de ces joints subverticaux dans l'aquifère, à la connexion du réseau de fractures existants, selon Lachassagne et Wyns (2005) afin de garantir de bonnes propriétés hydrauliques.

Plusieurs études réalisées dans différentes régions de la Côte d'Ivoire, et dans différents contextes géologiques et climatiques ont permis d'obtenir de nombreux résultats. Ainsi, Degallier (1977) a obtenu des valeurs qui s'échelonnent entre $8,3 \cdot 10^{-5}$ et 10^{-4} m²/s dans le secteur Korhogo. L'importance de ces valeurs de transmissivité s'expliquerait par le nombre réduit d'ouvrages pris en considérations dans la réalisation de cette étude d'une part, et d'autre part par les conditions climatiques, de l'état de surface du sol et de recharge qui se sont opérées à cette époque. Selon les travaux de Jourda (2005) dans la même zone d'étude, les valeurs de transmissivité sont estimées entre $7,8 \cdot 10^{-6}$ et $1,8 \cdot 10^{-4}$ m²/s.

Dans la zone N'Zi-Comoé, Kouassi *et al.* (2012) ont obtenu à partir de la méthode de Cooper-Jacob des valeurs de transmissivité allant de $1,7 \cdot 10^{-6}$ à $3,6 \cdot 10^{-4}$ m²/s avec une moyenne de $5,4 \cdot 10^{-5}$ m²/s. Des valeurs de transmissivité, dans la même gamme que celles fournies par notre bassin d'étude, sont également obtenues par Soro (1987) dans le bassin de la Mé, avec des valeurs variant entre 10^{-6} et 10^{-4} m²/s. Selon Lasm *et al.* (2004), la région de l'Ouest montagneux de la Côte d'Ivoire fournit une gamme de valeurs plus large variant entre $1,1 \cdot 10^{-6}$ et $2,3 \cdot 10^{-3}$ m²/s.

Des études effectuées dans d'autres pays, également en milieu de socle fissuré, ont permis de trouver des valeurs de transmissivités entre 10^{-6} et 10^{-3} m²/s au Burkina Faso (Vouillamoz, 2002), et entre

$5,8.10^{-4}$ à $5,7.10^{-1}$ m²/s dans les basaltes fissurés de Djibouti (**Houmed-Gaba, 2009**). Au Niger, **Aissata (2010)** a obtenu des valeurs comprises entre 3.10^{-5} et 10^{-2} m²/s.

De façon générale, les résultats des travaux réalisés en Côte d'Ivoire comme dans la sous-région ouest africaine donnent des valeurs de transmissivité qui varient entre 10^{-6} et 10^{-4} m²/s. Ces valeurs sont très hétérogènes sur notre site et ailleurs, suivant les unités géologiques en présence, la structuration lithologique en place, et la géométrie de l'ensemble aquifère (altérites et zone fissurée sous-jacente). Cela traduit la dispersion des valeurs de transmissivité sur notre bassin d'étude, comme dans d'autres régions de la Côte d'Ivoire (**Biémi (1992)**, **Savané (1997)** et **Koïta (2010)**), aussi bien qu'ailleurs en Afrique de l'Ouest (**Savadogo (1984)**, **Nakolendoussé (1991)** et **Koussoubé, 2010**).

CONCLUSION
GENERALE ET
PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Du point de vue Télédétection

Les directions majeures ont un lien avec les directions des formations géologiques. Les directions préférentielles qui se dégagent sont les directions N30-40°, N50-60°, N90-100° et N130-140°.

Au niveau Géophysique

La méthode électromagnétique multifréquentielle au PROMIS® est une méthode géophysique non-invasive de surface capable de fournir une couverture rapide et à faible coût de nombreuses données, qui peut être très utile pour les prospections des eaux souterraines dans le contexte de socle. Cette méthode est efficace sur plusieurs échelles, pour des études géologiques dans la zone de socle, en particulier sur notre site d'étude, avec très peu de bruit électromagnétique. Elle est efficace pour localiser les aquifères, mettre en œuvre des déformations et discontinuités qui affectent le socle. La méthode est efficace pour identifier les pôles d'infiltration et de recharge tels que la rivière et les zones de failles qui peuvent affecter toute la cuirasse et constituer des drains de recharge de l'aquifère. La méthode EM au PROMIS® a été utilisée avec succès pour déterminer la géométrie de l'aquifère, détecter les failles et les zones de contact géologique, et délimiter le socle. Les modèles géoélectriques issus des sondages EM sur le bassin versant du Bandama blanc amont montrent la présence de zones de fractures (arrivées d'eau) sous la saprolite.

L'utilisation de l'EM multifréquentielle devient impérative dans la cartographie des structures pertinentes du sous-sol pour le développement des eaux souterraines. Les résultats des investigations indiquent que les modèles sont obtenus avec 3 horizons comprenant de haut en bas la saprolite, la zone fissurée et le substratum rocheux sain. La zone fissurée constitue l'unité principale de l'aquifère avec une épaisseur allant de 15 à 30 m, et peut constituer la zone de capture pour les forages.

Cette prospection électromagnétique a la capacité d'améliorer la connaissance tant au niveau local que régional de cet important aquifère en raison de la couverture rapide et dense du site d'étude. De toute évidence, l'intégration des sondages électromagnétiques avec les logs des forages est très avantageuse pour réduire l'ambiguïté et l'incertitude inhérente aux deux méthodes. Sur la base de ces résultats géophysiques, il était possible de corriger et de compléter la carte structurale locale. Par ce travail de recherche, nous améliorons encore la transformation de l'information géophysique en information géologique et hydrogéologique. Ainsi, l'utilisation

conjointe des lithologes et des mesures d'inversion EM est prometteuse pour l'amélioration de la caractérisation des aquifères et pour compléter le modèle géométrique.

Enfin, cette étude contribue à mieux comprendre la composition de l'aquifère de socle dans le bassin versant du Bandama blanc amont, et à montrer comment la méthode géophysique EM combinée avec des informations hydrogéologiques (lithologes) sont un moyen efficace de compréhension du sous-sol, et sont un moyen efficace pour aider à la construction d'un modèle hydrogéologique conceptuel.

Au niveau Hydrogéo-chimique

Il ressort que les eaux de la zone d'études sont acides, avec un pH qui varie entre 5,01 et 7,30 pour une moyenne de l'ordre de 6. La classification hydrochimique des eaux à partir du diagramme de Piper révèle l'existence d'hydrofaciès déterminants, notamment les eaux à hydrofaciès bicarbonaté calcique dominant sur celles à hydrofaciès bicarbonaté sodique et chloruré sulfaté. L'existence localisée de teneurs importantes de nitrates dans certains ouvrages est clairement mise en relief, suite à une pollution liée aux activités anthropiques. L'étude a permis de mettre en relief des contrastes de conductivité électrique, mais le lien entre les contrastes géologiques et ces contrastes de conductivité électrique reste pour l'heure, difficile à établir.

Du point de vue Hydrogéologique

Nous avons pu mettre en évidence une drainance depuis la couche de saprolite vers la zone fissurée. Le processus contribuant à expliquer la productivité de l'aquifère est cette drainance dont l'importance est non seulement fonction de la matrice des formations sus-jacentes, mais aussi du réseau de fractures qui définit la surface d'échange entre la matrice et le milieu fissuré d'écoulement préférentiel. Elle contribue à la recharge de la nappe.

Les conductivités hydrauliques estimées à partir des données de pompage dans la région s'inscrivent dans la gamme des valeurs généralement obtenues sur les formations cristallines ailleurs en Côte d'Ivoire et en Afrique, et sont de l'ordre de 10^{-6} à 10^{-4} m.s⁻¹.

Pour le modèle conceptuel géologique, la caractérisation de la structure de l'aquifère est un élément clé pour la compréhension de son fonctionnement hydrodynamique. L'analyse de divers types de données, constituées notamment de lithologes, de données et imageries de résistivités électriques, d'observations des profils d'altération lorsqu'ils sont visibles, a permis de proposer un modèle de la structure géologique de l'aquifère du bassin. Le modèle conceptuel géologique proposé considère le socle comme une unité à trois horizons constituée d'une masse rocheuse compacte altérée dans sa partie superficielle, et parsemée de fractures dans sa partie inférieure. Toutefois, la structuration lithologique reste toujours une unité complexe constituée

de plusieurs couches.

Recommandations

La plupart des villages et hameaux de culture tirent leur eau de boisson de puits et plus généralement maintenant de forages équipés de pompe à motricité humaine. Plusieurs des difficultés sont rencontrées dans l'alimentation en eau potable, comme l'insuffisance et la non permanence de la ressource, la mauvaise desserte et répartition, les problèmes d'entretien des ouvrages et des systèmes d'exhaure pour une production permanente.

Que l'on s'adresse donc au milieu urbain ou rural, les problèmes d'eau demeurent et persistent que ce soit en terme de quantité de la ressource face aux besoins ou que ce soit en terme de réseau de distribution. Ne faut-il pas ici et maintenant et pour le XXI^{ème} siècle repenser pour nos pays la question de l'eau pour la rendre disponible et accessible pour tous en ville comme en milieu rural en adoptant des solutions innovantes qui tendent à annuler la corvée d'eau comme c'est le cas pour les pays du Nord ? Les énergies ainsi libérées surtout au niveau des femmes pourraient être allouées à d'autres activités rémunératrices.

Il conviendrait maintenant de revoir la possibilité de regrouper tous les forages d'eau sur une ou deux méga-fractures et leurs intersections avec d'autres fractures et ce dans un champ captant à gérer efficacement tant du point de vue environnemental (protection de la ressource) que du point de vue du renouvellement (recharge) des réserves soumises à une intense exploitation. Il va de soi que la localisation des champs captants nécessitera des études fines déployant les méthodes modernes de la télédétection, de la géologie, de la géophysique et de l'hydrogéologie. Ainsi pour la réalisation de futures campagnes d'hydraulique villageoise, pour accroître les taux de succès et optimiser la productivité des forages, nous recommandons cette approche intégrée avec une méthodologie pluridisciplinaire faisant appel à des méthodes et techniques combinées innovantes.

Par cette approche intégrée, nous proposons ici de passer de l'alimentation en eau potable des villages par des forages isolés équipés de pompes à motricité humaine à la distribution d'eau à ces villages par des réseaux connectés à des châteaux d'eau de capacité appropriée qu'alimenteraient des forages réalisés sur des méga-fractures et leurs nœuds. On en tire la notion de champs captants parce que ces forages en nombre requis seront tous réalisés sur une même grande faille que viendraient recouper des fractures secondaires.

Perspectives

Nous envisageons de comprendre davantage le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère. Nous envisageons de comprendre davantage le fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère sous-jacent par l'acquisition toujours en cours des données climatiques, hydrologiques et

hydrogéologiques. A court terme, nous envisageons un traitement plus approfondi des données géochimiques et hydrogéologiques;

A moyen terme, nous envisageons une cartographie pseudo 3D avec les données géophysiques.

Les connaissances sur le fonctionnement de l'aquifère de socle du bassin versant du Bandama blanc amont pourraient être approfondies par une bonne estimation de la recharge par de nouvelles mesures (mesures des débits de la rivière, de l'infiltration) d'une part, d'autre part par la modélisation du fonctionnement hydrogéologique de l'aquifère au moyen d'un modèle couplé entre les flux de surface et les flux souterrains. Ainsi à long terme, il s'agit pour nous de réfléchir à une meilleure compréhension à l'échelle du bassin versant pour mener à cette modélisation.

Cette étude constitue la première étude de l'aquifère de socle fissuré en Afrique subsaharienne faisant appel à l'imagerie géophysique avec la méthode EM multifréquentielle. Elle pourrait être appliquée à l'ensemble de la zone de socle de la Côte d'Ivoire, de même qu'à la sous région ouest africaine ou ailleurs dans les mêmes contextes géologiques, pour apporter une contribution significative majeure à la résolution des problèmes d'approvisionnement en eau potable qui se posent avec de plus en plus d'acuité.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Acworth R. L., 1987. The development of crystalline basement aquifers in a tropical environment. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, 20, pp. 265 - 272.
- Adiaffi B., 2008. Apport de la géochimie isotopique, de l'hydrochimie et de la télédétection à la connaissance des aquifères de la zone de contact socle – bassin sédimentaire du Sud-est de la Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat de l'Univ. Paris-Sud*, 231 p.
- Agarwal R. G., Al-Hussainy R. et Ramey H. J. J., 1970. An investigation of wellbore storage and skin effect in unsteady liquid flow. *Society of Petroleum Engineers Journal* 10, pp. 279–290.
- Ahmed S., Sankaran S., Gupta C. P., 1995. Variographic analysis of some hydrogeological parameters : use of geological soft data. *Journal Environmental Hydrology* 3(2), pp. 28-35.
- Ahoussi K. E., Youan Ta M., Loko S., Adja M.G., Lasm T. et Jourda J.P.R., 2012. Etude hydrogéochimique des eaux des aquifères du socle Paléoprotérozoïque du Nord-est de la Côte d'Ivoire : Cas de la région de Bondoukou. *Afrique Science* 08 (3), pp. 51 – 68.
- Aissata B.H., 2010. Aquifères superficiels et profonds et pollution urbaine en Afrique : cas de la communauté urbaine de Niamey (Niger), *Thèse de Doctorat, Université Abdou Moumouni, Niamey*, 220 p.
- Archambault J., 1954. Données et problèmes d'hydrogéologie en Côte d'Ivoire. *Rapport de mission*, BURGEAP, F.
- Aubert G., Henin St., 1945. Relation entre le drainage, la température et l'évolution des sols. *C.R. Acad. Sci. Paris T. 220*, pp. 330-332
- Barenblatt G. I., Zheltov I. P. et Kochina I. N., 1960. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks (strata). *Journal of Applied Mathematics and Mechanics* 24, pp. 1286–1303.
- Barker J. A., 1988. A generalized radial flow model for hydraulic tests in fractured rock. *Water Resources Research* 24(10), pp. 1796–1804.
- Bear J., 2005. Sea water intrusion into coastal aquifers. In M. Anderson (Ed.), *Encyclopedia*

- Beard, L., Nyquist, J.E., 1998. Simultaneous inversion of airborne electromagnetic data for resistivity and magnetic permeability. *Geophysics* 63, pp. 1556 – 1564. doi:10.1190/1.1444452
- Beauce A., 1999. Détection des cavités souterraines par méthodes géophysiques en région Haute-Normandie : *Guide de synthèse, R 40626*, BRGM Orléans, 18 p.
- Beauheim R. L., Roberts R. M. et Avis J. D., 2004. Well testing in fractured media: flow dimensions and diagnostic plots. *Journal of Hydraulic Research* 42, pp. 69–76.
- Bessoles B., 1977. Géologie de l’Afrique. Le craton Ouest Africain. *Bureau de Recherches Géologiques et minière (BRGM) N° 88*, pp. 1-144.
- Biémi J., 1992. Contribution à l’étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants 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 (Côte d’Ivoire). *Thèse d’Etat Université de Cocody*, 408p.
- Bierschenk W. H., 1963. Determining well efficiency by multiple step-drawdown tests. *International Association of Hydrological Sciences Publications* 64, pp. 493–507.
- Boubekraoui L.S., 1999. Comparaison des résultats obtenus par la méthode des potentiels spontanés et par les méthodes électromagnétiques dans l’identification des terrains volcaniques. Application au Piton de la Fournaise. *Thèse de Doctorat, Univ. Paris XI*, 179 p.
- Boucher M., 2007. Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance magnétique des protons dans différents contextes géologiques, de l’échantillon à l’échelle hydrogéologique. *Thèse de Doctorat de l’Univ. d’Orleans*, 198 p.
- Boukari M., Akiti T.T., Assoma D., 1984. L’hydrogéologie de l’Afrique de l’Ouest. *Synthèse des connaissances Socle cristallin et cristallophylien et sédimentaire ancien, 2^e édition*, 147pp.
- Bourdarot G., 1996. Essais de puits : méthodes d’interprétation. *Institut Français du Pétrole. Ed. Technip*, 350p.
- Bourdet D., 2002. Well test analysis: the use of advanced interpretation models, *Volume 3 de Handbook of Petroleum Exploration & Production. Elsevier*, pp. 426.

- Bourdet D., Ayoub J. A. et Pirard Y. M., 1989. Use of pressure derivative in well test interpretation. *Society of Petroleum Engineers Formation Evaluation* 4, pp. 293–302.
- BRGM, 1992. Document-guide pour l'implantation et la mise en exploitation des forages à gros débit en zone de socle cristallin. *BRGM/Aquater, R.3591 4S/ EAU*, 69 p et les Annexes.
- Brunet-Moret Y., Chaperon P., Lamagat J.P., Molinier M., 1986. Monographie hydrologique du fleuve Niger. *Editions de l'ORSTOM, coll. Monographies hydrologiques, N° 8, Tome I : Niger supérieur*, 396 p. ; *Tome II : Cuvette lacustre et Niger moyen*, 506 p
- BURGEAP-CGG-Méditerranée-Géoelectrique, 1984. Utilisation des méthodes géophysiques pour la recherche d'eau dans les aquifères discontinus. *Bull. CIEH, Série hydrogéologie*, 236 p.
- Burman R.D. et Pochop L.O., 1994. Evaporation, evapotranspiration and climatic data. *Development in Atmospheric Science Series, Vol 22*, 278 p.
- Butler J. J. et Healey J. M., 1998. Relationships between pumping-test and slug-test parameters: scale effect or artifact? *Ground Water* 36(2), pp. 305–313.
- Cagniard L., 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, p 605-635.
- Chalikakis K., 2006. Application de méthodes géophysiques pour la reconnaissance et la protection des ressources en eau dans les milieux karstiques. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, France.
- Chandra S., Ahmed S., Ram A., Dewandel B., 2008. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: A theoretical development with field application. *J. Hydrol.* 357, pp.218–227. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.05.023
- Chapellier D., 2000. Prospection électrique de surface. In Cours online de géophysique de l'Université de Lausanne - IFP (<http://www-ig.unil.ch/cours/>). Université de Lausanne, Suisse, 102p.
- Chapuis R. P., 1994a. Assessment of methods and conditions to locate boundaries: I. One or two straight impervious boundaries. *Ground Water* 32(4), pp. 576–582.
- Chapuis R. P., 1994b. Assessment of methods and conditions to locate boundaries: II. One

- straight recharge boundary. *Ground Water* 32(4), pp. 583–590.
- Chapuis R. P., 2007. Guide des essais de pompage et leurs interprétations. Québec, Canada: Service de l'aménagement et des eaux souterraines - Ministère du développement durable, de l'environnement et des parcs.
- Chave A.D., Constable S., Edwards R.N., 1991. Electrical Exploration Methods for The Seafloor. *Electromagn. Methods Appl. Geophys. Volume 2, Appl. Part A B*. doi:10.1190/1.9781560802686.ch12.
- CIEH, 1979. Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'ouest. *Géohydrologie, série hydrogéologie*, 2, 193 p.
- Compaoré G., 1997. Evaluation de la fonction capacitive des altérites. *Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse*, 178 p.
- Cooper H. H. et Jacob C. E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well field history. *Transactions of the American Geophysical Union* 27 (4), pp. 526–534.
- Craig H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Science, Vol. 133, Issue 3465*, pp. 1702 - 1703. Doi : 10.1126/science.133.3465.1702
- Dahlin T. et Zhou B., 2004. A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrodes arrays. *Geophysical Prospecting* 52, pp. 379–398.
- Darboux-Afouda R. et Louis P., 1989. Contribution des Mesures de L'anisotropie Electrique a la Recherche des Aquiferes de Fracture en milieu cristallin au Benin. *Geophysical Prospecting, Vol. 37, issue 1*, pp. 91-105, doi : 10.1111/j.1365-2478.1989.tb01823.x
- Davis S. N. et Turk L. J., 1984. Optimum depth of wells in crystalline rocks. *Ground water*, 2 (2), pp.6 - 11.
- de Marsily G., 1981. Hydrogéologie quantitative. *Collection Sciences de la Terre, Masson, Paris*, 215 p.
- de Marsily G., Delay F., Gonçalves J., Renard P., Teles V. et Violette S., 2005. Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeology Journal* 13, pp. 161–183.
- Degallier R., 1977. Détermination des paramètres hydrodynamiques de la nappe souterraine du

