



Université
de Liège

Université de Liège

Faculté des Sciences Appliquées

Département ArGENCo

Architecture, Géologie, Environnement et constructions

Secteur GEO³

Géotechnologies, Hydrogéologie, Prospection Géophysique



Université Abdou Moumouni

Faculté des Sciences et Techniques

Département de Géologie

Evaluation des ressources en eau souterraine dans le bassin de Dargol (Liptako – Niger)

Thèse de doctorat

présentée par Maman Sani ABDOU BABAYE

en vue de l'obtention du grade de Docteur en Sciences de l'Ingénieur

Soutenue devant le jury composé de :

E. PIRARD, Université de Liège (Belgique) – Président

A. DASSARGUES, Université de Liège (Belgique) – Promoteur

S. BROUYÈRE, Université de Liège (Belgique) – Co-promoteur

B. OUSMANE, Université Abdou Moumouni (Niger) – Promoteur

B. TYCHON, Université de Liège (Belgique)

M. RAZACK, Université de Poitiers (France)

G. FAVREAU, IRD, UMR HydroSciences, Montpellier (France)

Ph. ORBAN, Université de Liège (Belgique)



DÉCEMBRE 2012

REMERCIEMENTS

Au terme de ce travail, je remercie le tout Puissant, le miséricordieux, qui par sa grâce, m'a permis d'être à bout de cette longue aventure.

Mes remerciements vont à l'endroit de toutes les personnes et institutions qui ont contribué à la réussite de cette thèse de doctorat.

Tout d'abord, je remercie Viennent mes promoteurs, sans qui ce travail n'aurait pas eu lieu.

Je pense en premier au Professeur Alain DASSARGUES, promoteur de cette thèse. Votre rigueur, vos exigences pour le travail bien fait, et votre ouverture scientifique ont permis de donner à cette thèse une dimension de recherche pertinente. Vos initiations, vos suivis permanents tant au Niger qu'en Belgique, m'ont donné le goût pour cette discipline. Cher professeur merci.

Professeur Boureima OUSMANE, promoteur et initiateur de cette thèse, dès les premiers moments de notre rencontre, vous m'avez fait confiance en acceptant de m'encadrer en DEA. Très tôt, vous m'avez inculqué l'amour et la persévérance dans le travail. J'ai bénéficié de vos longues expériences sur l'hydrogéologie de socle fissuré en milieu aride, et surtout de vos connaissances sur la géochimie et la géochimie isotopique. Votre disponibilité et votre rigueur scientifique ont permis d'améliorer la qualité de ce travail. Soyez-en remercié.

Je voudrai remercier les membres de mon jury d'avoir lu avec beaucoup de soin et dont les remarques ont permis de rehausser le niveau scientifique de ce document. Il s'agit :

- du Professeur Eric PIRARD, Président du Collège de Doctorat ArGEnCo, qui malgré ses multiples tâches, a accepté de présider ce jury. Merci professeur ;
- du Professeur Moumtaz RAZACK, Directeur du Laboratoire HYDRASA (Université de Poitiers), qui a bien voulu m'accueillir dans à son service pour échanger sur les approches méthodologiques en milieu de socle des zones arides. Je vous remercie pour toutes ces orientations et d'avoir accepté d'être dans ce jury ;
- du professeur Bernard TYCHON (ULg, Arlon), merci d'appartenir à ce jury et d'avoir accepté d'être dans le comité d'accompagnement ;
- du Docteur Ingénieur Serge BROUYÈRE, Chargé de cours à l'Université de Liège, vos conseils et vos orientations m'ont beaucoup aidé dans la réalisation de ce travail. C'est pour moi un honneur de vous avoir dans ce jury. Merci pour la confiance ;
- du Docteur Guillaume Favreau, Chargé de Recherche, IRD, UMR HydroSciences Montpellier (France), vous avez été le premier à m'apprendre comment faire "parler le terrain", je vous suis très reconnaissant. Vos orientations, vos encouragements, et vos aides matériels ont été d'un apport sans précédent dans la réalisation de ce travail. Les mots me manquent pour vous remercier ;
- du Docteur Ingénieur Philippe ORBAN, Chargé de recherche à l'Université de Liège, vous avez été le moteur de ce travail. Vos conseils et vos remarques ne m'ont jamais fait défaut, merci Philippe.

J'adresse mes remerciements aux Responsables académiques de la Faculté des Sciences Appliquées de l'Université de Liège et au personnel technique et administratif de l'ArGEnCo, plus particulièrement Christiane, Nandia et Martine.