- bassin versant de Korhogo, d'après la variation de son niveau piézométrique. *Bulletin BRGM, Vol. III*, 106p.
- Descloîtres M., 1998. Les sondages électromagnétiques en domaine temporel (TDEM) : application à la prospection d'aquifères sur les volcans de Fogo (Cap Vert) et du Piton de la Fournaise (La Réunion). *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, France.
- Descloîtres M., Ruiz L., Sekhar M., Legchenko A., Braun J.-J., Mohan-Kumar M. S. et Subramanian S., 2008. Characterization of seasonal local recharge using electrical resistivity tomography and magnetic resonance sounding. *Hydrological Processes* 22(3), pp. 384–394.
- Detay M., Poyet P., Emsellem Y., Bernardi A., Aubrac G., 1989. Influence du développement du réservoir capacitif d'altérites et de son état de saturation sur les caractéristiques hydrodynamiques des forages. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, 309, série II*, pp. 429-436.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal J.C., Krishnamurthy N.S., 2006. A generalized 3D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. Hydrol.* 330, pp. 260-284. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.026
- Du Berger R., Lemieux G.-H., Rouleau A., Bégin R., Savadogo A.N., Nakolendoussé S., Koussoubé Y. et Diallo S., 1996. Étude des facteurs de productivité des aquifères de socle cristallin du Burkina Faso. *Rapport final, Centre d'études des ressources minérales de l'Université du Québec à Chicoutimi et Laboratoire d'hydrogéologie de l'Université de Ouagadougou*, 70 p.
- Dunn K. J., Bergman D. J. et Latorraca G. A., 2002. Nuclear magnetic resonance: petrophysical and logging applications. *Handbook of Geophysical Exploration: Seismic Exploration, Vol. 35*, 293 p
- Durand V., 2005. Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fracturés : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quezac en milieu carbonaté. *Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, France.
- Durand, V., Deffontaines, B., Leonardi, V., Guerin, R., Wyns, R., de Marsily, G., Bonjour, J.L.,

2006. A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard-rock aquifers. Application to the Plancoet migmatitic aquifer (NE Brittany, W France). *Bull. la Soc. Geol. Fr.* 177, pp. 227–236. doi:10.2113/gssgfbull.177.5.227
- Dutta, S., Krishnamurthy, N.S., Arora, T., Rao, V.A., Ahmed, S., Baltassat, J.M., 2006. Localization of water bearing fractured zones in a hard rock area using integrated geophysical techniques in Andhra Pradesh, India. *Hydrogeol. J.* 14, pp. 760–766. doi:10.1007/s10040-005-0460-7.
- Effersø, F., Auken, E., Sørensen, K.I., 1999. Inversion of band-limited TEM responses. *Geophys. Prospect.* 47, pp. 551–564. doi:10.1046/j.1365-2478.1999.00135.x
- Engalenc M., 1978. Méthodes d'études et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines. *Publication du Comité Inter-Africain d'Etudes Hydrauliques 1*, Ouagadougou, Burkina Faso, 250 pp.
- Faillat J.P. et Drogue C., 1993. Différenciation hydrochimique de nappes superposées d'altérites et de fissures en socle granitique. *Hydrological Sciences Journal* 38 (3), pp. 215 – 229.
- Faillat J.P., 1986. Hétérogénéité et effet d'échelle dans les aquifères fissurés. Approche par pompage d'essai sur station expérimentale (Afrique de l'Ouest). *Hydrogéologie*, N°1, pp. 65-76.
- Faillat J.P., 1987. Aquifères fissurés en zone tropicale humide: structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest). *Hydrogéologie*, N°2, pp. 109-112.
- Farquharson, C.G., Oldenburg, D.W., Routh, P.S., 2003. Simultaneous 1D inversion of loop–loop electromagnetic data for magnetic susceptibility and electrical conductivity. *Geophysics* 68, pp. 1857–1869. doi:10.1190/1.1635038.
- Fetter C. W. , 1994. Applied hydrogeology (3ème éd.). Prentice-Hall.
- Fischer G., Le Quang B.V., and Müller I., 1983. VLFnd surveys, a tool for the study of shallow two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting* 31, pp 977 – 991.
- Fournier F., 1960. Climat et érosion. PUF, Paris
- Fraser, D.C., 1978. Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system. *Geophysics* 43, pp. 144–172.

- Frischknecht F.C., Labson V.F., Spies B.R., Anderson W.L., 1991. Profiling methods using small sources, in: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Applications, Part A and B. Society of Exploration Geophysicists*, pp. 105–270.
- Frohlich R. K., Urish D. W., Fuller J. et O’ Reilly M., 1994. Use of geoelectrical methods in groundwater pollution surveys in a coastal environment. *Journal of Applied Geophysics* 32, pp. 139–154.
- Géomines, 1982. Inventaire hydrogéologique appliqué à l’hydraulique villageoise. Carte de Korhogo, cahier n°6, République de Côte d’Ivoire, ministère des Travaux publics et des Transports, Direction centrale de l’hydraulique, 44p.
- Giao P.H., Weller A., Hien D. H. et Adisornsupawat K., 2008. An approach to construct the weathering profil in hilly granitic terrain based on electrical imaging, *Journal of Applied Geophysics* 65, pp 30 – 38.
- Goldman M. et Neubauer F. M., 1994. Groundwater exploration using integrated geophysical techniques. *Surveys in Geophysics* 15(3), pp. 331–361.
- Gringarten A. C. et Ramey H. J., 1974. Unsteady state pressure distributions created by a well with a single horizontal fracture, partial penetration or restricted entry. *Society of Petroleum Engineers Journal* 14(4), pp. 413–426.
- Gringarten A. C. et Witherspoon P. A., 1972. A method of analyzing pump test data from fractured aquifers. *International Society of Rock Mechanics and International Association of Engineering Geologists, Proceedings of Symposium on Rock Mechanics 3-B*, pp. 1-9.
- Guillemoteau J., Sailhac P., Boulanger C., Trules J., 2015. Inversion of ground constant offset loop-loop electromagnetic data for a large range of induction numbers. *Geophysics* 80, pp. E11–E21. doi:10.1190/geo2014-0005.1
- Hantush M. S. et Jacob C. E., 1955. Non-steady radial flow in an infinite leaky aquifer. *Transactions of the American Geophysical Union* 36, pp. 95–100.
- Hantush M. S., 1960. Modification of the theory of leaky aquifers. *Journal of Geophysical Research* 65(11), pp. 3713–3725.

- Hantush M. S., 1961. Drawdown around a partially penetrating well. *Journal of the Hydraulics Division - Proceedings of the American Society of Civil Engineers 87(HY4)*, pp. 83–98.
- Hantush M. S., 1964. Hydraulics of wells. In V. Chow (Ed.), *Advance in Hydrosience, Volume 1, Academic Press Inc.*, pp. 281–432.
- Hoareau J., 2009. Utilisation d'une approche couplée hydrogéophysique pour l'étude des aquifères : Applications aux contextes de socle et côtier sableux. *Thèse de Doctorat, Univ. Joseph Fourier – Grenoble 1*, 208 p
- Hobbs W.H., 1904. Lineaments of the Atlantic border region, *Geological Society of America Bulletin 15*, pp. 483–506.
- Horne R. N., 1990. Modern well test analysis - A computer based approach. Petroway, Inc, 185 p.
- Houmed-Gaba A., 2009. Hydrogéologie des milieux volcaniques sous climat aride. Caractérisation sur site expérimental et modélisation numérique de l'aquifère basaltique de Djibouti (corne de l'Afrique), *Thèse de Doctorat de l'Université de Poitiers, France*, 194 p.
- Houston J.F.T., Lewis R.T., 1988. The Victoria Province drought relief project, II Borehole yield relationships. *Ground Water 26*, pp. 418–426.
- Howard K.W.F., Hughes M., Charlesworth D.L., Ngobi G., 1992. Hydrogeologic Evaluation of Fracture Permeability In Crystalline Basement Aquifers Of Uganda. *Appl. Hydrogeol.* doi:10.1007/s100400050029
- Huang H., Fraser D.C., 1996. The differential parameter method for multifrequency airborne resistivity mapping. *GEOPHYSICS 61*, pp. 100–109. doi:10.1190/1.1574674
- Interpex (2006). IX1D.v3 Tutorials. Golden, CO : Interpex limited.
- Jourda J.P.R., 2005. Méthodologie d'application des techniques de télédétection et des systèmes d'information géographique à l'étude des aquifères fissures de l'Afrique de l'Ouest. Concept de l'Hydrotechnique spatiale : cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. *Thèse de doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Cocody, Côte d'Ivoire*, 429 p.
- Jourda J.P.R., Saley M.B., Djagoua E.V., Kouamé K.J, Biémi J. et Razack M., 2006. Utilisation

- des données ETM+ de Landsat et d'un SIG pour l'évaluation du potentiel en eau souterraine dans le milieu fissuré précambrien de la région de Korhogo (Nord de la Côte d'Ivoire) : approche par analyse multicritère et test de validation, *Téledétection*, Vol.5, N°4, pp. 339-357.
- Kang S., Seol S.J., Chung Y., Kwon H.S., 2013. Pitfalls of 1D inversion of small-loop electromagnetic data for detecting man-made objects. *J. Appl. Geophys.* Pp. 90, pp. 96 - 109. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.01.003
- Kearey P. et Brooks M., 1984. An introduction to geophysical exploration. *Blackwell Science Ltd, Oxford*, 254 p.
- Keller G. V., 1988. Rock and mineral properties. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics - Theory, Volume 1, Chapitre 2, Society of Exploration Geophysicists*, pp. 13–51.
- Khodja H., Lubès-Niel H., Sabatier R., Masson J.M., Servat E. et Paturel J.E., 1998. Analyse spatio-temporelle des données pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Recherche d'une rupture en moyenne. Une alternative intéressante : les tests de permutation. *Revue de statistique appliquée*, XLVI(1), pp 95-110.
- Kirsch R. , 2006. Groundwater geophysics - A tool for hydrogeology (1st ed.). *Springer*, 471 p.
- Koïta M., 2010. Caractérisation et modélisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle. Région de Dimbokro-Bongouanou (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). *Thèse de Doctorat, Université Montpellier II*, 235p.
- Kouamé F., Gion, P., Biémi J. & Kouadio, A., 1999. Méthode de cartographie des discontinuités-images extraites d'images satellitales: exemple de la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire. *Téledétection 1*, pp. 139 – 156.
- Kouassi A.M., Ahoussi K.E., Yao K.A, Ourega W.E.J.A., Yao K.S.B., Biémi J., 2012. Analyse de la productivité des aquifères fissurés de la région du N'Zi-Comoé (Centre-Est de la Côte d'Ivoire), *Larhyss Journal*, N°10, pp. 57-74.
- Koussoubé Y., 2010. Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (Bassin du Sourou) – Burkina Faso / Mali. *Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie*, 285 p.

- Koussoubé Y., Savadogo A. N., Nakolendoussé S. et Bazié P., 2000. Efficience de trois méthodes géophysiques d'investigation latérale dans l'identification de contacts géologiques entre des formations du Protérozoïque inférieur du Burkina Faso. *Revue PANGEA n° 33/34, juin/décembre 2000*, p. 49-60.
- Krivochieva S., Chouteau M., 2003. Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer (Chalco Sub-Basin, Mexico). *J. Appl. Geophys.* 52, pp. 23–43. doi:10.1016/S0926-9851(02)00231-8
- Kruseman G. P. et de Ridder N. A., 1990. Analysis and evaluation of pumping test data (2^e éd.). Wageningen, The Netherlands: International Institute for Land Reclamation and Improvement, 372p.
- L'Hôte Y., Mahé G., 1996. Afrique de l'ouest et centrale: carte des précipitations moyennes annuelles au 1/6 000 000^eme (période 1954-1989). *Collection de cartes ORSTOM éd.*, Paris, France.
- Lachassagne P. et Wyns R., 2005. Aquifères de socle: nouveaux concepts Application à la prospection et la gestion de la ressource en eau. *Géosciences*, 2, pp. 32-37.
- Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J.-F., Le Strat, P., 2001. Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and Multicriteria analysis to delineate field prospection zones. *Ground Water* 39 (4), pp. 568–581. doi:10.1111/j.1745-6584.2001.tb02345.x
- Lallehem S., 2002. Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines : Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris, *Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, France*, 243 p.
- Lamachère J.M. et Puech C., 1995. Télédétection et régionalisation de l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des sols en Afrique sahélienne et nord-soudanienne. In : Régionalisation en hydrologie, application au développement; édit. scient. L. Le Barbé et E. Servat. Actes des VIII^{es} journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, 22-23 septembre 1992. *ORSTOM Editions, colloques et séminaires*, pp. 205-228.
- Larsson I., 1984. Ground water in hard rocks. Number 33 in Studies and reports in hydrology - International Hydrological Programme. Project 8.6. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO), Paris, France, 228 p.

- Lasm T, Lasme O, Oga M. S., Youan Ta M., Baka D., Kouamé K. F., Yao K. T., Caractérisation hydrochimique des aquifères fissurés de la région de San-Pédro (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 5 (2), pp. 642 - 662.
- Lasm T, Kouamé K.F., Oga M.S., Jourda J.R.P, Soro N. et Kouadio H.B., 2004. Etude de la productivité des réservoirs fracturés des zones de socle. Cas du noyau archéen de Mandanané (Ouest de la Côte d'Ivoire), *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie*, Vol. 5, N°97, pp.1-15.
- Latorraca G., Dunn K.J. and Brown R.J.S., 1993. Predicting permeability from nuclear magnetic resonance and electrical properties measurements, Society of Core Analysts, 9312, in *Annual technical conference proceedings: Society of Professional Well Log Analysts, Society of Core Analysts Chapter-at-Large*, 12 p.
- Le Borgne T., Bour O., de Dreuzy J. R., Davy P. et Touchard F., 2004. Equivalent mean flow models for fractured aquifers: insights from a pumping tests scaling interpretation. *Water Resources Research* 40, pp. W03512.
- Leblond P., 1984. Contribution aux études hydrogéologiques en Côte d'Ivoire. Région de Yamoussoukro (Station expérimentale de l'ENSTP). *Thèse de 3^e cycle de l'Université de Bordeaux I*, 150 pp.
- Legchenko A., Vouillamoz J.M. Baltassat J.M., 2003 - A complex geophysical approach to the problem of groundwater investigation. Proceedings Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems SAGEEP. April 2003, San Antonio, TX, United States, pp. 729-757.
- Legchenko, A., Descloitres, M., Bost, A., Ruiz, L., Reddy, M., Girard, J.F., Sekhar, M., Kumar, M.S.M., Braun, J.J., 2006. Resolution of MRS applied to the characterization of hard-rock aquifers. *Ground Water* 44, pp. 547-554. doi:10.1111/j.1745-6584.2006.00198.x
- Lemoine S., 1988. Évolution géologique de la région de Dabakala (Nord-Est de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilité d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et du Burkina Faso : Similitudes et différences ; les linéaments de Greenville-Ferkessedougou et Grand Cess-Niakaramandougou. *Thèse d'État, Université Blaise Pascal*, 334 p.
- Leroux M., 1996. Dynamique du temps et du climat. 2e édition, 368 p.

- Lods G. et Gouze P. (2004). WTFM, software for well test analysis in fractured media combining fractional flow with double porosity and leakance approaches. *Computer & Geosciences* 30, pp. 937 – 947.
- Loke M.-H., 2004. Tutorial - 2D and 3D electrical imaging surveys. *Rapport technique*, Geotomo Software.
- Mahé G., L’Hotte Y. Olivry J. C. Wotling G., 2001. Trends and discontinuities in rainfall of West and Central Africa : 1951-1989. *Hydrol. Sci. J.* 46(2), pp. 211-226
- Mahé G., Olivry J.C., 1991. Changements climatiques et variations des écoulements en Afrique occidentale et centrale, du mensuel à l'interannuel. In: Hydrology for the water management of large river basins. F.H.M. Van de Ven, D. Gutknecht, D.P. Loucks & K.A. Salewicz Eds, Congrès AISH, Vienne, Autriche, 13-15 août 1991, *Publication AISH n°201*, pp. 163-172.
- Maréchal J.-C., Dewandel B. et Subrahmanyak K., 2004. Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water resources Research*, N°40, W11508, doi: 10.1029/2004WR003137.
- Maréchal J.-C., Dewandel B., Ahmed S., Galeazzi L. & Zaidi F.K., 2006. Combined estimation of specific yield and natural recharge in semi arid groundwater basin irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, 329, pp. 281-293. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.02.022
- Maréchal J.-C., Wyns R., Lachassagne P., Subrahmanyam K. et Touchard F., 2003. Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle: concordance avec la structure géologique des profils d'altération. *C. r. Géosci.*, 335, pp. 451 - 460.
- M’Bonu M., 1991. Hydrogéologie, hydrochimie et Géo chimie isotopique des aquifères de socle du Plateau de Jos et des plaines environnantes (Nigeria). *PhD Thesis. Université d’Avignon et des Pays de Vaucluse. France*, 171 pp.
- McNeill J. D., 1980. Electrical conductivity of soils and rocks (Technical Note TN-5). *Rapport technique*, Geonics Limited.
- Meier P. M., Carrera J. et Sanchez-Vila X., 1998. An evaluation of Jacob’s method for the interpretation of pumping tests in heterogeneous porous media. *Water Resources Research* 34, pp. 1011–1025.

- Meyer-de-Stadelhoffen C., 1991. Applications de la géophysique aux , Lavoisier, Paris, 183 p.
- Moench A. F., 1984. Double-porosity models for a fissured groundwater reservoir with fracture skin. *Water Resources Research* 20(7), pp. 831–846.
- Moore G.K. et Waltz F.A., 1983. Objective procedures for lineament enhancement and extraction. *Photogrammetric and Remote Sensing, Vol. 49 (5)*, pp. 641 – 647.
- Nabighian M. N. et Macnae J. C., 1991. Time domain electromagnetic prospecting methods. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Volume 2, Chapitre 6, Society of Exploration Geophysicists*, pp. 427–520.
- Nakolendousse S., 1991. Méthodes d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso. Géologie-Géophysique-Téledétection. *Thèse de l'UJF., Grenoble*, 256 p.
- Neuman S. P. et Witherspoon P. A., 1969. Theory of flow in a confined two aquifer system. *Water Resources Research* 5(4), pp. 803 – 816.
- Neuman S.P., 1975. Analysis of pumping tests data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resource Research. 11(2)*, pp. 329 - 342.
- Nicholson S.E., Some B. et Koné B., 1999. An analyst of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *Journal of climate, 13(14)*, pp. 2628-2640.
- O'Leary D.W., Freidman J.D., Pohn H.A., 1976. Lineaments, linear, lineation-some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin, 87*, pp. 1463 – 1469.
- Olivry J.C., Bricquet J.P., Mahé G., 1993. Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide ? *AISH pub. n°216*, pp. 67-78.
- Palacky G. J., Ritsema I. L. and De Jong S. J., 1981. Electromagnetic prospecting for groundwater in pre-Cambrian terrains in the republic of Upper Volta. *Geophys. Prosp., Eur. Assn. Geosci. Eng., 29*, pp. 932-955.
- Palacky, G.J., West, G.F., 1991. Airborne Electromagnetic Methods, in: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists*, pp. 811–880. doi:10.1190/1.9781560802686.ch10
- Papadopoulos I. S. et Cooper H. H., 1967. Drawdown in a well of large diameter. *Water*

- Resources Research* 3(1), pp. 241–244.
- Papon A. et Lemarchand R., 1973. Géologie et minéralisation du Sud-Ouest de la Côte d’Ivoire. Synthèse des travaux de l’opération SASCA 1962-1968. *Mém. B.R.G.M., n°.80*, 284 p.
- Parasnis D.S., 1986. Principles of applied geophysics, Fourth Edition. Chapman and Hall Editions, London, New York, 236 p.
- Paturel J.E., Servat E., Kouamé B., Lubes H., Ouedraogo M., Masson J.M., 1997. Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part two : An integrated regional approach. *Journal of Hydrology*, 191, pp. 16-36.
- Pérez-Flores M. A., Méndez-Delgado S., Gómez-Treviño E., 2001. Imaging low-frequency and dc electromagnetic fields using a simple linear approximation. *Geophysics* 66, pp. 1067–1081. doi:10.1190/1.1487054
- Pérez-Flores, M.A., Antonio-Carpio, R.G., Gómez-Treviño, E., Ferguson, I., Méndez-Delgado, S., 2012. Imaging of 3D electromagnetic data at low-induction numbers. *Geophysics* 77, pp. WB47–WB57. doi:10.1190/geo2011-0368.1
- Pessel M., 2000. Tomographie électrique : Développements méthodologiques et applications. *Thèse de Doctorat, Univ. de Rennes*, 177 p.
- Pothin K.B.K., 1988. Pétrographie et géochimie des formations précambriennes de la région d’Odienné (NW de la Côte d’Ivoire). *Thèse de doctorat, Université d’Abidjan*, 321 p.
- Raghavan R., 2004. A review of applications to constrain pumping test responses to improve on geological description and uncertainty. *Reviews of Geophysics* 42, pp. RG4001.
- Ransom R. C., 1984. A contribution towards a better understanding of the modified Archie formation resistivity factor relationship. *The Log Analyst* 25(2), pp. 7–12.
- Renard P., 2005a. The future of hydraulic tests. *Hydrogeology Journal* 13(1), pp. 259–262.
- Renard P., 2005b. Hydraulics of wells and well testing. In M. Anderson (Ed.), *Encyclopedia of Hydrological Sciences, Volume 4, Chapitre 151*, pp. 2323–2340. John Wiley & Sons.
- Renard P., Glenz D. et Mejias M., 2008. Understanding diagnostic plots for well-test interpretation. *Hydrogeology Journal* 17(3), pp. 589–600.

- Roy J., Marques da Costa A., Lubczynski M. and Owuor C., 1998. Tests of the SGW-NMR technique within two aquifers characterization projects in the Iberian peninsula, in EEGS Meeting, edited by EEGS, Barcelona.
- Salem H. S. et Chilingarian G. V., 1999. The cementation factor of Archie's equation for shaly sandstone reservoirs. *Journal of Petroleum Science and Engineering* 23, pp. 83–93.
- Saley M. B., Kouamé K. F., Penven M. J., Biémi J. et Kouadio B. H., 2005. Cartographie des zones à risqué d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire : Apport des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Téledétection* 4, pp. 277–288.
- Sanchez-Vila X., Meier P. M. et Carrera J., 1999. Pumping tests in heterogeneous aquifers: an analytical study of what can be obtained from their interpretation using Jacob's method. *Water Resources Research* 35(4), pp. 943–952.
- Savadogo N. A., 1984. Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili. *Thèse de Doctorat ès Sci. Natur., Univ. Scientif. et Médicale de Grenoble*, 340 p.
- Savané I. et Biémi J., 1999. Télédétection et SIG pour l'étude des aquifères du socle cristallin d'Odienné (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire), *Téledétection*, N°1, pp.47-64.
- Savané I., 1997. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odienné (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). Apport de la télédétection et d'un système hydrogéologique à référence spatiale. *Thèse de doctorat ès Sciences Naturelles, Université d'Abidjan, Côte d'Ivoire*, 386 p.
- Schamper C., Rejiba F., 2011. 1D Inversion of Multi-component and Multi-frequency Low induction Number EM Device (PROMIS) for Near-surface Exploration. *PIERS ONLINE* 7, pp. 126–130. doi:10.2529/PIERS100918093750
- Schamper C., Rejiba F., Guérin R., 2012. 1D single-site and laterally constrained inversion of multifrequency and multicomponent ground-based electromagnetic induction data - Application to the investigation of a near-surface clayey overburden. *GEOPHYSICS* 77, pp. WB19–WB35. doi:10.1190/geo2011-0358.1
- Schirov M., Legchenko A. et Creer G., 1991. New direct non-invasive groundwater detection technology for Australia. *Exploration Geophysics* 22(2), pp. 333–338.

- Schlumberger, 2002. Well test interpretation. Schlumberger Testing Services. Schlumberger.
- Schultz G., Ruppel C., 2005. Inversion of inductive electromagnetic data in highly conductive terrains. *Geophysics* 70, pp. 16–28. doi:10.1190/1.1852775
- Servat E., Kouamé B., Dezetter A. et Paturel J. E., 1997. Modélisation pluie-débit et régionalisation : Programme ERREAU en Côte d'Ivoire. *Edition CEMAGREF, FRIEND, troisième rapport 1994–1997*.
- Servat E., Paturel J. E., Kouamé B., TRavaglio M., Ouedraogo M., Boyer J. F., Lubes-Niel H., Fritsch J. M., Masson J.M. et Marieu B., 1998. Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et centrale. *IAHS Publication*, 252, pp. 323–337.
- Seuthé C., 1985. Etudes géologiques par interprétation d'images Landsat accentuées. Télédétection et gestion des ressources: l'aspect opérationnel, *Vol. V, Bernier, Lessard et Gagnon (éditeurs), l'Association Québécoise de télédétection*, pp. 295 - 308.
- Soro N., 1987. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Sud-Est de la Côte d'Ivoire, *Thèse de 3^e cycle Univ. Scient. Technol. et Médicale de Grenoble, France*, 243 p.
- Soro N.; Soro G., Ahoussi K.E., Saley M.B., Lasm T. & Biemi J., 2007. Caractérisation spatio-temporelle des précipitations dans le «V» Baoulé (Centre de la Côte d'Ivoire) au cours de la période 1966-2000. *Journal Africain de Communication Scientifique et Technologique*, 2, pp. 89-108.
- Spies B. R. et Frischknecht F. C., 1991. Electromagnetic sounding. In M. Nabighian (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Chapitre 5*, pp. 285–425. Society of Exploration Geophysicists.
- Spies, Frischknecht, F.C., 1987. Electromagnetic theory for geophysical applications, in: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Applications, Part A and B. Society of Exploration Geophysicists*, pp. 130–311.
- Strangway D.C., Swift Jr C.M., and Holmer R.C., 1973. The application of audiofrequency magnetotellurics (AMT) to mineral exploration. *Geophysics* 38, pp. 1159 – 1175.
- Tagini B., 1971. Esquisse structurale de la Côte-d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. *Bulletin SODEMI, n° 5*, 302 p.

- Taylor and Howard, 2000. A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeology journal*, 8 (3), p. 279 - 294.
- Theis C. V., 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage. *Transactions of the American Geophysical Union* 16, pp. 519–526.
- Toé G., 2004. Apport de nouvelles techniques géophysiques à la connaissance des aquifères de socle : Tomographie électrique, électromagnétisme, résonance magnétique protonique – Applications au Burkina Faso. *Thèse de Doctorat, Univ. Pierre et Marie Curie*, 285 p.
- Touchard F., 1998. Caractérisation hydrogéologique d'un aquifère en socle fracturé: site de Ploëmeur (Morbihan). *Mémoires de Géosciences*, Rennes.
- Turberg P., Mueller I. and Flury F. 1994. Hydrological investigation of porous environments by radio magnetotellurique-resistivity (RMT-R 12-240 kHz). *Journal of Applied Geophysics*, 31, p. 133-143.
- Urish D. W. et Frohlich R. K., 1990. Surface electrical resistivity in coastal groundwater exploration. *Geoexploration* 26(4), pp. 267–289.
- Vidal M., 1987. Le réseau de linéament du N-E de la Côte d'Ivoire d'après les images Landsat: Implication en géologie structurale et recherche minière. In Actes du colloque international de télédétection de Yamoussoukro (Côte d'Ivoire), mai 1987, DCTGX (Direction et contrôle des grands travaux), Abidjan, pp.140-150.
- Vouillamoz J.M., 2002. La caractérisation des aquifères de socle du Burkina Faso par sondages RMP. Institut de Recherche pour le Développement, UR 027 GEOVAST, Burkina Faso, N°1-4.
- Vouillamoz J.-M., 2003. La caractérisation des aquifères par une méthode non invasive : les sondages par résonance magnétique protonique. *Thèse de Doctorat, Université Paris-Sud (Paris XI)*, France.
- Vouillamoz J.-M., Chatenoux B., Mathieu F., Baltassat J.-M. et Legchenko A., 2007. Efficiency of joint use of MRS and VES to characterize coastal aquifer in Myanmar. *Journal of Applied Geophysics*, 61, pp. 142-154.

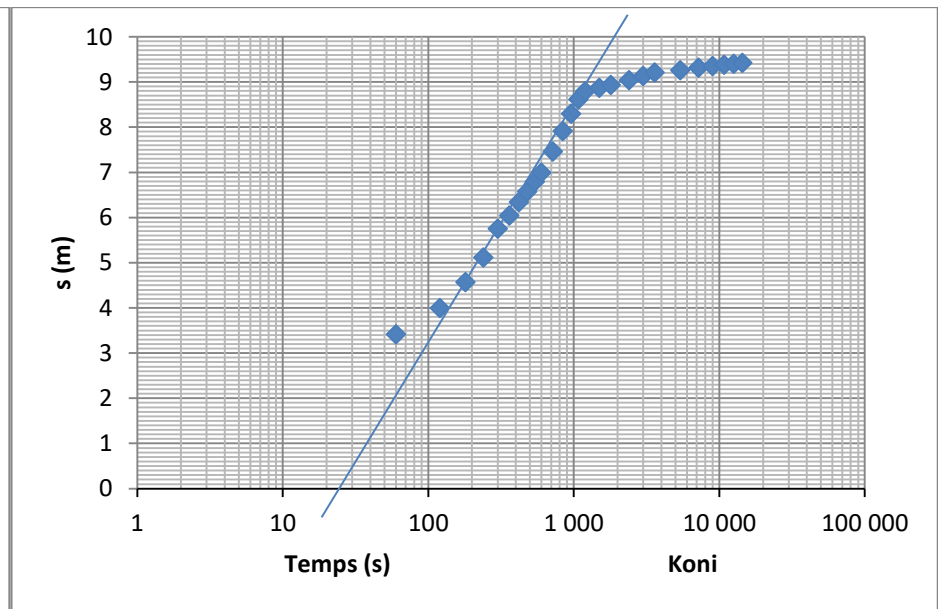
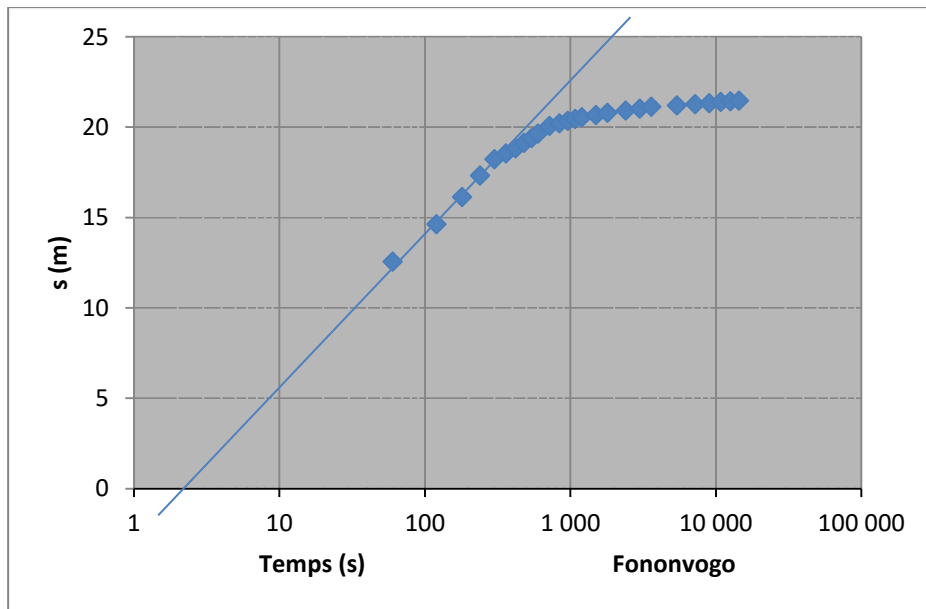
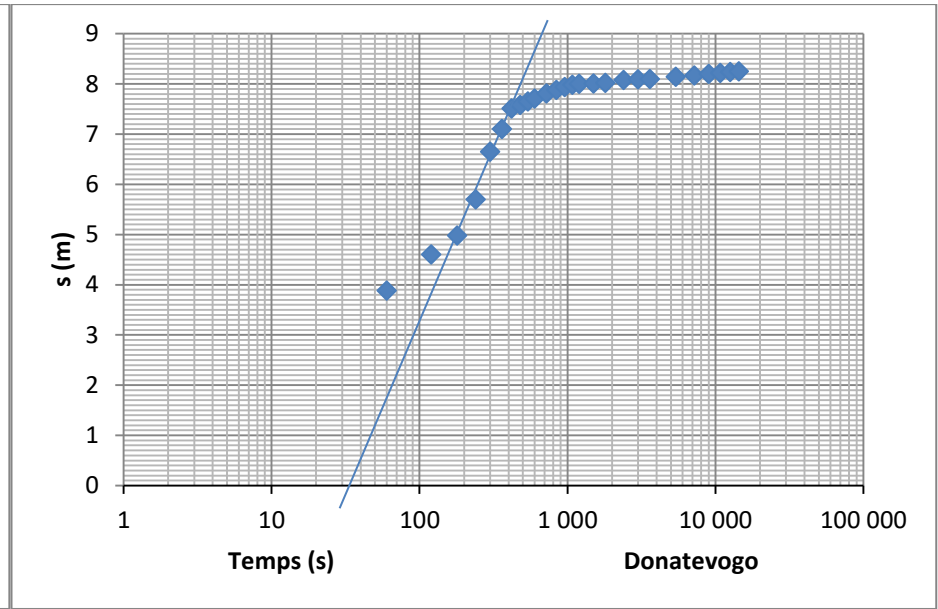
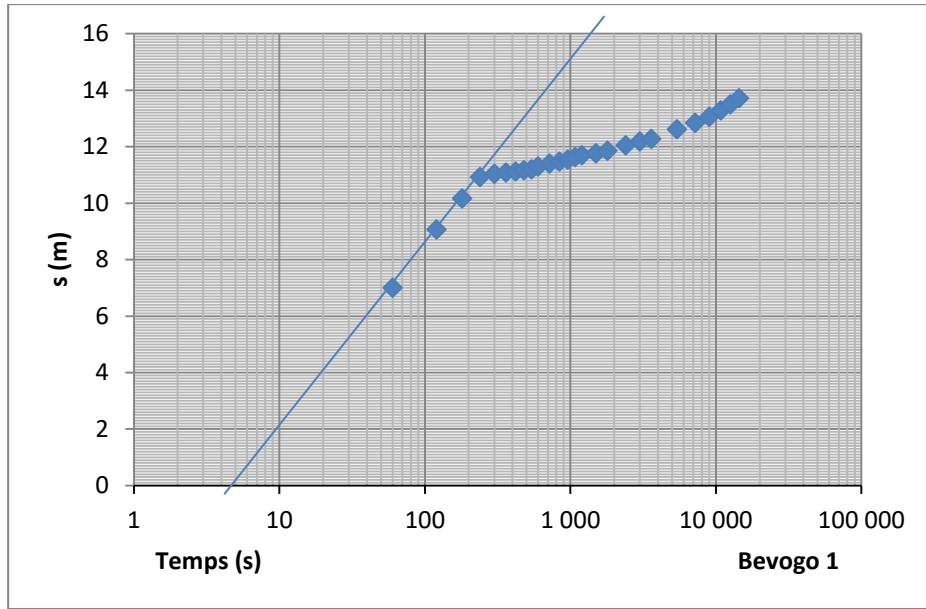
- Walker D. D. et Roberts R. M., 2003. Flow dimension corresponding to hydrogeologic conditions. *Water Resources Research* 39(12), pp. 1349.
- Ward H.S. et Hohmann W.G., 1988. Electromagnetic theory for geophysical applications. Electromagnetic methods in applied geophysics 1 : Theory, chapter 3, *Nabighian M.N. (ed.), SEG Publ.*, pp. 131 – 308.
- Wilson S. R., Ingham M. et McConchie J. A., 2006. The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. *Journal of Hydrology* 316, pp. 301–312.
- Worthington P. F., 1993. The uses and abuses of the Archie equations, 1: the formation factor-porosity relationship. *Journal of Applied Geophysics* 30, pp. 215–228.
- Wright E. P., Burgess W. G., 1992. The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication*, 66, 257 p.
- Wu C. M., Yeh T. C. J., Zhu J., Lee T. H., Hsu N. S., Chen C. H. et Folch Sancho A., 2005. Traditional analysis of aquifer tests: comparing apples to oranges? *Water Resources Research* 41, pp. W09402.
- Wyns R., Gourry J.C., Baltassat J.M. & Lebert F., 1999. Caractérisation multiparamétrés des horizons de subsurfaces (0-100 m) en contexte de socle altéré. 2ème colloque GEOFCAN BRGM IRD UPMC, Orléans, France, *Actes du colloque*, pp. 105-110.
- Wyns R., Baltassat J.-M., Lachassagne P., Legchenko A., Vairon J., Mathieu F., 2004. Application of proton magnetic resonance soundings to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, pp. 21–34. doi:10.2113/175.1.21
- Yacé I., 1977. Contribution à l'étude du volcanisme du protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest : l'exemple du Centre-Sud-Est de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de la Société géologique de France*, vol. 7, tome XIX, n° 5, pp. 991-993.
- Yadav, G.S., Singh, S.K., 2007. Integrated resistivity surveys for delineation of fractures for ground water exploration in hard rock areas. *J. Appl. Geophys.* 62, pp. 301–312. doi:10.1016/j.jappgeo.2007.01.003
- Yésou H.R., Saint-Jean R., Pion J.C. et Besnus Y., 1990. Amélioration des données SPOT pour la cartographie structurale en milieu tropical: exemple de la région des chapeaux de fer de Pagala

(Togo, Afrique Occidentale). Actes du colloque Outils microinformatiques et télédétection de l'évolution des milieux, Troisièmes journées scientifiques du réseau de télédétection de l'UREF, 13-16 novembre 1990.

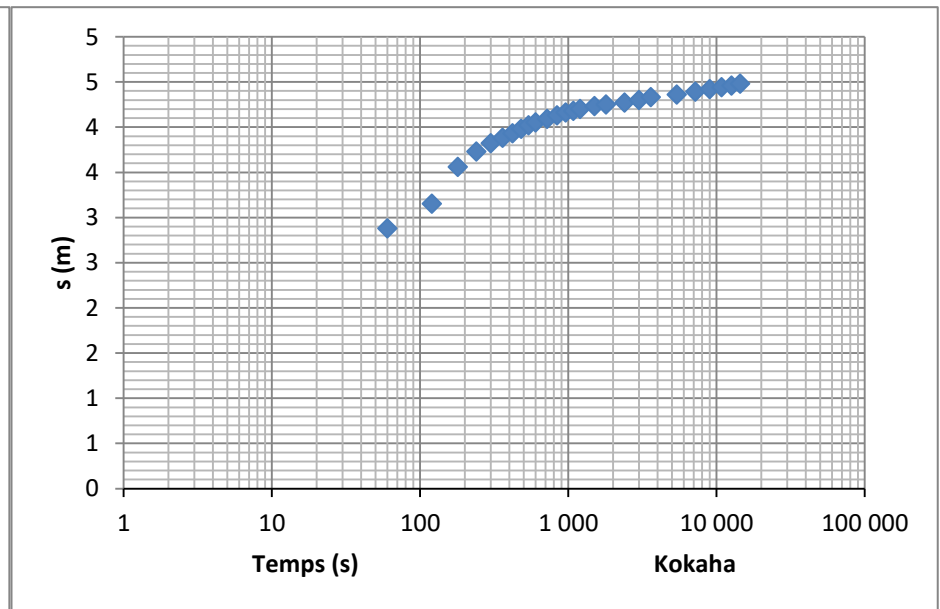
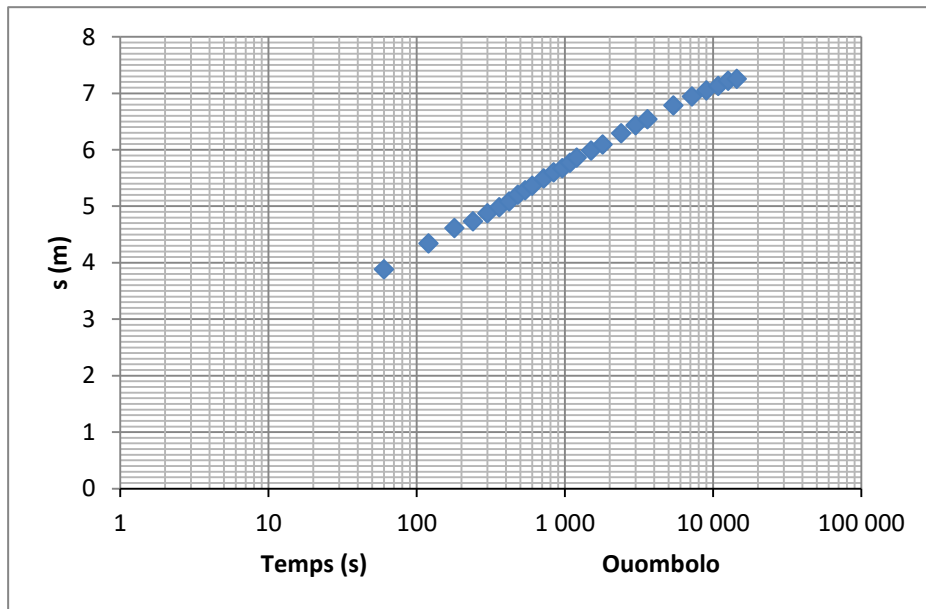
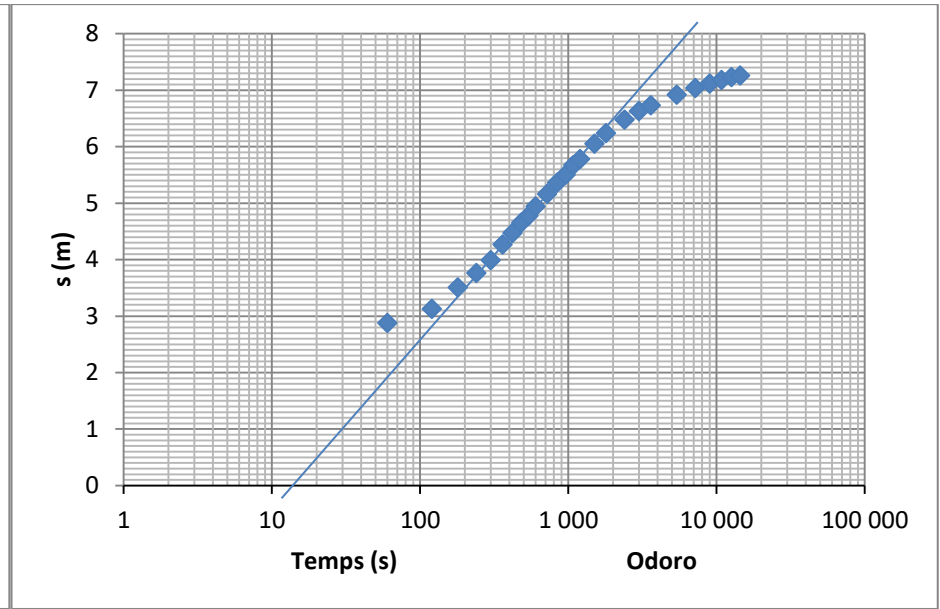
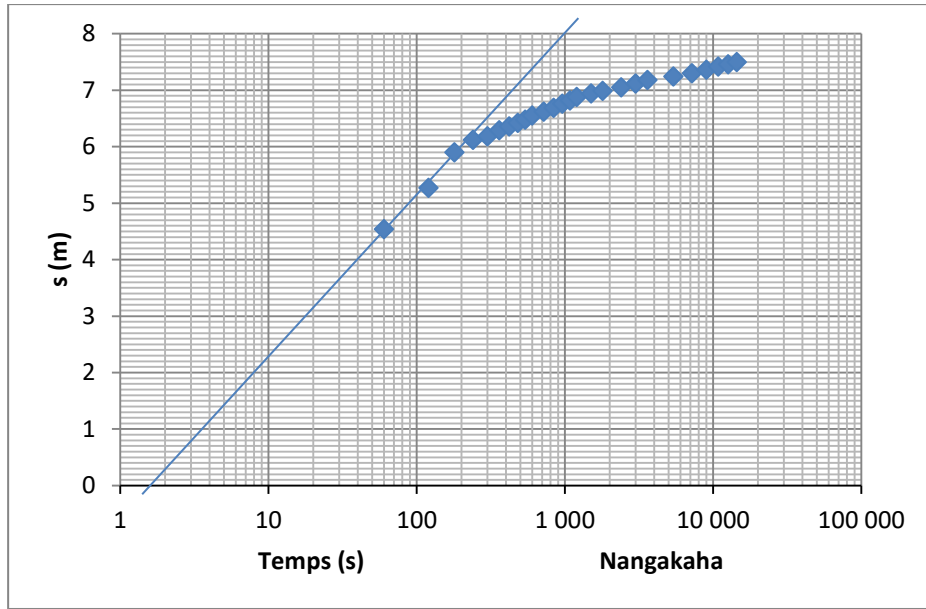
Zhang Z., Routh P.S., Oldenburg D.W., Alumbaugh D.L., Newman G.A., 2000. Reconstruction of 1-D conductivity from dual-loop EM data. *GEOPHYSICS* 65, pp. 492-501. doi:10.1190/1.1444743