Je remercie très chaleureusement tous les Enseignants et le personnel technique du Département de Géologie de l'Université Abdou Moumouni de Niamey, plus particulièrement Dr Ahmed LIBORÉ, Dr Amadou SOUMAILA, Dr Haroura MOUSSA, Pr Garba ZIBO, Pr Kadi ALZOUMA, Dr Yahaya NAZOU MOU, Dr

Sahirou GAYA. J'adresse une mention spéciale au Pr Moussa KONATÉ de m'avoir maintes fois accompagné sur le terrain pour les mesures structurales. Malgré vos multiples tâches, votre porte m'est toujours ouverte pour mes questions sans cesse. Merci Professeur. Je remercie Boubé SAMI, technicien chimiste et Moumouni MOUSSA, chauffeur, qui ont été à mon "service" pendant tous mes travaux de terrain.

Je remercie l'équipe de GEO³, Dr Pascal G., Bellot, Ingrid R., Samuel, Julie, Tanguy et mes collègues doctorants du bureau -1/411 du B52, mes amis Elie SAURET, Hélène MADIOUNE, Aziz GNING, Antoine LUMU, Guy NKULU, Christian ADON, Jean-Marie KANDA, Dominique WETSHONDO, Michel SHENGO, Raphaël MATAMBA et Joël TOSSOU. Nous avons partagé des moments très agréables ensemble, vos aides et vos orientations ont contribué à l'amélioration de ce travail. Merci les amis.

Je voudrais remercier très chaleureusement tous ceux qui ont participé de près à la réalisation de ce travail, à l'Agrhyment : Dr P. BAZIE, Dr H. TREBOSEN, Ado D. KARAMI., A. LABARAN, SOUMANA S. ; à l'IRD : Monique OÏ, KONE Abdoulaye, Abdoulaye OUMAROU ; au Département de Géologie : SANDAO Issoufou, M. Aminou AMADOU ABDOU, Aïssata H. BOUBACAR, Maïmouna IBRAHIM; à l'Université de Ouagadougou Pr A. N. SAVADOGO et Dr Y. KOUSSOUBE ; à l'Université Paris-Sud : Dr Véronique DURAND ; à l'Université de Cocody : Dr SALEY M. B., Pr P. JOURDA, Pr T. LASM, Pr F. KOUAME, Dr B. ADIAFFI ; D. BAKA, à Diagourou : Oumarou M. (Réparateur pompe) et à Téra : Habib (Gardien Barrage).

Nos reconnaissances vont à l'endroit de toutes les institutions, bureaux d'étude et ONG qui ont apporté leur soutien pour la réalisation de ce travail. Il s'agit de : MHE : Moha, DDHE – Téra, SEEN – Téra, DRHE – Tillabéry, WaterAid, UGE-Liptako : Aboubacar BEÏDOU, ONG RAIL : Stéphane VALLI, Omar YAYE, ONG Goy Ga Zada : AMADOU, BERIA : KARIM, IDRISSE, DMN : Moussa, UNESCO-Afrique : Abou AMANI.

Mes remerciements vont à l'endroit de la communauté nigérienne en générale, et à l'association des diplômés et stagiaires nigériens en Belgique.

Je remercie Djibo SIDIKOU, Aboubé DODO, Inoussa MOUSSA, Bachar MAMOUDA, Bassirou HAMIDOU, Alkassoum GAZALI, Ali MOUSSA, M. Mourtalah MOUSA, Dr Moutari ABDOU, Ousmane ZINA, Bachir MAMAN TAR (Bakoura), Kadri GALADIMA, Kader HAMADOU et Bruno KAFANDO.

Je reste redevable à ma famille : Elhadje Mari Mamadou, Yaou Machalélé, Hadjia Nébi Nagagué, Abdoul-Wahab Djibo, Magagi Dada, Ibrah Machalélé, Ousmane Hassane, Konaté Roukayatou, Souleymane I. Magagi SIM ; à ma belle famille : Modieli Bano ; à Adamou Moumouni Souley, qui ont fait de moi un homme accompli, à travers leurs conseils et leur suivi régulier durant tout mon cursus. Que Dieu vous donne longue vie.

Je remercie tous les amis qui m'ont facilité la vie notamment Borko Elh Cheffou, Boukari Ali, Moussa Bouaye, Issaka Mamadou, M. Sani Ibrahim dit Odo, Alkassoum Habibou, Tanimoun Boubacar, Tanimoun Sani, Salha Oumarou, Salifou Habibou, Malam S. Yaou. Qu'ils trouvent toute ma reconnaissance à travers ce travail.