ANNEXES

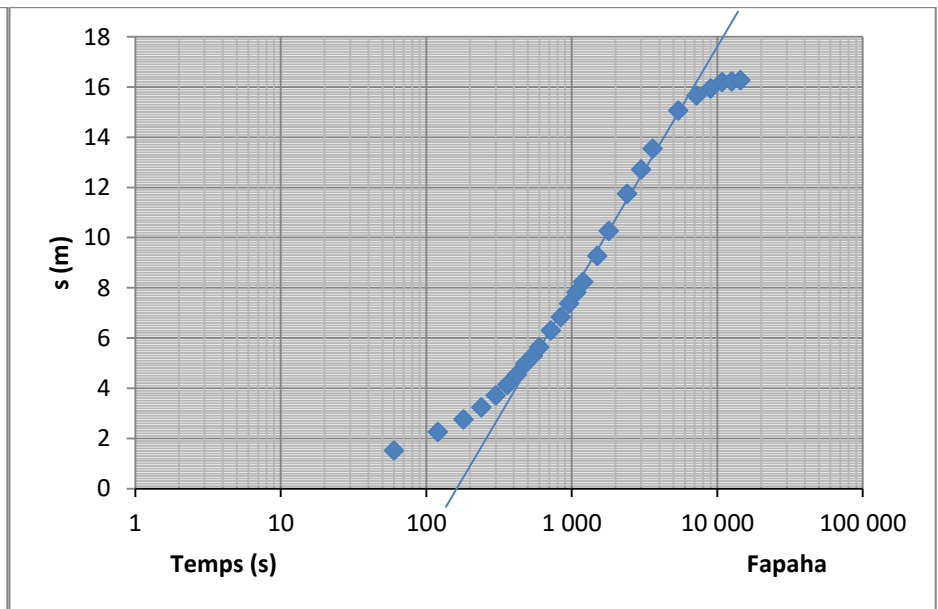
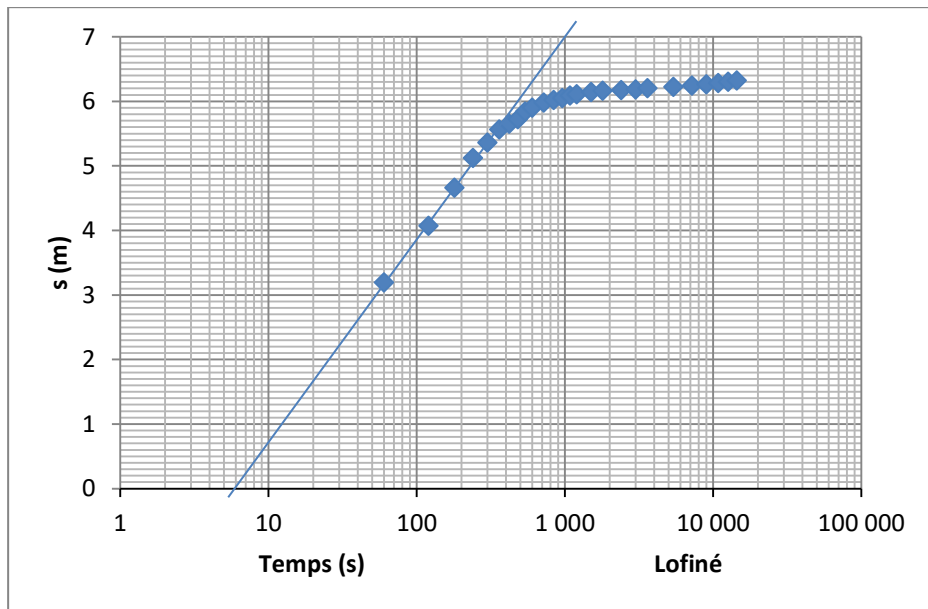
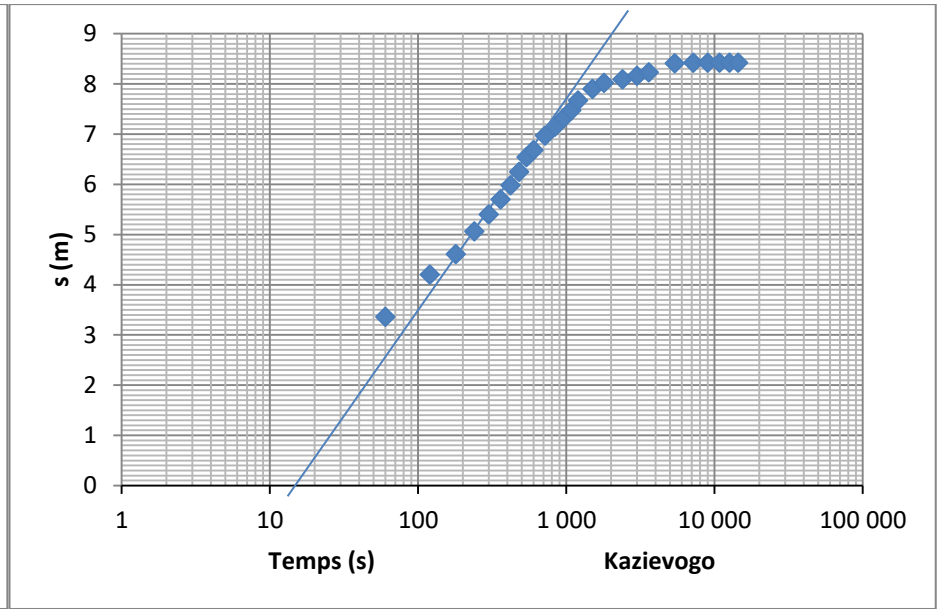
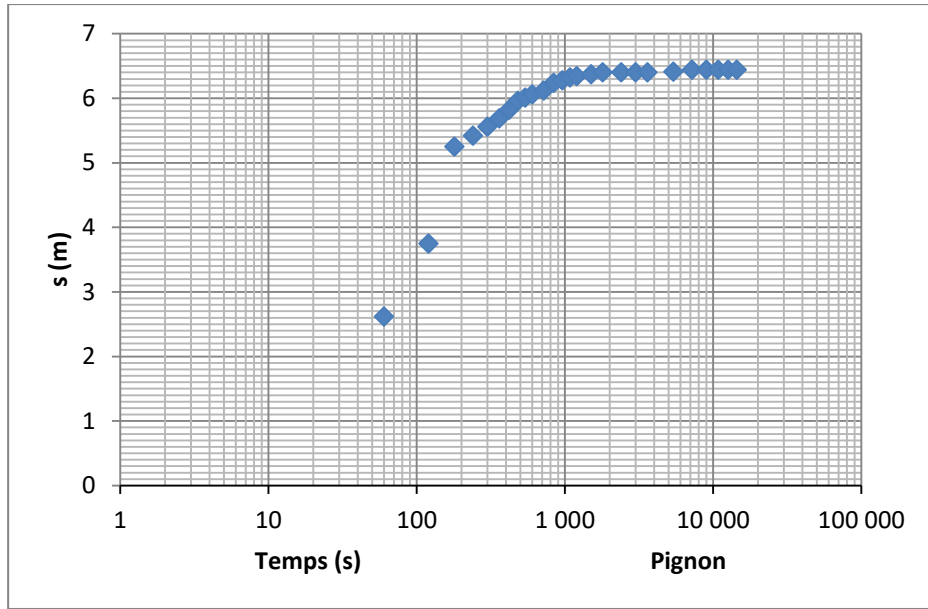
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



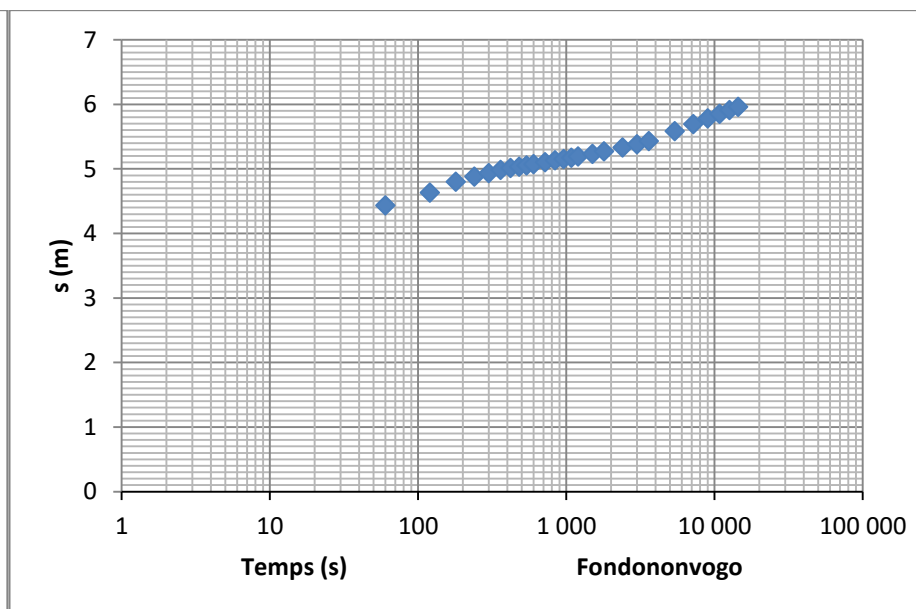
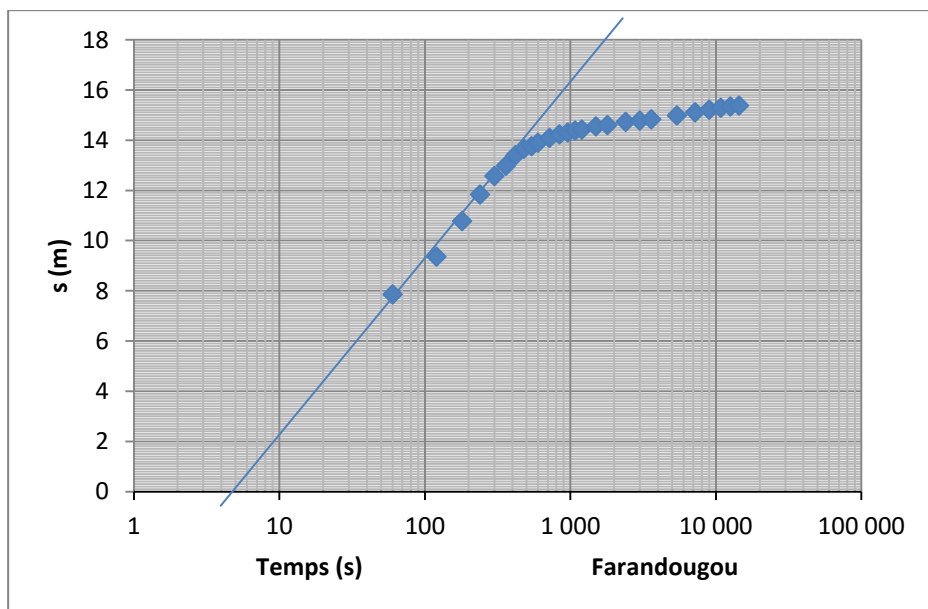
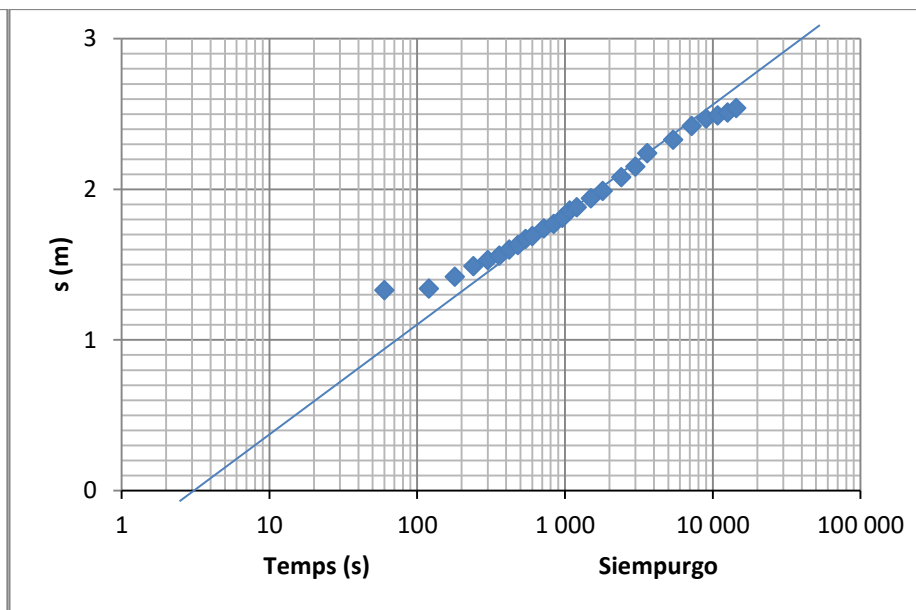
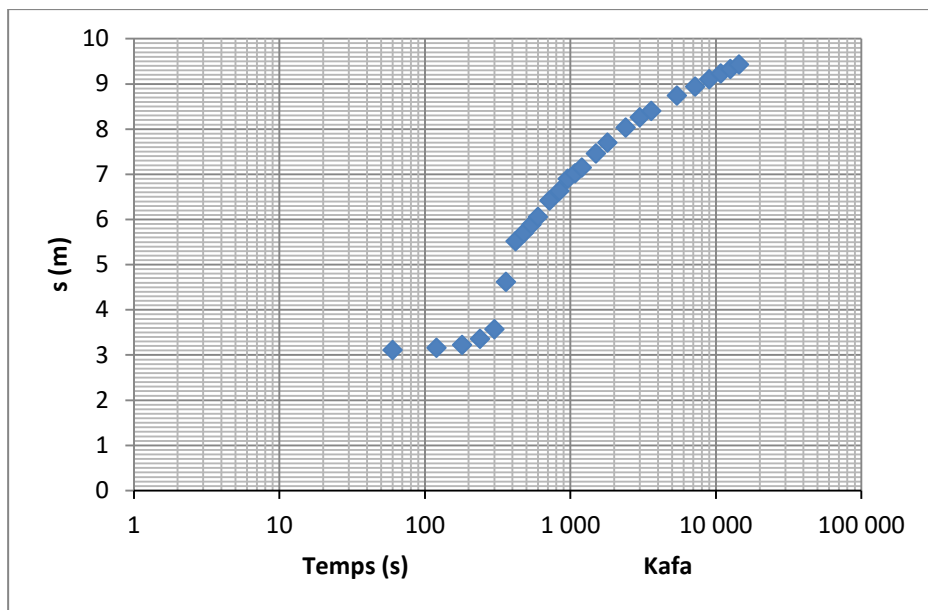
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



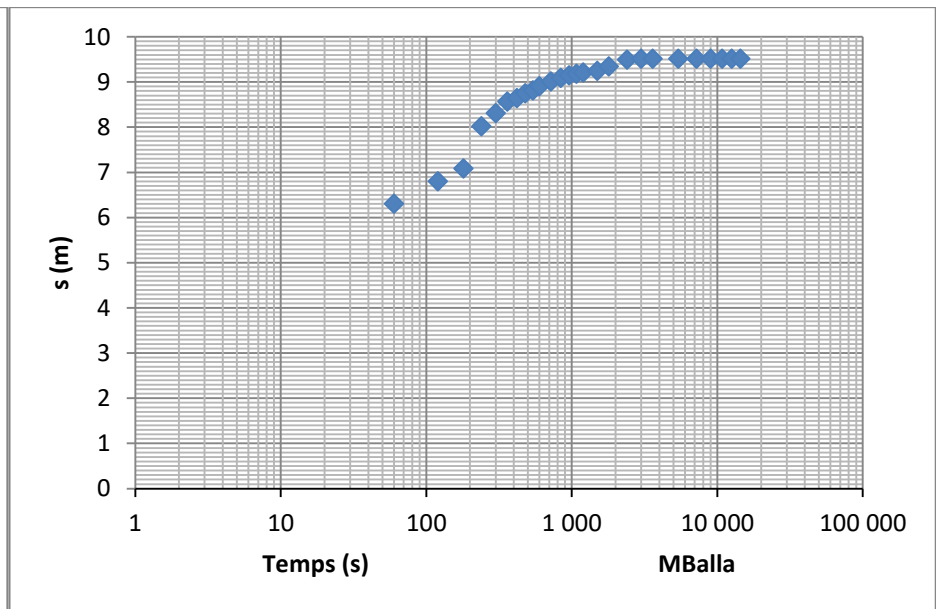
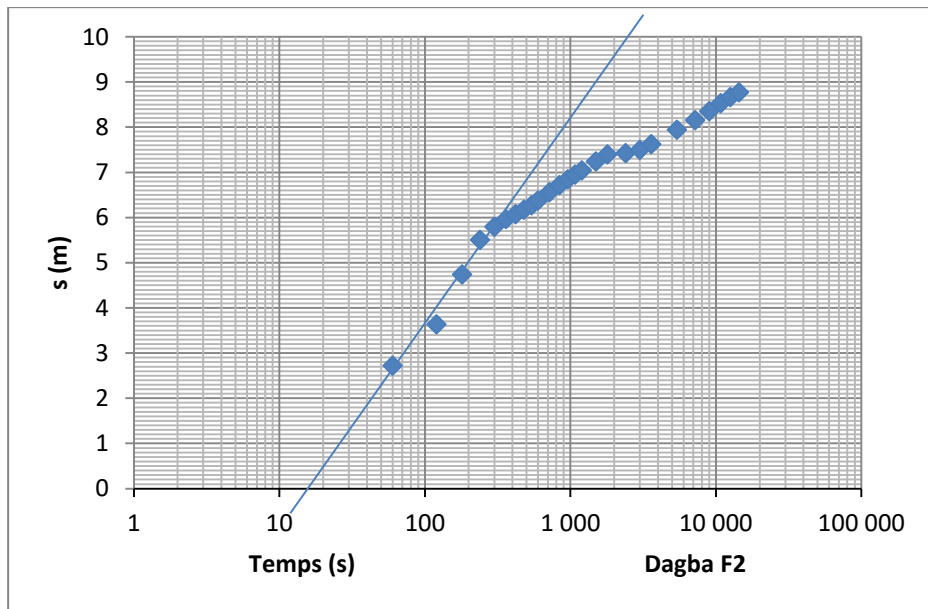
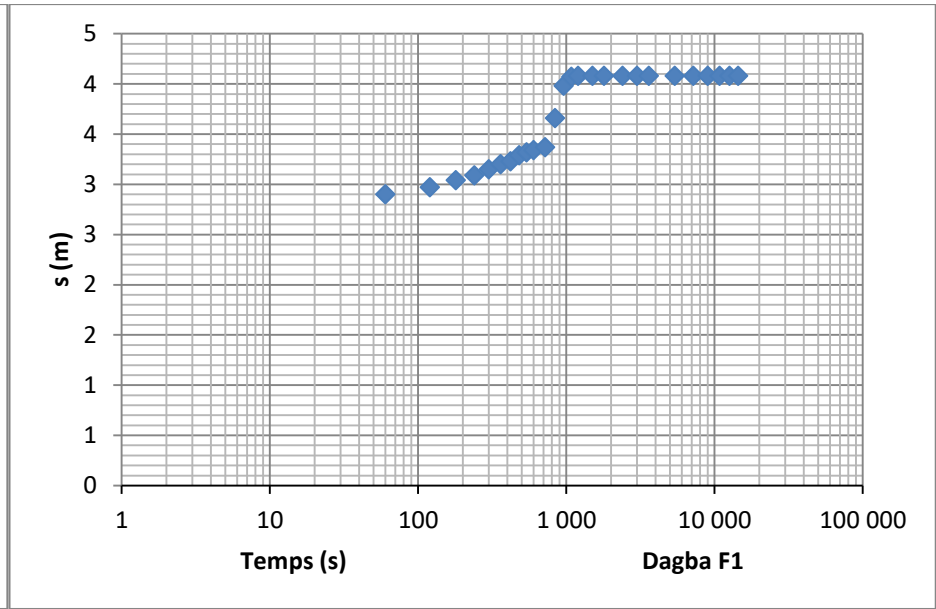
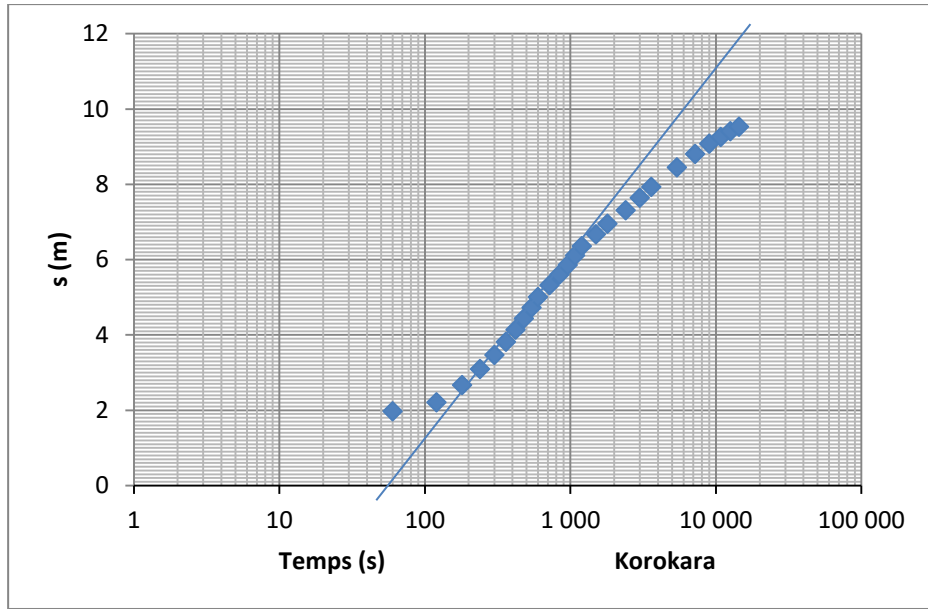
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



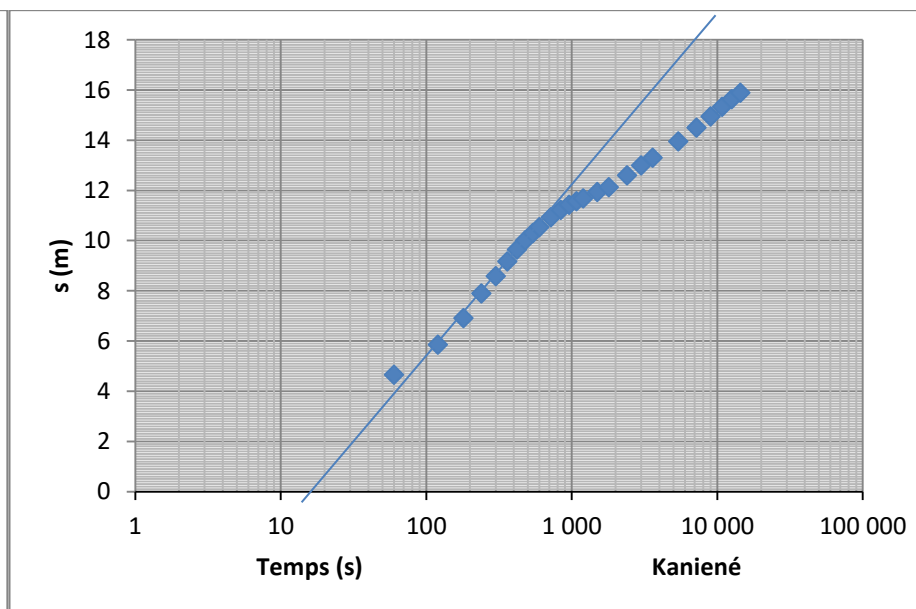
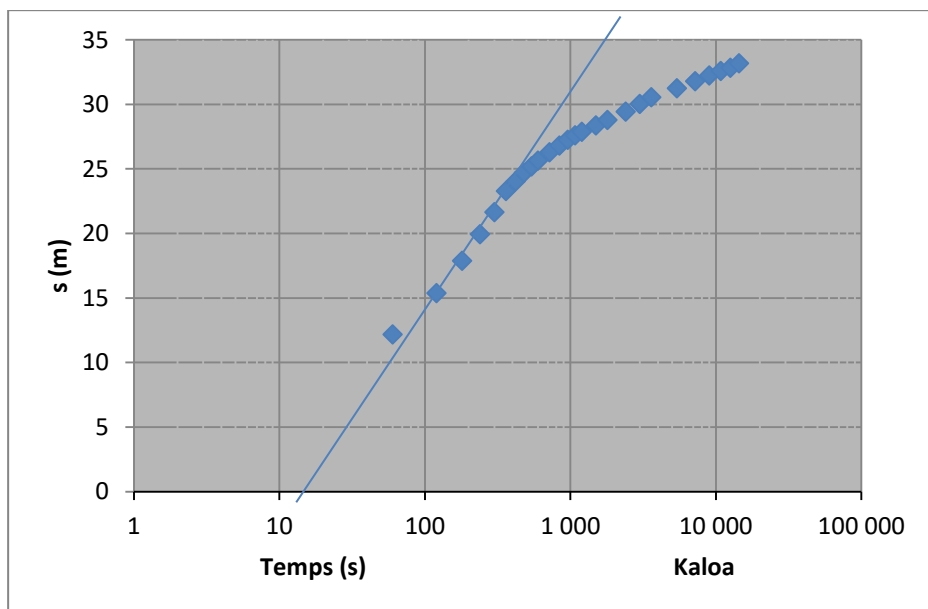
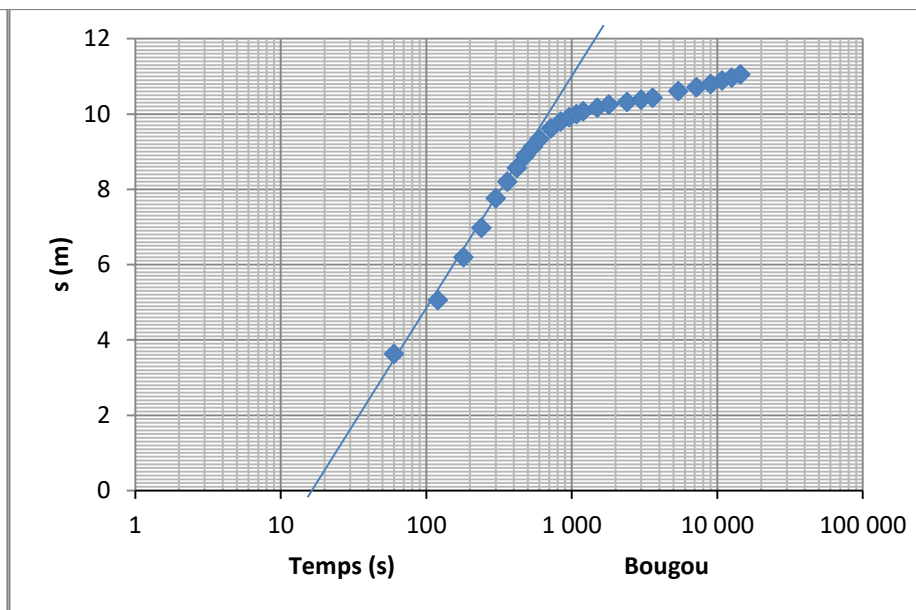
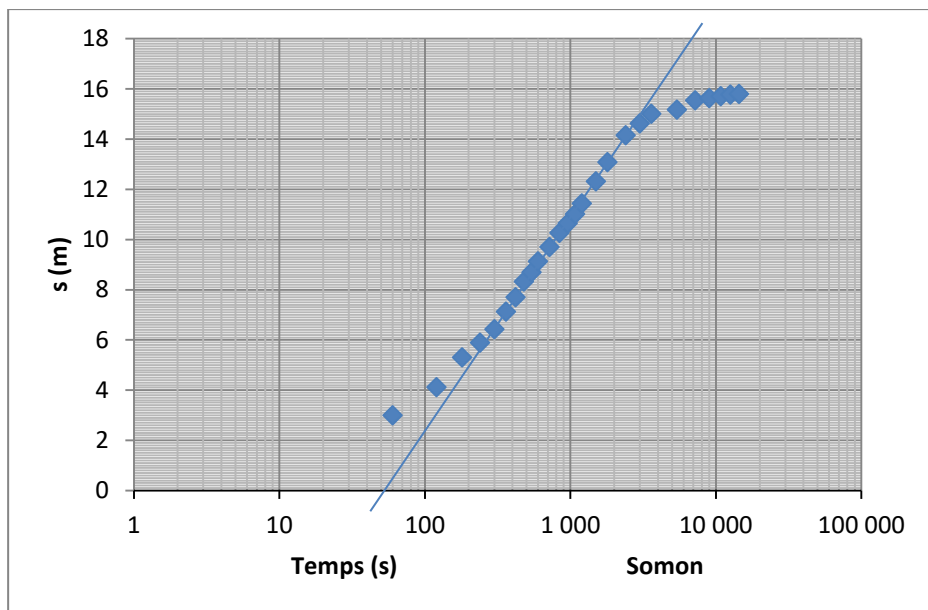
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



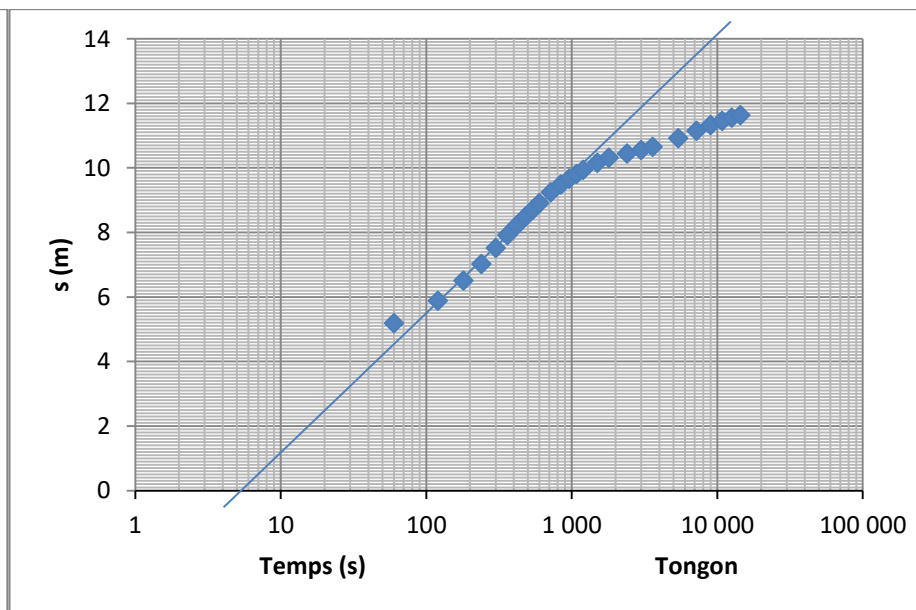
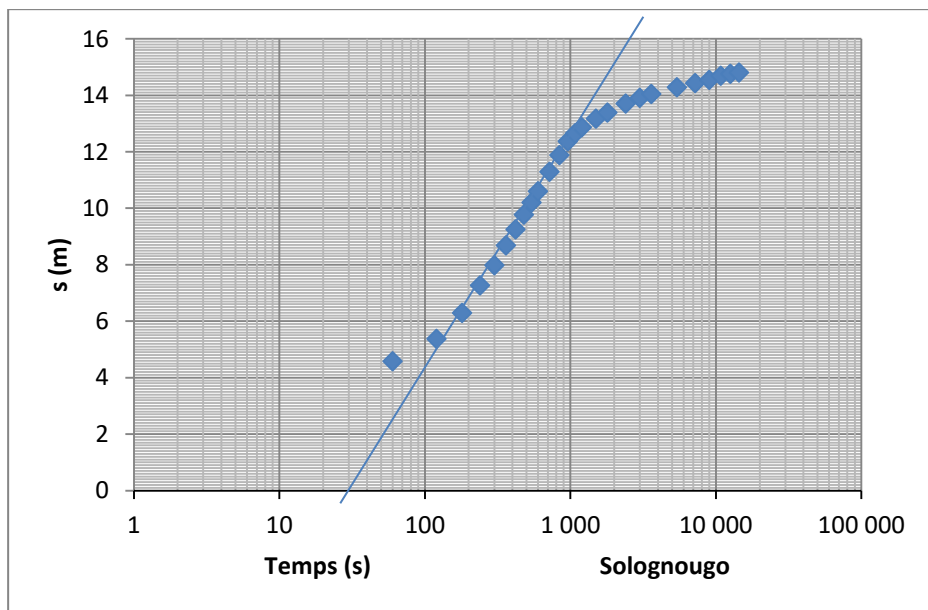
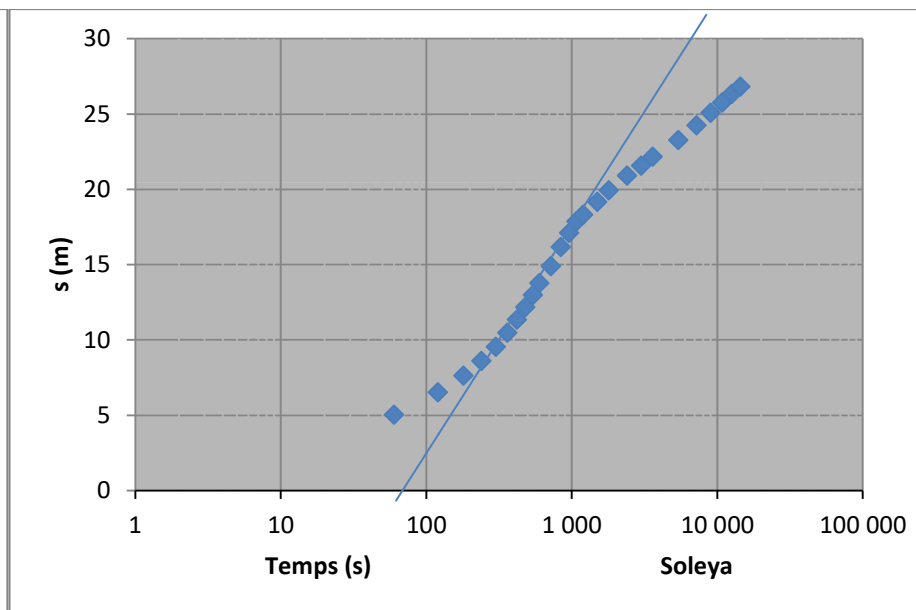
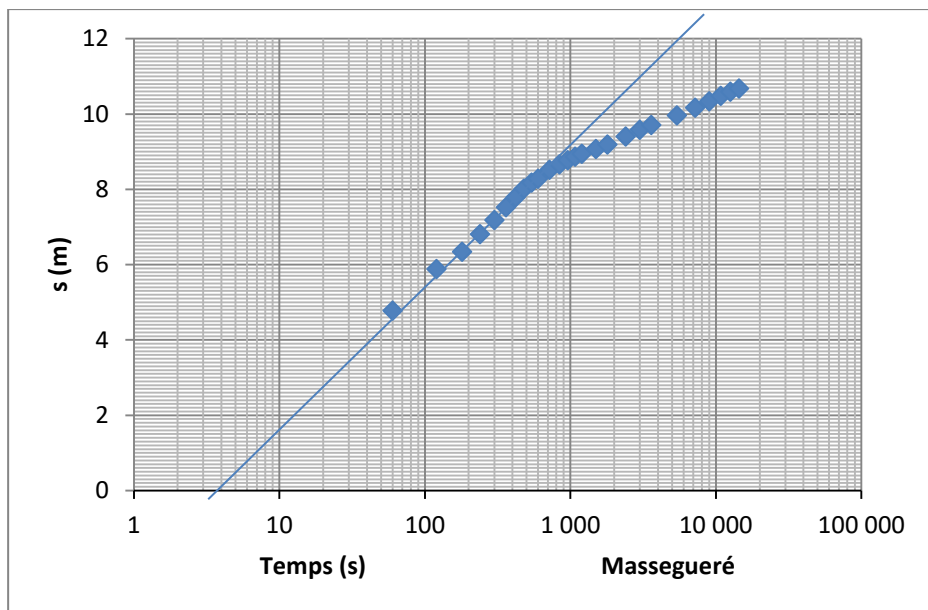
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