Je suis très reconnaissant à l'endroit de tous ceux qui se sont occupés de ma famille lors de mon absence, notamment ma famille : M. Bachir Galadima, Zaneidou Machalélé, Malan Babayé, Fassouma M., Laouali Ibrahim, Oumarou I. dit Bancano, Lamban S., Moctar O. Agack, Maïmouna Issoufou, Haboubacar S. B. dit Gambo ; mes amis : Amadou Mamane, Dr Laouali Harouna, Aboubacar I. dit Chétima, Abdou M. Sahabi.

Puisse ce travail contribuer à améliorer le taux de couverture en eau des régions de socle en général, et du Liptako nigérien en particulier.

Que la population des communes de Téra et de Diagourou trouve ma reconnaissance pour leur hospitalité et leur participation active pour l'accomplissement de ce travail.

Collaborations scientifiques et financements

Cette thèse de doctorat s'est déroulée dans le cadre d'un programme de coopération entre l'Université Abdou Moumouni (UAM) de Niamey et l'Université de Liège (ULg) avec le soutien financier de la Coopération Technique Belge (CTBBTC).

Dans un premier temps, nous avons suivi les cours de la formation doctorale pendant l'année académique 2007 – 2008. C'est au courant de cette année que le sujet de la thèse a pris forme autour de trois approches complémentaires à savoir : l'étude structurale, l'hydrogéochimie et la cartographie thématique. Ce travail a vu la collaboration parfaite de deux Universités dans les collectes, les analyses et les traitements de données.

La phase des collectes qui se déroule au Niger a vu la participation de l'Université Abdou Moumouni dans le choix de la zone d'étude, l'organisation des campagnes de terrain, la prise en charge du véhicule de transport. Pour les mesures géophysiques et nivellements topographiques, nous avons reçu les appuis en matériels et en techniciens du Centre Régional Agrhymet (CRA) et de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD).

La deuxième phase concerne les analyses et les traitements des données récoltées sur le terrain. Tous les échantillons d'eau récoltés pendant les trois campagnes ont été analysés au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Liège. En plus, nous avons bénéficié d'une importante aide financière auprès de ce Laboratoire pour effectuer les analyses isotopiques de quarante échantillons d'eau. Que toute l'équipe trouve ma profonde reconnaissance.

J'exprime toute ma gratitude à la Coopération Technique Belge (CTBBTC) et à son personnel qui a géré efficacement mon dossier tant en Belgique : Christine LEROY, Charlotte STANDAERT, Steven KONKEL, Nicolas BRECHT, Joseph KABUYA, qu'au Niger : Balkissa HAROUNA, Hassane DAN-MALAM, Zeibada KIARI.

Je remercie l'IFS (Fondation Internationale pour la Science, Stockholm, Suède), l'ONG WaterAid et la Communauté de Communes Faucigny Glières (CCFG), dont l'appui a servi de financer une partie des campagnes de terrain.

DÉDICACE

Je dédie ce mémoire à :

mon défunt père Feu Elhadje ABDOU BABAYE KOSSAOU GALADIMA

ma mère Hadjia Raha TCHIROMA ALHASSANE

mon épouse Nafissatou MODIELI BANO

mes frères et sœurs notamment Karima et Marie ABDOU BABAYE

*mes deux grands-mères, Mariama et Hadjia Kaaka, qui nous ont quitté
à la veille de cette défense*

*ma sœur Fassouma ABDOU BABAYE et mon ami Issa YACOUDIMA qui
sont rappelés à Dieu à la fleur de l'âge*

Que Dieu vous bénisse

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	i
DÉDICACE	iv
LISTE DES FIGURES	xi
LISTE DES TABLEAUX	xv
LISTE DES PLANCHES	xvi
SIGLES ET ABRÉVIATIONS	xvii
RÉSUMÉ	xviii
ABSTRACT	xix
INTRODUCTION	1
PREMIÈRE PARTIE	3
CHAPITRE I : CADRE GÉNÉRAL	4
I.1. CADRE PHYSIQUE ET HUMAIN	4
I.1.1. Contexte géographique et climatique du Niger	4
I.1.1.1. Localisation du Niger	4
I.1.1.2. Grands traits climatique du Niger	4
I.1.1.3. Relief et hydrographie	6
I.1.1.3.1. Relief au Niger	6
I.1.1.3.2. Hydrographie	7
I.1.2. Présentation de la zone d'étude	8
I.1.2.1. Localisation de la zone d'étude	8
I.1.2.3. Contexte climatique	11
I.1.2.4. Relief et hydrographie	12
I.1.2.5. Problématique de l'eau	12
I.2. CONTEXTES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE	14
I.2.1. Contexte Géologique de l'Afrique de l'Ouest	14
I.2.2. Grands traits géologiques du Liptako nigérien	15
I.2.2.1. Formations de socle précambrien (Birimien)	16
I.2.2.2. Formations de couverture	16
I.2.2.3. Tectonique régionale	17
I.2.2.4. Contexte géologique de la zone d'étude	18
I.2.3. Hydrogéologie des zones de socle	21
I.2.3.1. Aquifères en milieu de socle	22
I.2.3.1.1. Réservoirs d'altérites	22
I.2.3.1.2. Réservoirs des séries volcano-sédimentaires	22
I.2.3.1.3. Réservoirs granito-gneissiques	22