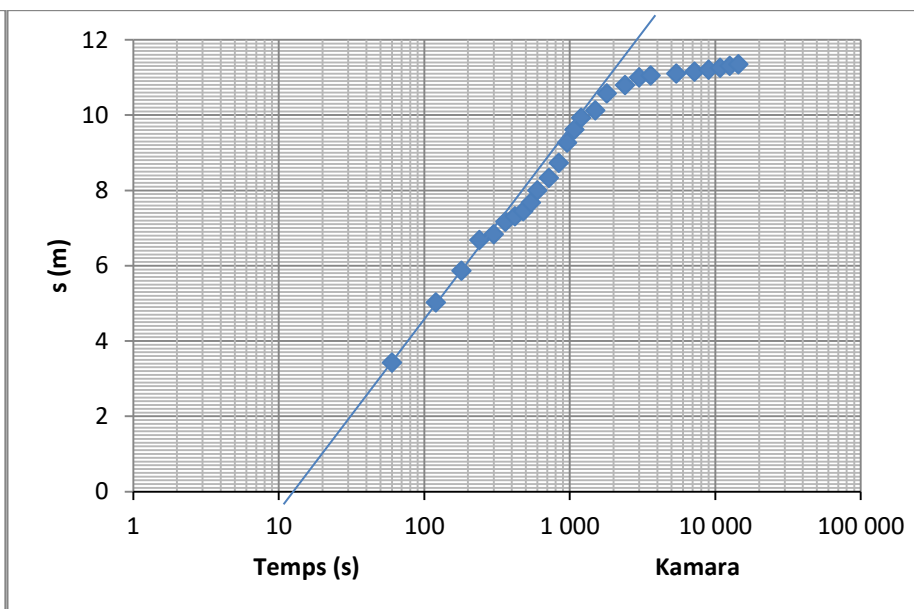
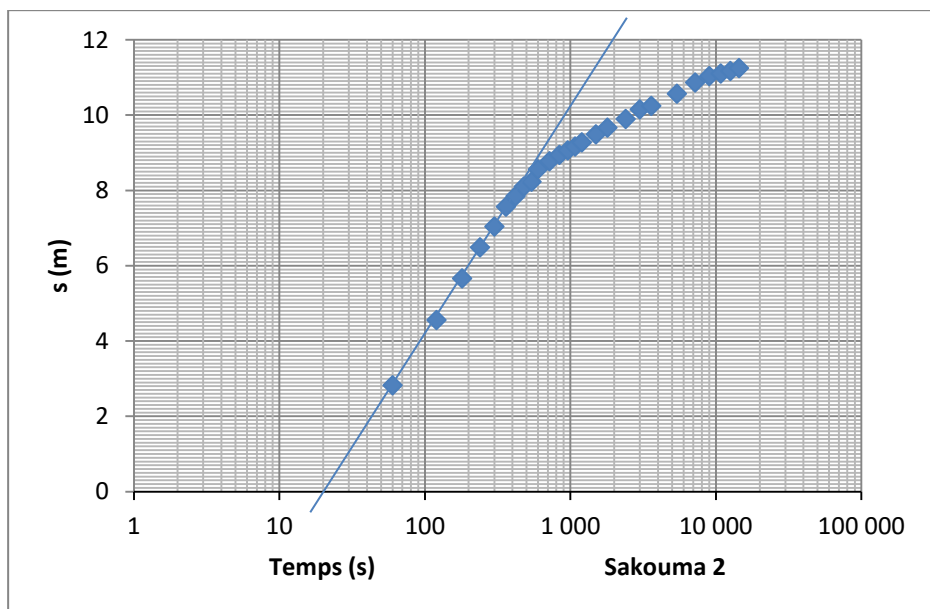
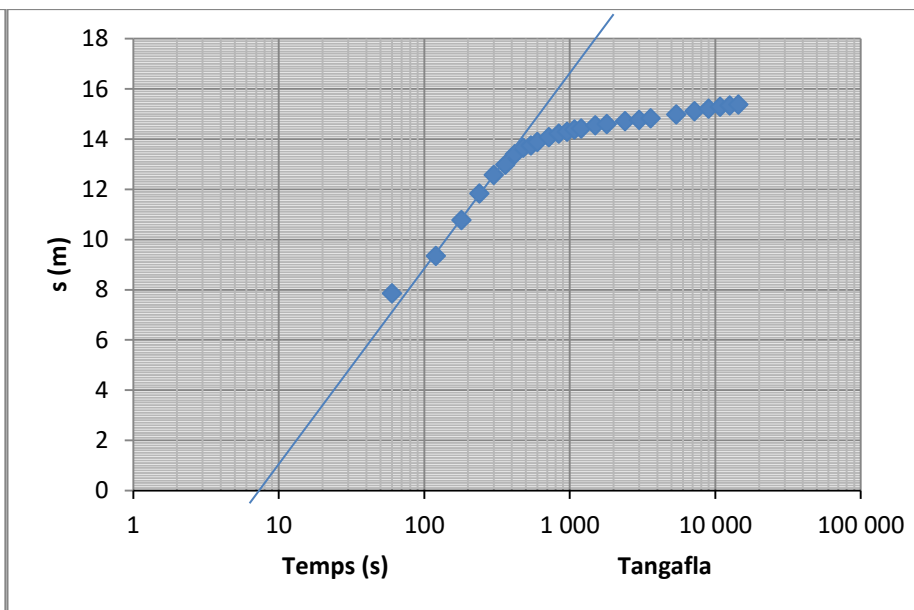
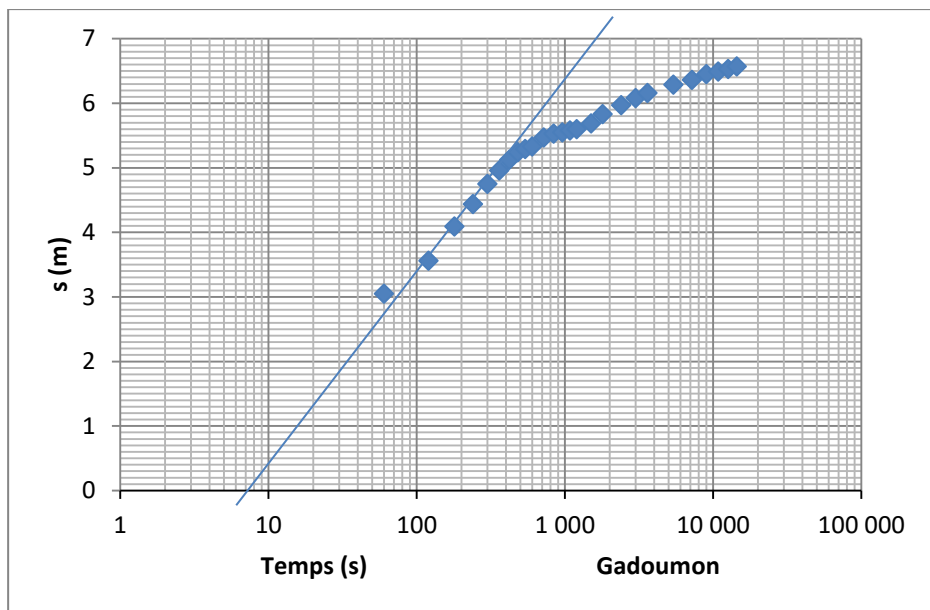
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



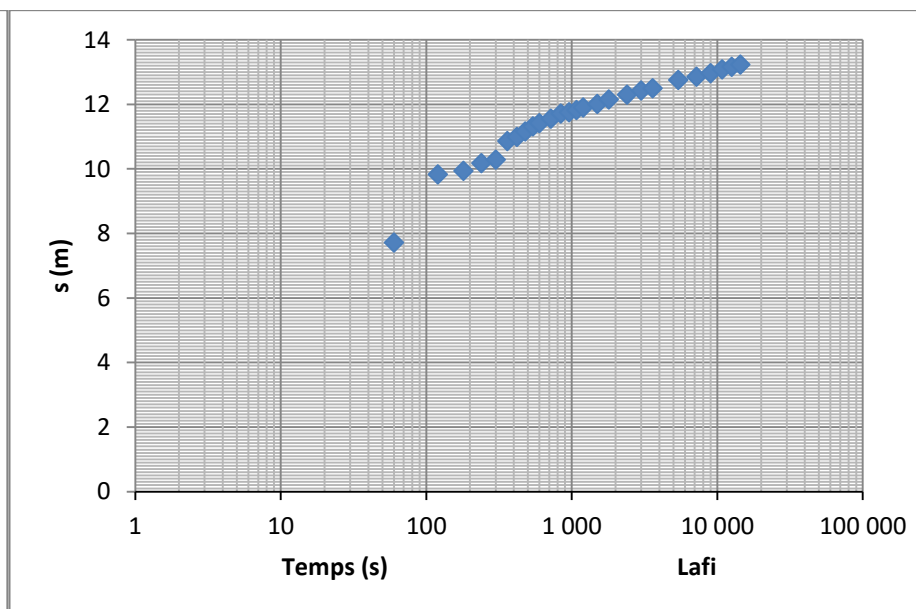
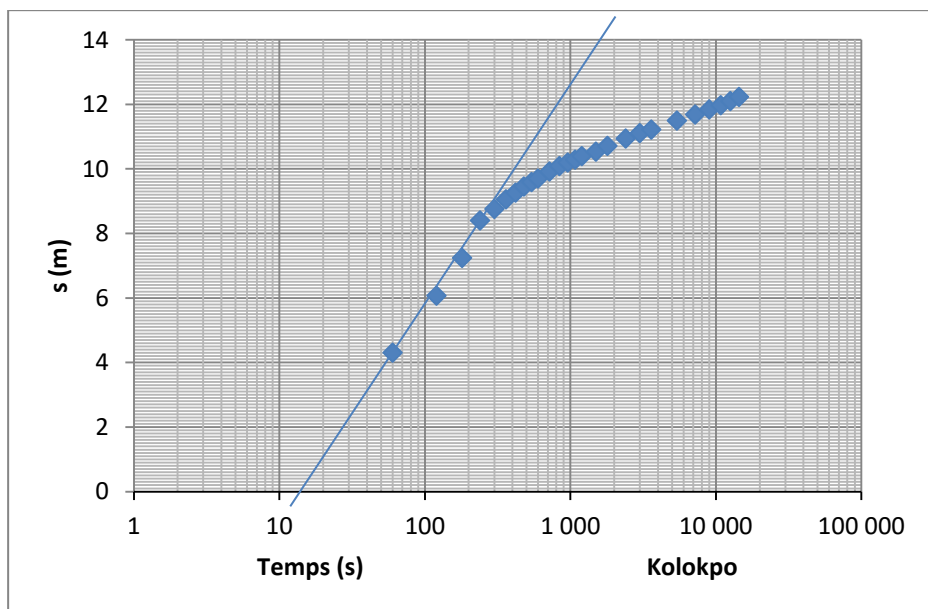
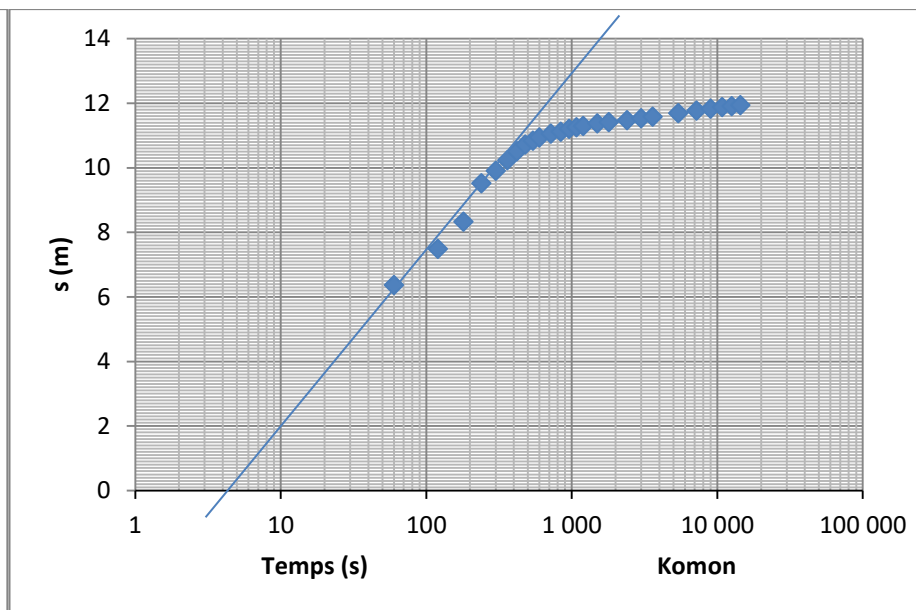
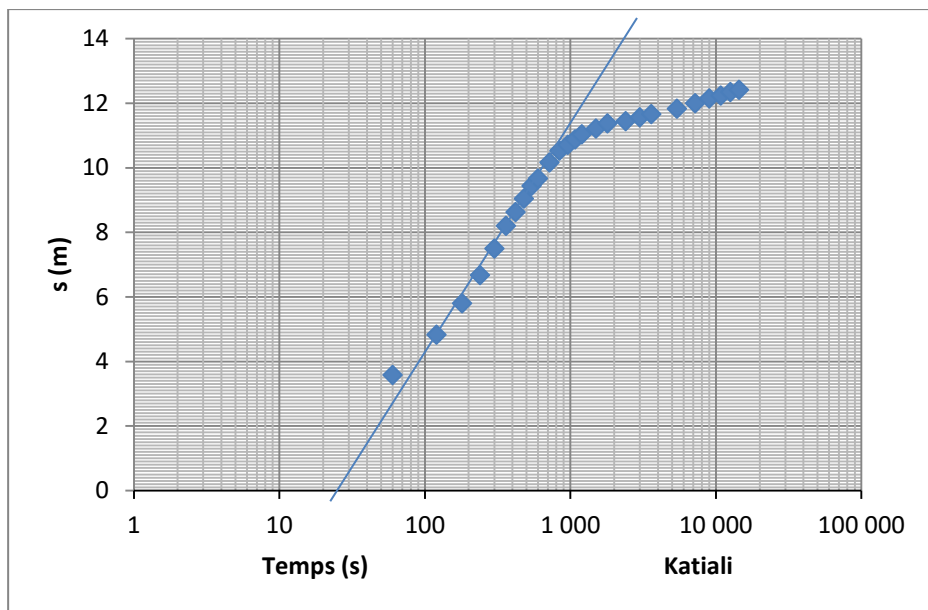
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



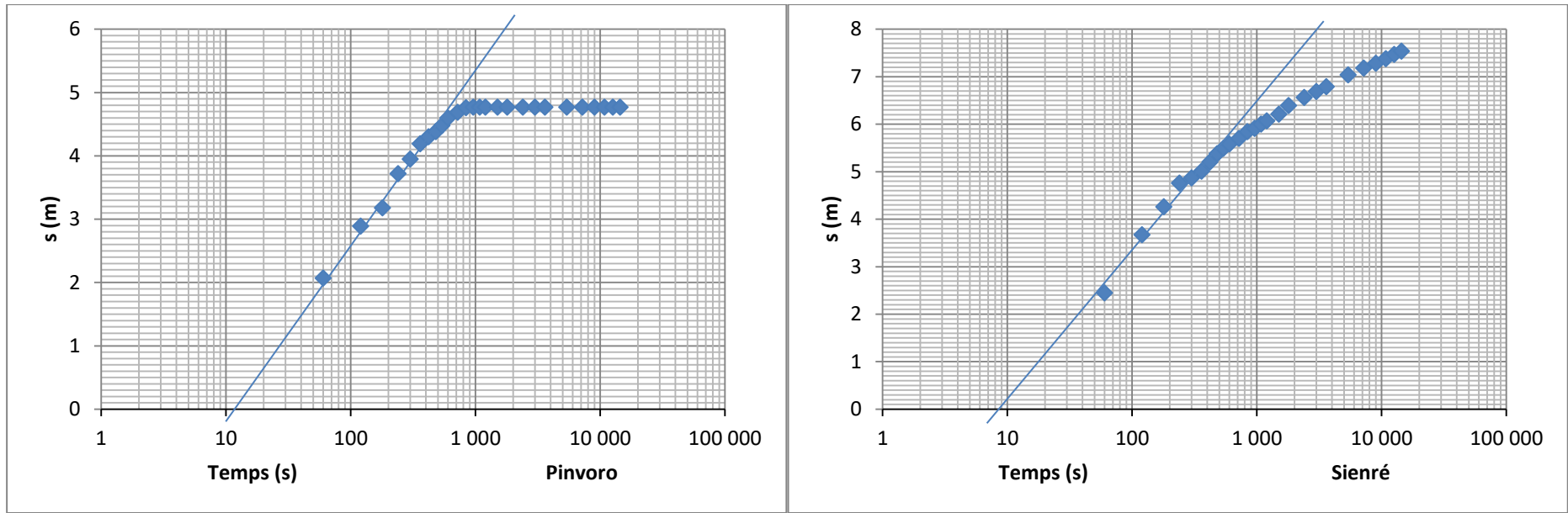
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



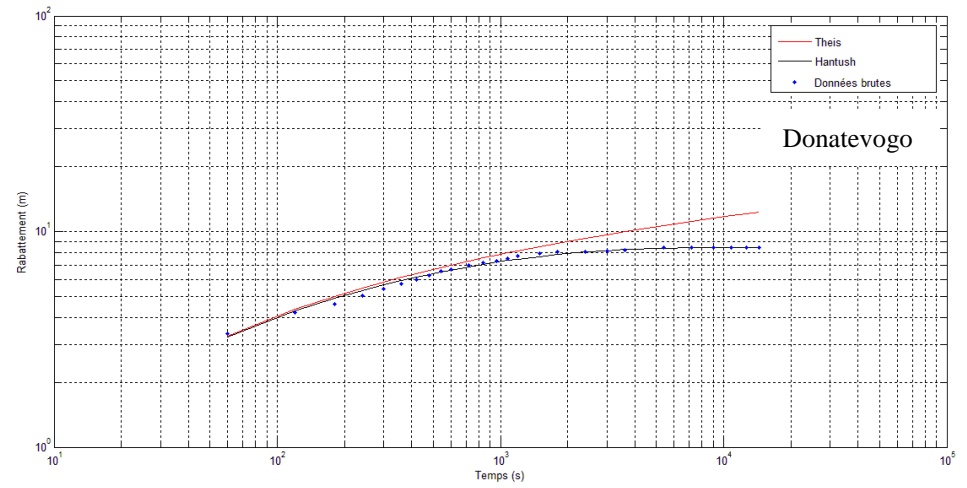
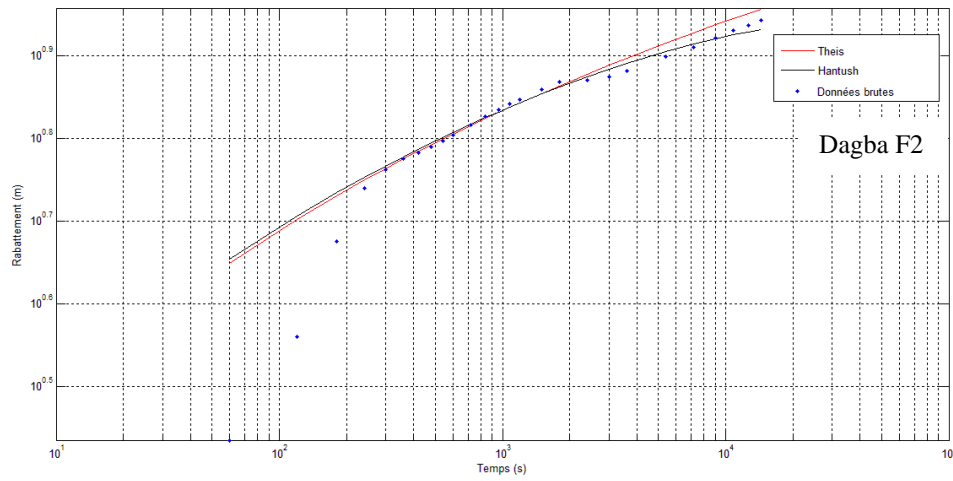
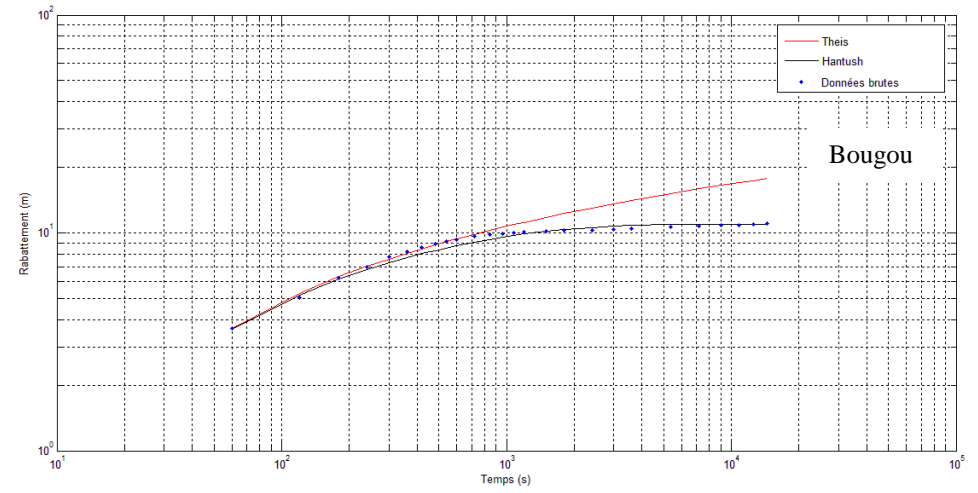
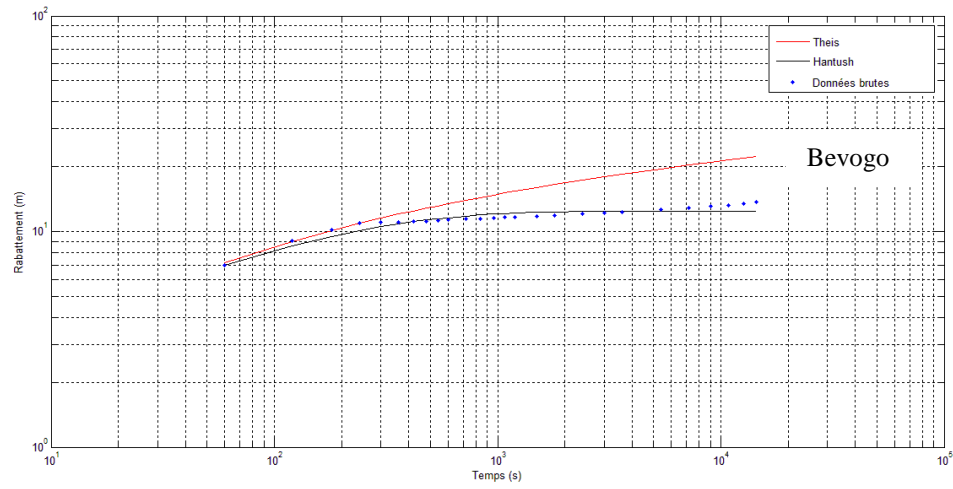
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



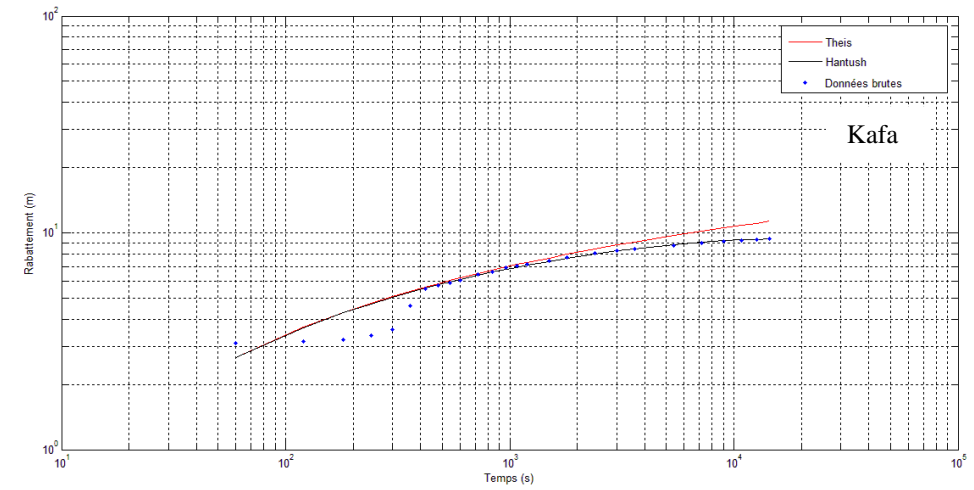
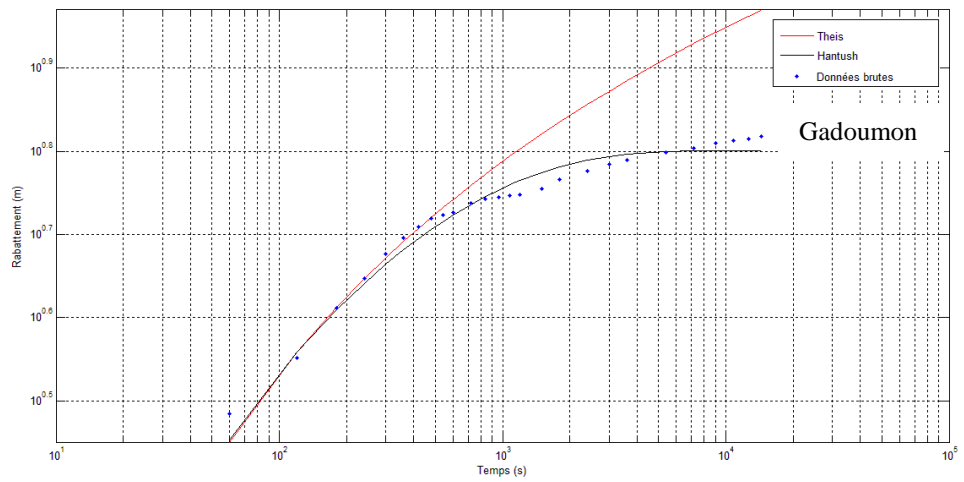
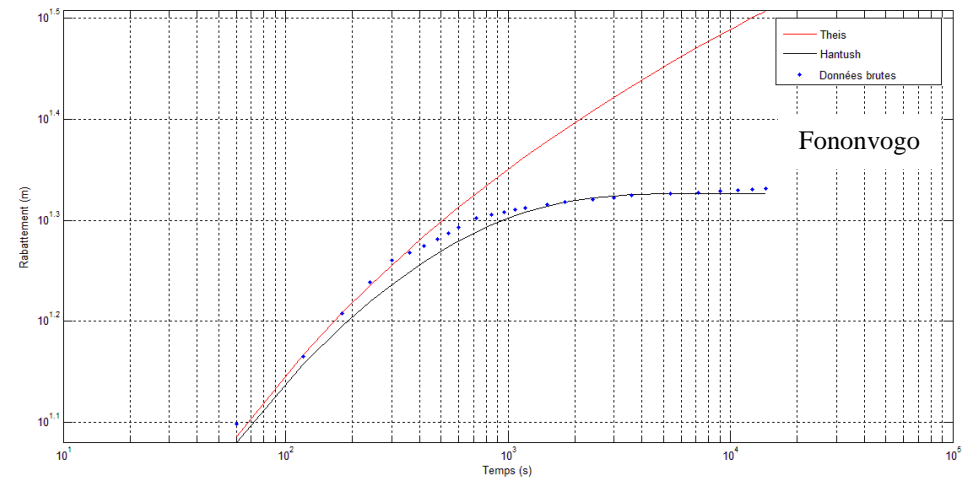
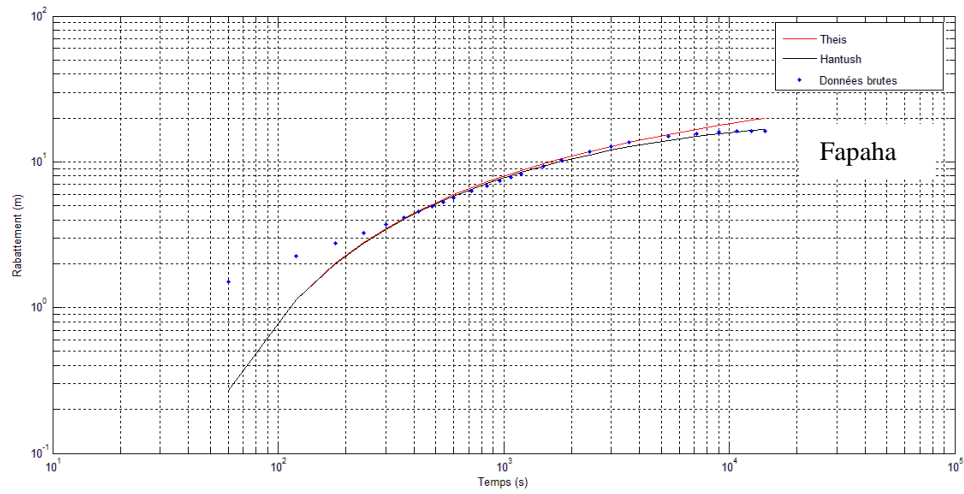
ANNEXE 1 : LINEARISATION SEMI-LOG DE JACOB



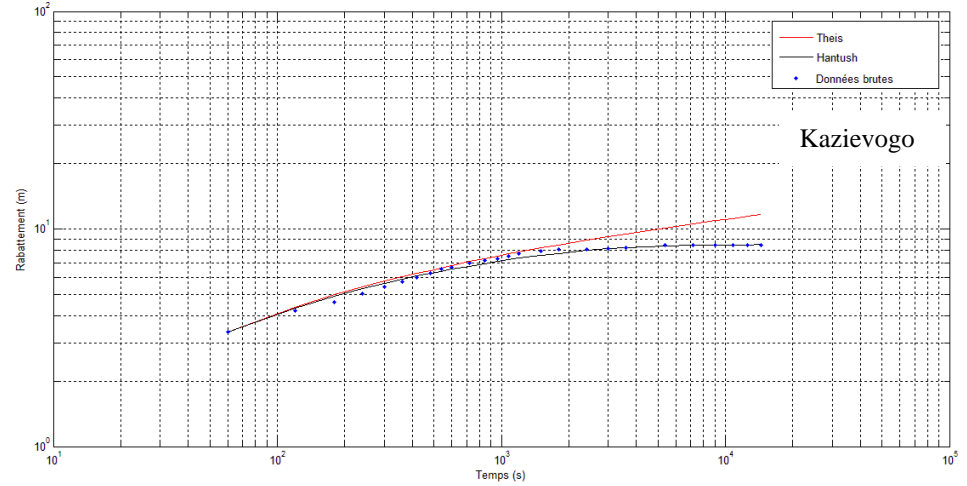
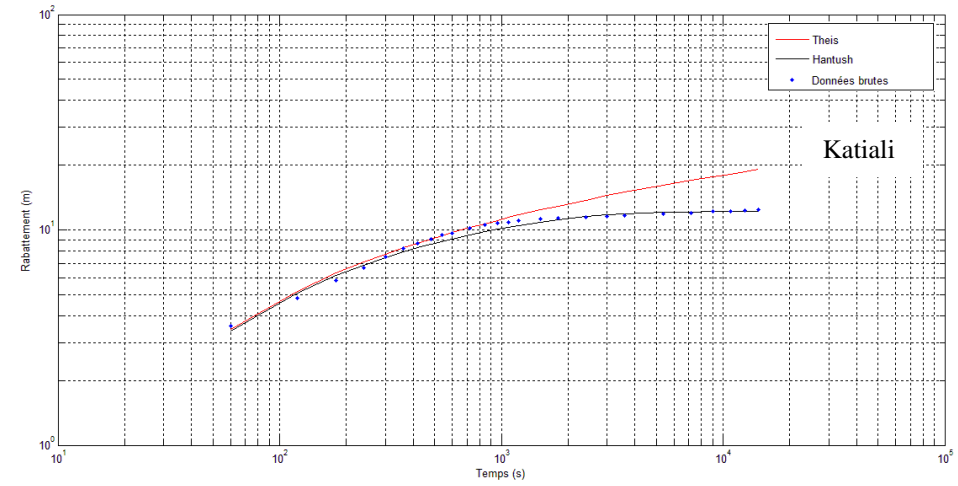
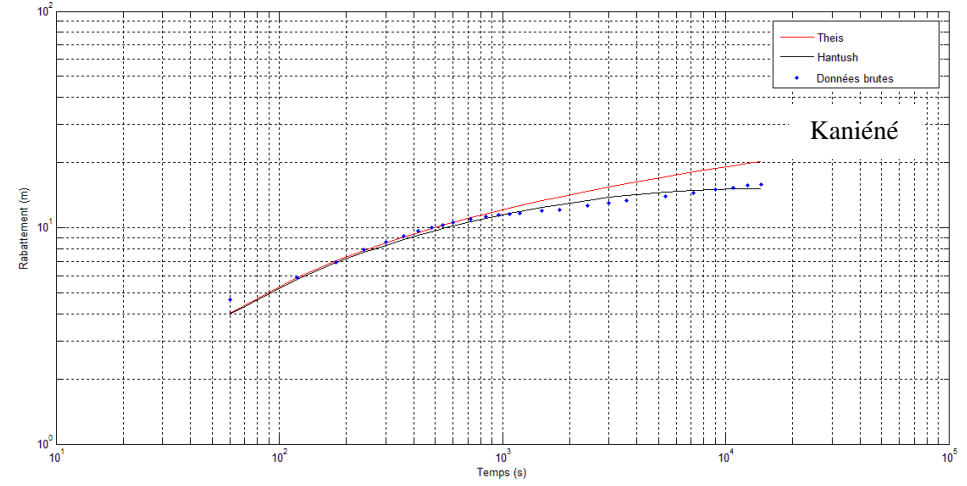
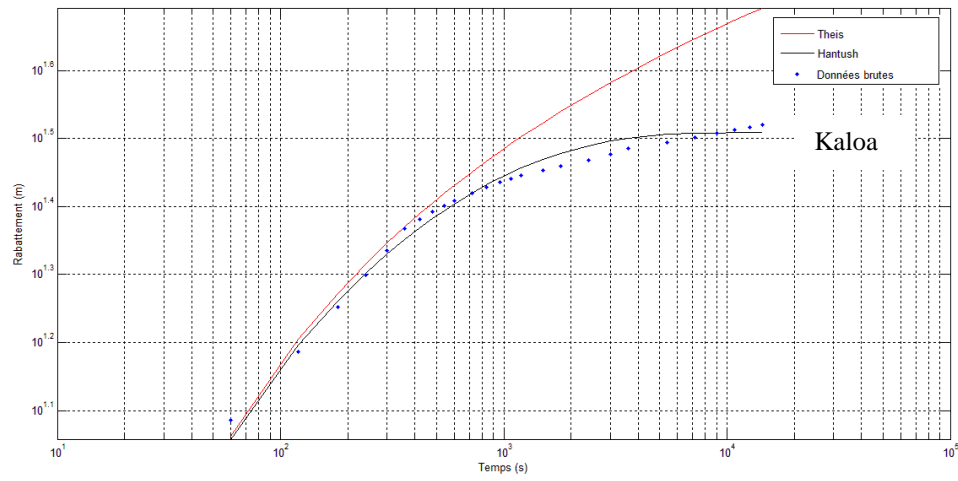
ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH



ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH

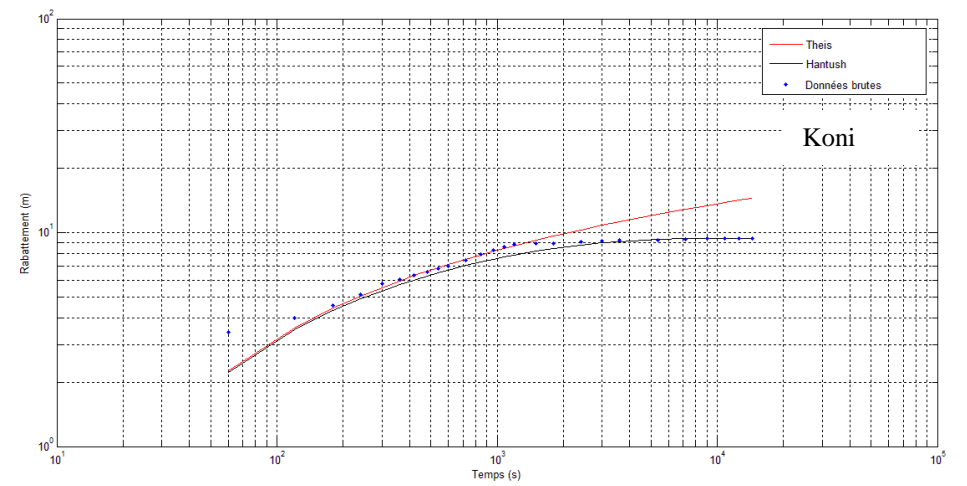
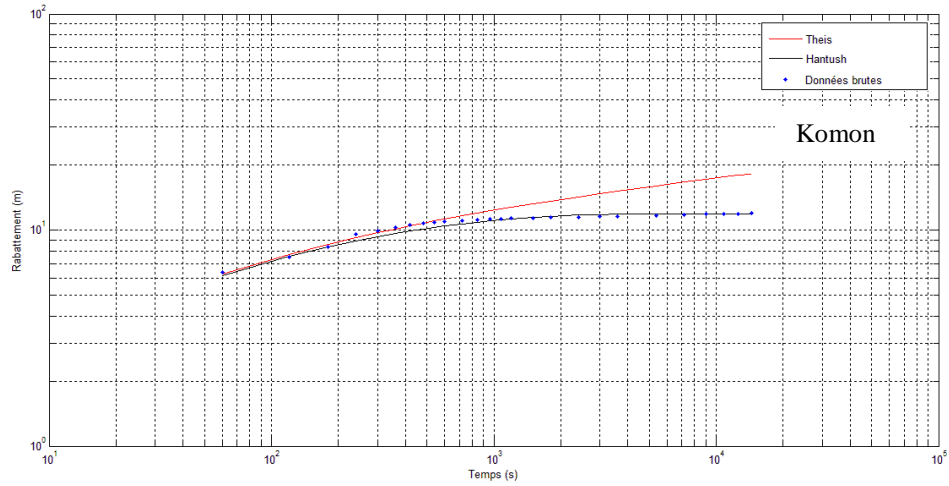
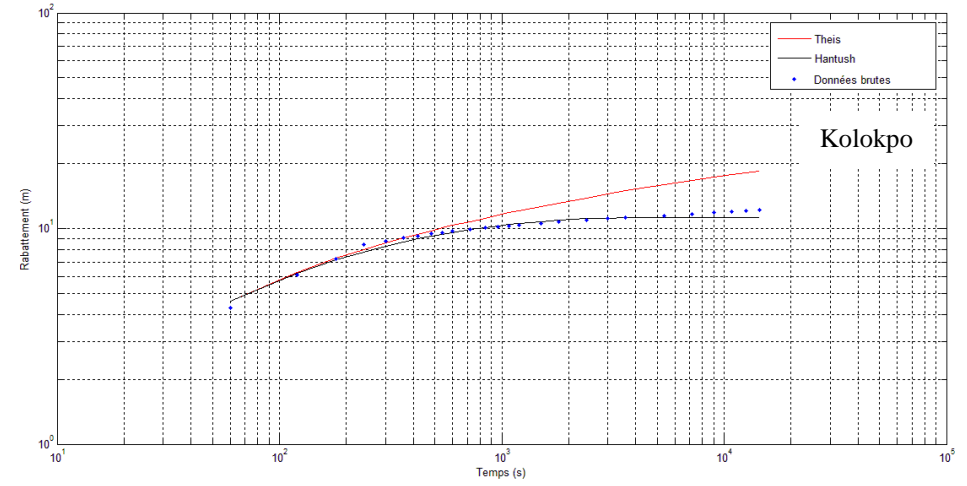
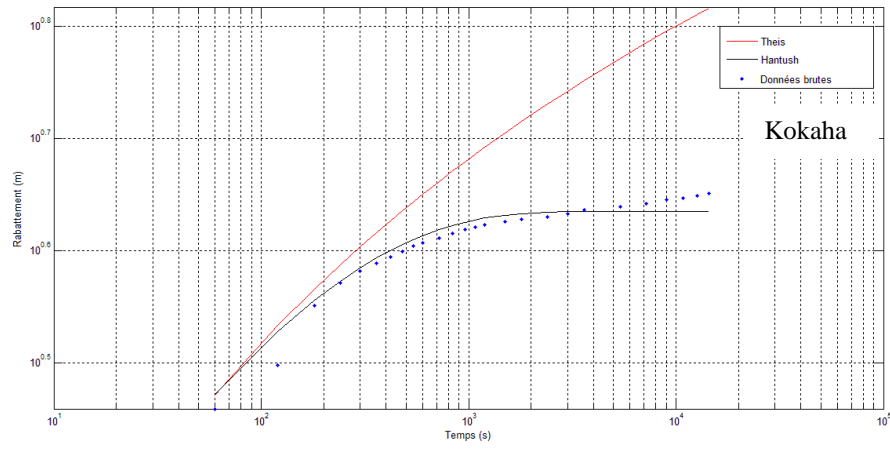


ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH

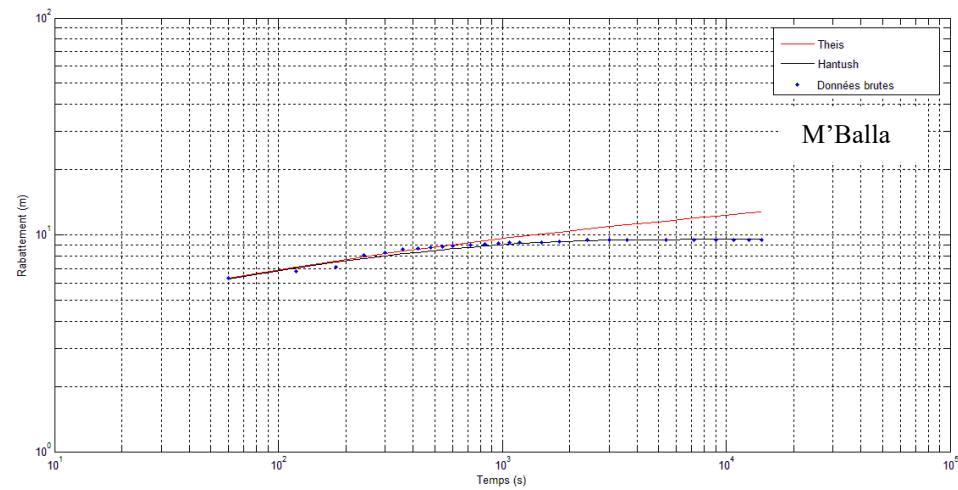
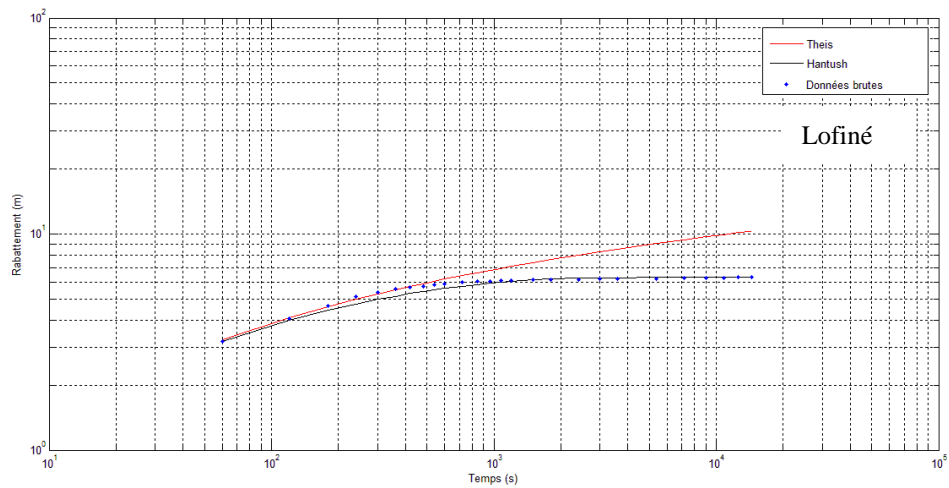
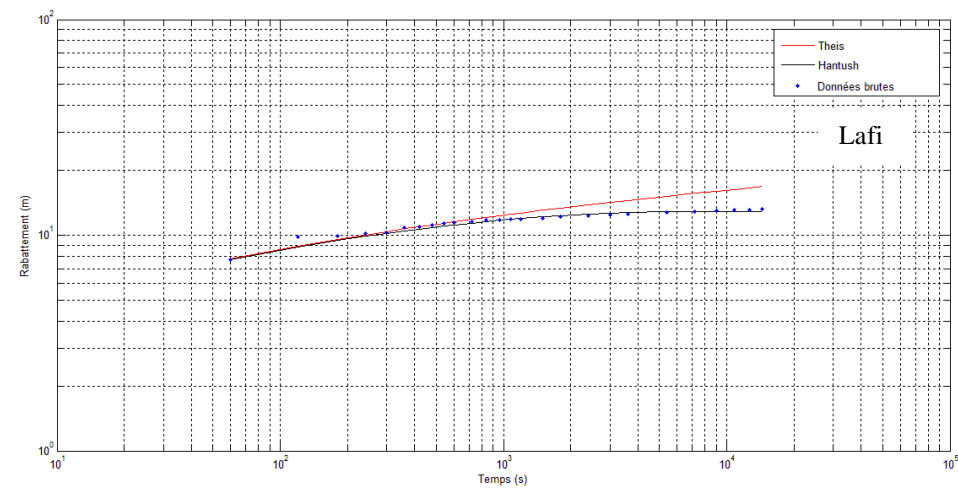
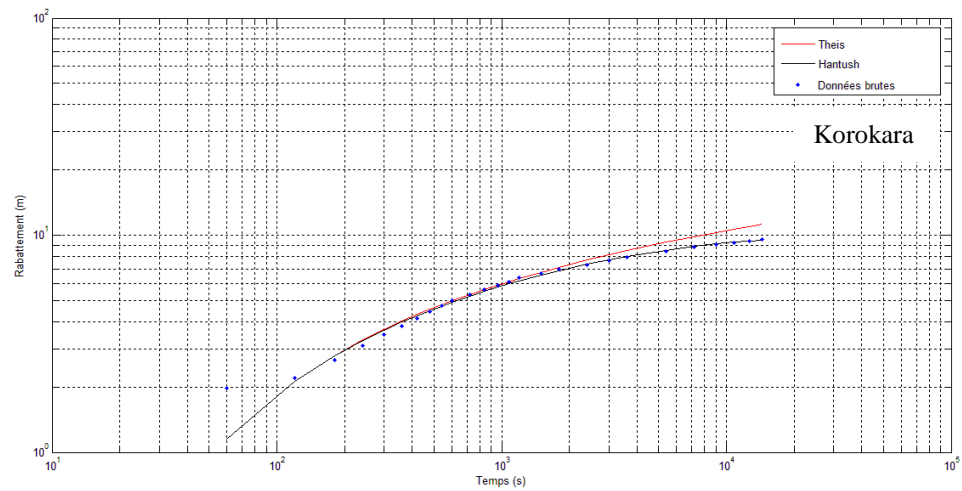