I.2.3.1.4. Profils hydrogéologiques dans le bassin de Dargol.....	23
I.2.3.2. Problématique de la recharge en zone semi-aride.....	26
I.2.3.2.1. Mécanismes de recharge.....	26
I.2.3.2.2. Processus intervenant sur la recharge.....	27
I.2.3.2.3. Méthodes d'estimation de la recharge.....	28
I.2.3.2.4. Applications en zone semi-aride.....	29
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA PREMIÈRE PARTIE.....	32
DEUXIÈME PARTIE.....	39
CHAPITRE II : CARACTÉRISATION DES AQUIFÈRES DE SOCLE À L'AIDE DE LA TÉLÉDÉTECTION ET DE LA GÉOPHYSIQUE.....	40
II.1. CARTOGRAPHIE DES LINÉAMENTS PAR TÉLÉDÉTECTION.....	40
II.1.1. Données et matériels.....	41
II.1.2. Méthodes.....	41
II.1.2.1. Prétraitement des images.....	41
II.1.2.2. Filtre directionnel de Sobel.....	41
II.1.2.3. Contrôle et validation.....	43
II.1.3. Extraction manuelle des linéaments par analyse visuelle.....	44
II.1.4. Distribution directionnelle des linéaments.....	45
II.1.5. Validation des résultats.....	46
II.1.5.1. Corrélations linéaments – alignement des végétaux - cours d'eau.....	46
II.1.5.2. Observation des fractures à l'affleurement.....	48
II.5.2.1. Analyse pétrostructurale à l'affleurement.....	48
II.5.2.2. Distribution directionnelle des fractures relevées à l'affleurement.....	51
II.1.5.3. Corrélation linéaments - accidents tectoniques régionaux.....	51
II.3. FRACTURATION ET ALTÉRATION DÉTECTÉES PAR LA GÉOPHYSIQUE.....	54
II.3.1. Le principe de la prospection électrique.....	56
II.3.1.1. Sondages électriques.....	57
II.3.1.2. Traînés électriques.....	57
II.3.2. Types de courbes de Sondage électrique.....	58
II.3.2.1. Courbes de sondages en "fond de bateau".....	58
II.3.2.2. Courbes de sondages à une seule branche montante.....	59
II.3.3. Présentation des résultats.....	61
II.3.3.1. Traînés électriques.....	61
II.3.3.2. Sondages électriques.....	64
III.3.4. Interprétation et discussion.....	64

III.3.4.1. Sites de Doumba et Tilim	64
III.3.4.2. Sites de Fogou et Téra	65
CHAPITRE III : CARACTÉRISTIQUES HYDROCLIMATIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES DU BASSIN DE DARGOL.....	69
III.1. CARACTÉRISTIQUES HYDROCLIMATIQUES DU BASSIN DE DARGOL ..	69
III.1.1. Données et Méthodes	69
III.1.1.1. Données disponibles	69
III.1.1.2. Méthodes.....	70
III.1.1.2.1. Méthode de l'indice pluviométrique et hydrométrique.....	70
III.1.1.2.2. Tests de détection de rupture au sein des séries hydroclimatologiques.....	70
III.1.1.2.3. Analyse fréquentielle	71
III.1.2. Variabilité interannuelle de la pluviométrie.....	72
III.1.2.1. Analyse de la variabilité interannuelle de la pluviométrie	72
III.1.2.2. Détection des changements de tendance dans les séries pluviométriques..	75
III.1.2.3. Déficit pluviométrique et persistance de la sécheresse.....	77
III.1.2.4. Variabilité saisonnière des précipitations	78
III.1.2.5. Fluctuation interannuelle du débit et du coefficient d'écoulement du Dargol	80
III.1.3. Évapotranspiration et bilan hydrologique	81
III.1.3.1. Évapotranspiration.....	81
III.1.3.2. Bilan hydrologique	83
III.2. CARACTÉRISTIQUES HYDROGÉOLOGIQUES DU BASSIN DE DARGOL ..	87
III.2.1. Étude piézométrique.....	88
III.2.1.1. Directions principales d'écoulement	88
III.2.1.2. Étude temporelle de la piézométrie	91
III.2.2.3. Comparaison de nos données piézométriques à celles des années antérieures.....	94
III.2.2. Propriétés hydrodynamiques des aquifères fissurés.....	96
III.2.2.1. Débit spécifique (Qsp).....	97
III.2.2.2. Transmissivité (T).....	98
III.2.2.3. Perméabilité (K)	98
III.2.2.4. Coefficient d'emménagement (S)	98
III.2.3. Relations entre les paramètres hydrogéologiques et la productivité des ouvrages	99

III.2.3.1. Profondeur des forages	99
III.3.3.2. Arrivées d'eau (AE).....	100
III.2.3.3. Épaisseur d'altération	101
III.3.4. Relation fracturation et productivité des ouvrages.....	102
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA DEUXIÈME PARTIE	105
TROISIÈME PARTIE.....	113
CHAPITRE IV : CARACTÉRISATION HYDROGÉOCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE BASSIN DE DARGOL	114
IV.1. MÉTHODES D'INVESTIGATIONS	114
IV.1.1. Points d'eau et campagnes d'échantillonnage	115
IV.1.2. Méthodes analytiques et précision des données.....	115
IV.1.3. Traitements et analyses des données.....	117
IV.1.3.1. Faciès des eaux souterraine et relations entre les ions	117
IV.1.3.3. Interaction eau – roche et âge relatif des eaux	117
IV.1.3.3.1. Diagramme d'équilibre	117
IV.1.3.3.4. Indice de saturation.....	118
IV.2. HYDROCHIMIE DES NAPPES DE SOCLE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE. 118	
IV.3. PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES	120
IV.3.1. Caractérisation physico-chimiques des eaux souterraines	120
IV.3.1.1. Température.....	121
IV.3.1.2. pH.....	122
IV.3.1.3. Conductivité électrique.....	122
IV.3.2. Caractéristiques chimiques des eaux souterraines	123
IV.3.2.1. Teneurs des anions	123
IV.3.2.2. Teneur des cations	124
IV.3.2.3. Faciès chimiques des eaux	124
IV.3.2.3.1. Eaux bicarbonatées calciques à magnésien	126
IV.3.2.3.2. Eaux bicarbonatées sodiques	126
IV.3.2.3.3. Eaux Chlorurées ou sulfatées calciques.....	126
IV.3.3. Caractéristiques chimiques des eaux de surface	127
IV.4. FACTEURS DE CONTRÔLE GÉOCHIMIQUE.....	127
IV.4.1. La lithologie	127
IV.4.2. Les activités anthropiques	127
IV.4.2. Corrélations entre les éléments	130
IV.4.3. Analyse en composantes principales (ACP).....	130

IV.5. ORIGINE ET PROCESSUS DE MINERALISATION	133
VI.5.1. Acquisition des ions	133
VI.5.1.1. Altération des roches silicatées	133
IV.5.1.2. Indice de saturation	136
VI.5.1.3. Équilibre entre l'eau et les minéraux néoformés.....	138
VI.5.2. Principales sources d'ions	139
VI.5.2.1. Relation minéralisation totale et les ions majeurs	139
VI.5.2.2. Relation des ions majeurs avec le pH.....	142
VI.5.2.3. Relation des ions majeurs avec les bicarbonates.....	143
VI.5.2.4. Relation entre les nitrates, chlorures et sulfates	146
IV.5.2.5. Apports anthropiques	147
IV.5.3. Variations spatio-temporelles des ions	151
IV.5.3.1. Evolution temporelle des cations	151
IV.4.3.2. Evolution temporelle des anions	151
IV.5.3.3. Evolution hydrogéochimique	154
CHAPITRE V : HYDROGÉOCHIMIE ISOTOPIQUE	160
V.1. PRINCIPES ET CONCEPTS DE BASE.....	160
V.1.1. Isotopes stables de la molécule d'eau : Oxygène 18 (¹⁸ O) et Deutérium (D) ..	161
V.1.2. Isotope radioactif :Tritium.....	163
V.2. ÉTUDES ISOTOPIQUES DES NAPPES DE SOCLE D'AFRIQUE DE L'OUEST	164
V.3. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX DES PLUIES DE LA RÉGION ...	165
V.3.1. Isotopes stables : Oxygène-18 et Deutérium.....	166
V.3.1.1. Signal des pluies régionales.....	166
V.3.1.2. Teneurs isotopiques des pluies au Niger	168
V.3.1.2.1. Variabilité saisonnière de la composition isotopique	169
V.3.1.2.2. Origine des eaux des pluies du Niger.....	170
V.3.2. Teneurs en tritium dans les précipitations	171
V.4. TENEURS ISOTOPIQUES DES EAUX DE SURFACE.....	172
V.5. TENEURS ISOTOPIQUES DES EAUX SOUTERRAINES	172
V.5.1. Méthodes d'investigation	172
V.5.1.1. Points d'eau et campagne d'échantillonnage.....	172
V.5.1.2. Méthodes analytiques et précision des données	173
V.5.2. Oxygène-18 et deutérium	175