F

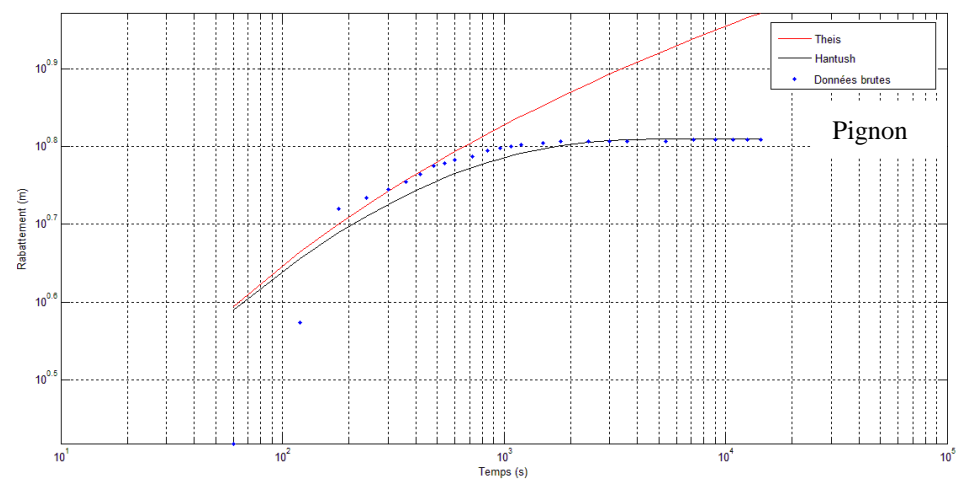
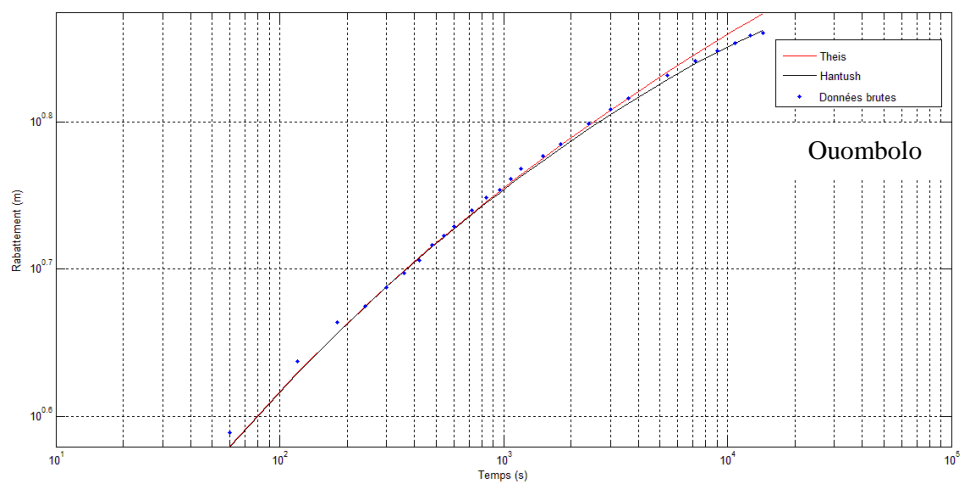
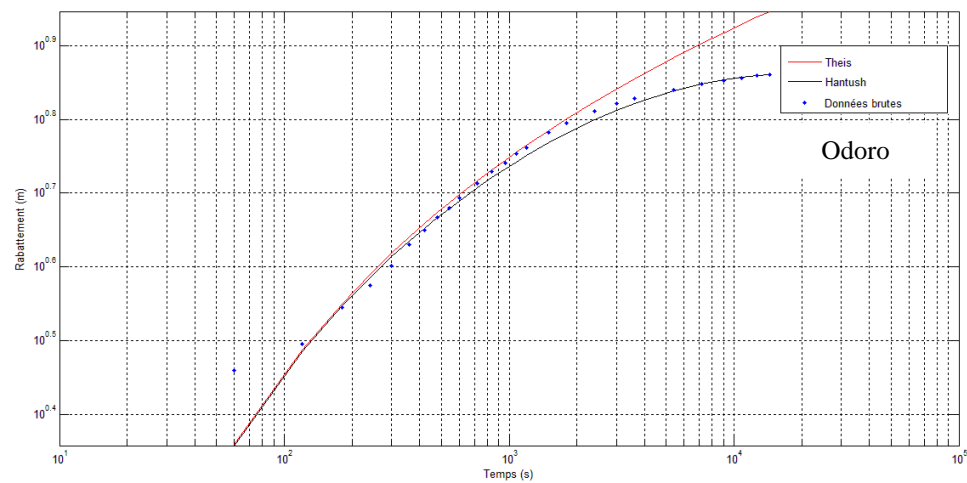
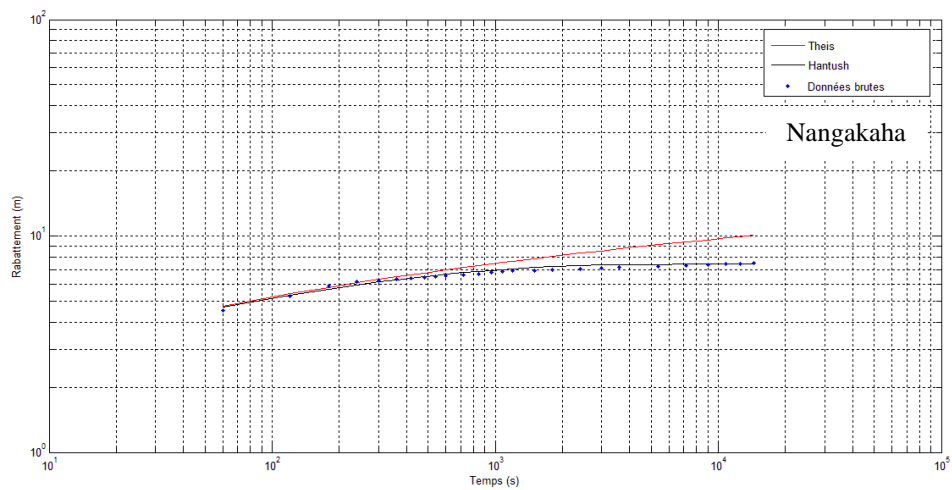
ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH



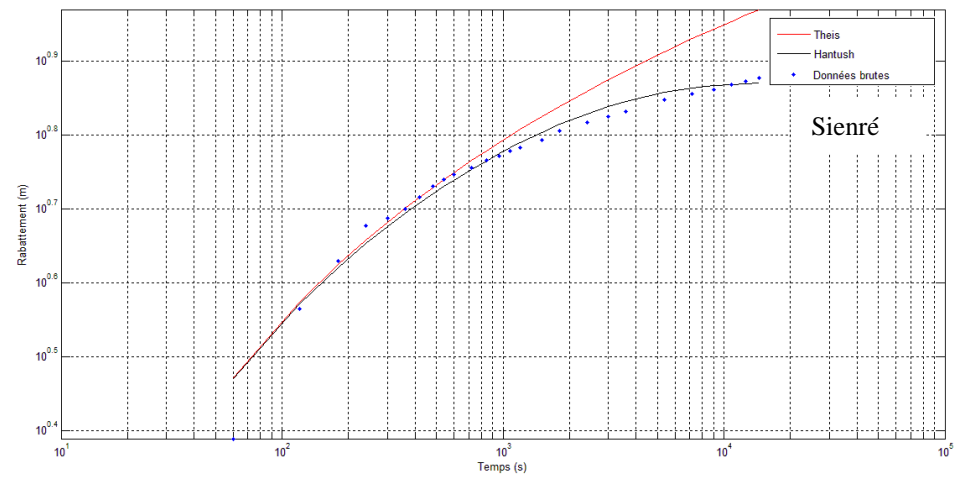
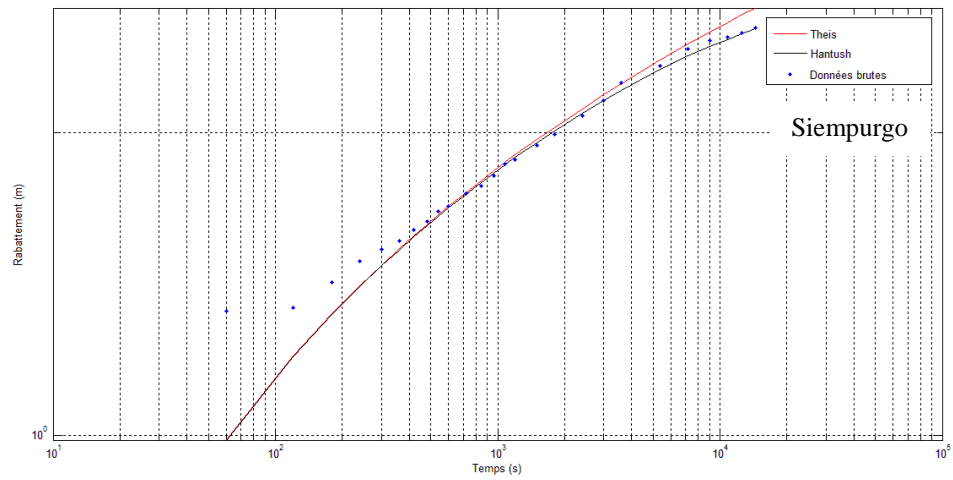
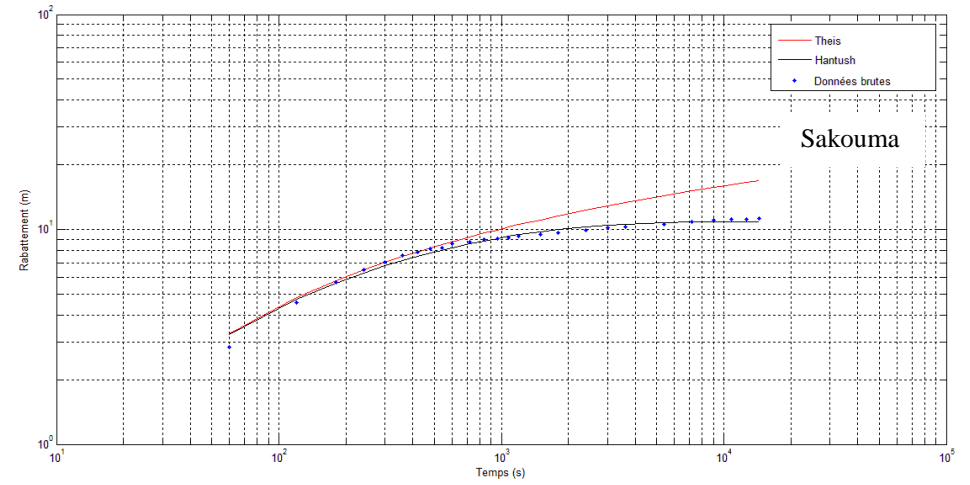
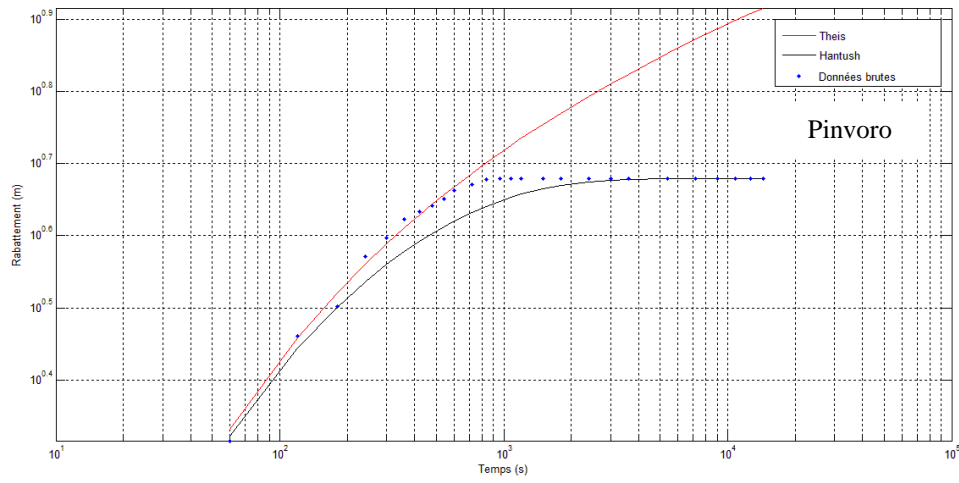
ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH



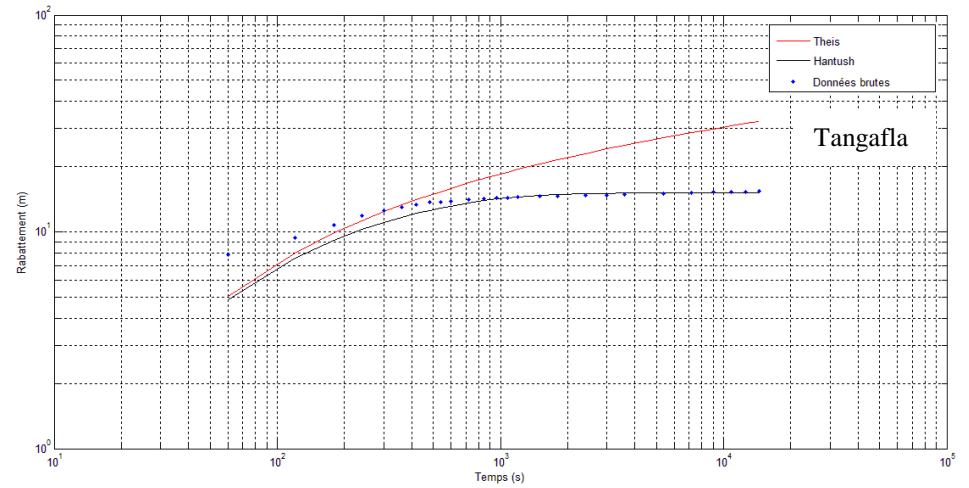
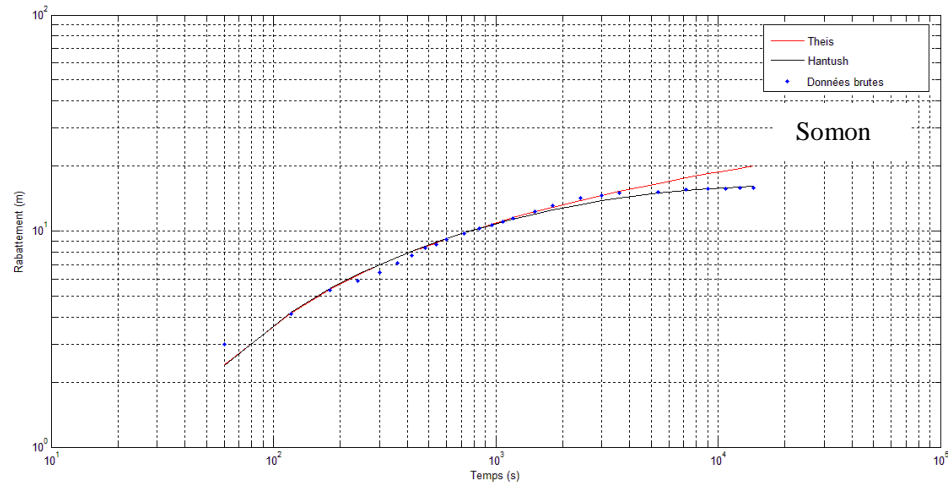
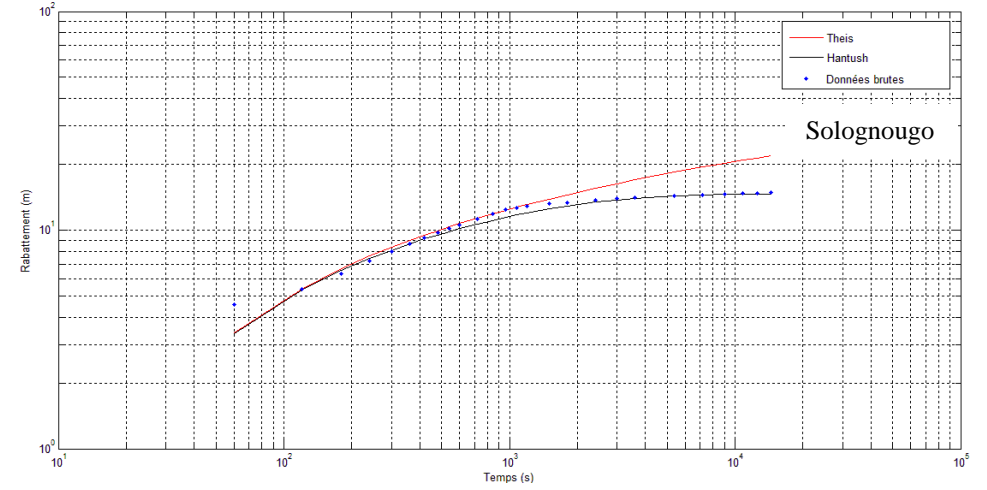
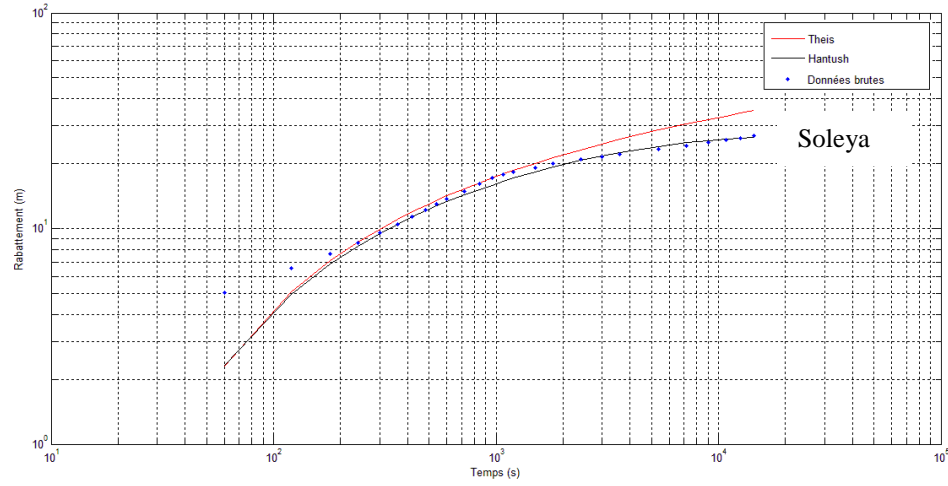
ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH



ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH



ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH



ANNEXE 2 : COMPARAISON DES MODELES DE THEIS ET HANTUSH