V.5.2.1. Répartition spatiale	175
V.5.2.2. Origine des eaux et mécanisme de recharge	179
V.5.2.3. Distribution de l'oxygène-18 en profondeur	182
V.5.2.3.1. Relation entre oxygène-18 et niveau statique	182
V.5.2.3.2. Relation entre oxygène-18 et chimisme de l'eau	183
V.4.2.4. Relations entre tritium et excès en deutérium.....	185
V.5.3. Teneur en tritium des eaux souterraines	187
V.5.3.1. Répartition spatiale	187
V.5.3.2. Processus de recharge et âges relatifs des eaux	189
V.5.3.3. Relation entre tritium et oxygène-18	190
V.5.3.5. Evolution dans le temps sur quelques forages	191
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA TROISIÈME PARTIE	195
QUATRIÈME PARTIE	203
CHAPITRE VI : CARTOGRAPHIE DES POTENTIALITÉS EN EAU	204
SOUTERRAINE PAR ANALYSE MULTICRITÈRE.....	204
VI.1 : DONNÉES, MATÉRIEL ET MÉTHODE	204
VI.1.1. Données et matériel	204
VI.1.2. Méthodologie.....	205
VI.1.2.1. Définition des critères.....	206
VI.1.2.2. Classification des critères	209
VI.1.2.3. Evaluation et pondération et combinaison des critères	212
VI.1.2.4. Validation	215
VI.2. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS.....	215
VI.2.1. Zones de recharge potentielle.....	215
VI.2.2. Indice de productivité potentielle des aquifères fissurés.....	218
VI.2.2.3. Validation des cartes thématiques	220
VI.2.2.3.1. Carte des zones de recharge potentielle.....	220
VI.2.2.3.2. Carte d'indice de productivité potentielle.....	224
VI.3. Perspectives	227
VI.3.1. Vulnérabilité.....	228
VI.3.2. Aléas.....	228
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA QUATRIÈME PARTIE	230
CONCLUSION GÉNÉRALE	233
ANNEXE.....	236

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Localisation du Niger.	4
Figure I.2 : Circulations atmosphériques en Afrique de l’Ouest et position saisonnière des masses d’air (Morel, 1981 cité par Guéro, 2000).	5
Figure I.3 : Zones agroclimatiques du Niger (source : DMN, pluviométrie moyenne annuelle su la période 1975-2004).	6
Figure I.4 : Variation des isohyètes au Sud Niger de 1950 à 1985 (Ozer et Erpicum, 1995). ...	6
Les isohyètes sont tracées pour la période « humide » (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985).	6
Figure I.5 : Réseau hydrographique du Niger (Source : MHE).	7
Figure I.6 : Localisation de la zone d’étude.	10
Figure I.7 : Variations mensuelles de la température (a) et de l’humidité relative (b) de la région de Tillabéri (1999 – 2008) (Source : DMN).	11
Figure I.8 : Diagramme ombrothermique de la région de Téra (1999 – 2008) (Source : SMN).	12
Figure I.9 : a) Production mensuelle et b) annuelle d’eau par la SEEN à Téra.	13
Figure I.10 : Carte géologique de l’Afrique de l’Ouest (Bessoles, 1977).	15
Figure I.11 : Carte géologique simplifié du Liptako (Machens, 1973).	17
Figure I.12 : Carte géologique détaillée de la zone d’étude (Abdou et <i>al.</i> , 1998, modifié)....	19
Figure I.13 : Profils hydrogéologiques représentatifs de forages atteignant les schistes et les... granitoïdes sains sous les altérites.	25
Figure I.15: Mécanismes de recharge en zone (semi-) aride (Lerner, 1997).	27
Figure II.1: Image brute (a) et issue du filtrage directionnel Sobel de direction E-W.	43
Figure II.2 : carte des linéaments extraits à partir d’image satellite Aster.	45
Figure II.3 : Rosace directionnelle des linéaments en nombre (a) et longueurs cumulées (b).	46
Figure II.4 : Relation indices biologiques et linéaments (<i>Image Landsat-7 d’octobre 2010</i>).	47
Figure II.5 : Distribution des directions des fractures relevées à l’affleurement.	51
Figure II.6. Relation linéaments et fractures issues des cartes géologiques.	52
Figure II.7 : Distribution du courant crée par deux électrodes dans un champ homogène et isotrope.	56

Figure II.9 : Courbes en "en fond de bateau" (F ₁₈) et "cloche" puis en "fond de bateau" (F ₃₇).	59
Figure II.9 : Courbe à une seule branche montante (F ₃₈).	60
Figure II.10 : Coupes géologiques des forages prospectés.	61
Figure II.11 : Profils de résistivité des sites prospectés.	63
Figure II.13 : Courbe d'interprétation de sondage SE ₂ de Tilim.	66
Figure II.14 : Courbe d'interprétation de sondage SE ₃ de Fogou.	67
Figure III.1 : Evolution des indices centrés réduits des pluies annuelles à la station de Téra (1938-2011).	74
Figure III.2 : Evolution des indices centrés réduits des pluies annuelles à la station de Gothèye (1970 - 2008).	74
Figure III.3 : Test de Pettitt appliqué à la série pluviométrique annuelle de Téra (1938-2011).	76
Figure III.4 : Test de Pettitt appliqué à série pluviométrique annuelle de Gothèye (1938-2011).	77
Figure III.5 : Années excédentaires et déficitaires à la station de Téra (1938-2011).	78
Figure III.6 : Variation moyenne mensuelle de la pluviométrie à Téra (1970-2008).	79
Figure III.7 : Variation moyenne mensuelle de la pluviométrie à Gothèye (1970-2008).	79
Figure III.8 : Variation moyenne mensuelle avant et après 1987 (1970-2008).	79
Figure III.9 : Evolution des indices centrés réduits des débits annuels de Dargol à Téra (1961-1993).	80
Figure III.10 : Test de Pettitt appliqué aux débits moyens annuels de Dargol à Téra (1961-1993).	81
Figure III.11 : Variation moyenne mensuelle de l'ETP et de la pluie (1984-1993).	82
Figure III.12 : Directions principales d'écoulement (Octobre-Novembre 2009).	89
Figure III.13 : Exemple des forages implantés à proximité d'un cours d'eau.	90
Figure III.14 : Influence des eaux de surface sur la recharge.	90
Figure III.15 : Fluctuation de niveaux piézométriques des puits et forages dans le bassin de Dargol (Janvier 2009 à janvier 2011).	93
Figure III.16 : Comparaison de niveaux piézométriques entre 1980 et 2009.	95
Figure III.17 : Comparaison de niveaux piézométriques entre 2003 et 2009.	96
Figure III.18 : Relation entre le débit moyen et la profondeur totale des ouvrages.	100
Figure III.19 : Relation entre le nombre d'arrivées d'eau et la profondeur.	100
Figure III.20 : Relation entre le débit moyen et l'épaisseur d'altération.	101

Figure III.21 : Relation entre le débit moyen ≥ 2 m ³ /h et l'épaisseur d'altération.....	101
Figure III.22 : Relation productivité des ouvrages – lithologie – fracturation.....	103
Figure IV.1 : Corrélation entre les valeurs de la conductivité (a) et de l'alcalinité (b).....	116
Figure IV.2 : Distribution des points d'eau échantillonnés.....	121
Figure IV.3 : Variation saisonnière de la conductivité électrique.....	123
Figure IV.5 : Faciès chimiques de l'ensemble des eaux.	125
Figure IV.6 : Projection des variables sur les plans factoriels F ₁ x F ₂ et F ₂ x F ₃	131
Figure IV.9 : Relation entre les cations majeurs et les ions bicarbonates.....	135
Figure IV.10 : Diagramme ISC/ ISD des eaux de forages de la région du Liptako.....	136
Figure IV.11 : Diagramme d'équilibre Albite–Montmorillonite–kaolinite–Gibbsite (à 25°C).	139
Figure IV.12 : Relation entre la minéralisation totale et ions majeurs.....	140
Figure IV.18 : Relation entre NO ₃ ⁻ et Cl ⁻	146
Figure IV.20 : Relation Na ⁺ et Cl ⁻	147
Figure IV.23 : Carte de la distribution spatiale des nitrates des eaux souterraines.....	149
Figure IV.24 : Variation temporelle des cations.	152
Figure IV.29 : Variation inter-saisonnière des faciès des eaux de socle.....	156
Figure IV.30 : Variation inter-annuelle des faciès des eaux de socle.	157
Figure IV.31 : Comparaison des faciès des eaux de socle des années 1980 et 2009	158
Figure V.1 : Corrélation des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les précipitation et effet d'évaporation (Fontes, 1976 <i>in</i> Guiraud et <i>al.</i> , 1990).	162
Figure V.2: Valeurs interannuelles des moyennes pondérées de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ à l'échelle régionale (Afrique de l'Ouest).	167
Figure V.2 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les précipitations en zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest (Bamako, Dakar, Kano, N'Djaména, Ouagadougou).....	168
Figure V.4 : Teneurs pondérées mensuelles en $\delta^{18}\text{O}$ dans les pluies de Bamako et Niamey (1992-1998).....	170
Figure V.5 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ dans les précipitations de Niamey (1992 – 1999).	171
Figure V.6 : Courbe de décroissance de l'activité de tritium reconstituée et extrapolée (cercle) dans les pluies du Niger (<i>Favreau, 2000, modifié</i>).	172
Figure V.6 : Histogrammes de fréquence des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ (a) et $\delta^2\text{H}$ (b).	175
Figure V.7 : Distribution spatiale des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du Liptako.	178
Figure V.8 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ vs ^2H dans les eaux souterraines du bassin de Dargol.	180

Figure V.9 : Variation de teneur en $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur du niveau statique des nappes.	183
Figure V.10 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur totale des forages.	183
Figure V.11 : Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et conductivité électrique.	184
Figure V.12 : Relation entre oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et magnésium (Mg^{2+}).....	185
Figure V.13 : Relations entre excès en $\delta^2\text{H}$ et teneurs en ^3H dans les eaux souterraines du Liptako.	186
Figure V.14: Histogrammes de fréquence des teneurs en ^3H des eaux souterraines.....	187
prélevées en octobre 2009.	187
Figure V.15 : Distribution spatiale des teneurs en ^3H dans les eaux souterraines.	188
Figure V.16 : Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et ^3H dans les eaux souterraines du Liptako.	191
Figure VI.1 : Cartes de densité des pentes (a), de densité de fracturation (b), de densité de drainage (c) et des niveaux piézométriques (d).....	210
Figure VI.2 : Cartes de lithologie superficielle (a) et profonde (b).....	211
Figure VI.3 : Organigramme synthétique de la méthode d'élaboration des cartes de recharge et d'indice de productivité potentielle des aquifères de socle.	214
Figure VI.4. Carte des zones de recharge potentielle des aquifères fissurés de socle.	217
Figure VI.5. Carte d'indice de productivité des aquifères fissurés de socle.	219
Figure VI.6 : Relation zone de recharge potentielle et teneur en tritium.	221
Figure VI.7 : Relation zone de recharge potentielle et teneur en nitrates.	223
Figure VI.8. Relation indice de productivité et débit de production.....	225
Figure VI.9. Relation indice de productivité et forages secs.....	226

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de socle d’Afrique.	23
Tableau II.1 : Matrice 7 x 7 des filtres directionnels de Sobel.....	42
Tableau II.1 : Sites de traîné et sondage électriques.	62
Tableau III.1 : Classe de périodes excédentaires et déficitaires.	72
Tableau III.2 : Caractéristiques pluviométriques à la station de Téra.....	73
Tableau III.3 : Caractéristiques pluviométriques à la station de Gothèye.....	74
Tableau III.4 : Déficits pluviométriques enregistrés après la rupture climatique.	76
Tableau III.5 : Évaluation de l’eau utile selon les valeurs de STOMAX.....	85
Tableau III.6 : Évaluation de l’infiltration dans le bassin de Dargol (1984-1993).	86
Tableau III.7 : Variation inter-saisonnière et inter-annuelle des niveaux piézométriques.....	94
Tableau III.8 : Paramètres hydrodynamiques des aquifères fissurés du Liptako.....	97
Tableau VI.1: Paramètres physico-chimiques des eaux souterraines du Liptako.	121
Tableau IV.2 : Valeurs statistiques des éléments chimiques des eaux souterraines du Liptako.	123
Tableau IV.3 : Valeurs statistiques des éléments physico-chimiques des eaux de socle du Liptako	129
Tableau IV.4 : Matrice de corrélations sur les analyses globales des eaux souterraines	130
Tableau IV.5 : Réactions de transformation des certains minéraux primaires des roches.....	135
Tableau IV.6 : Matrice de corrélation des eaux de la nappe de socle de 39 analyses.....	141
Tableau V.1 : Teneurs en tritium des pluies annuelles à Bamako et autres stations de l’AIEA	163
Tableau V.2 : Teneurs pondérées en isotopes stables des pluies de Niamey et alentour.	169
Tableau V.3 : Analyses isotopiques des eaux de surface et des eaux souterraines du Liptako.	174
Tableau V.4 : Teneurs isotopiques moyennes dans les eaux souterraines du Liptako.....	174
Tableau V.5 : Évolution des activités en ³ H dans les forages de 1980 (Ousmane, 1988) à... 2009 (mesures thèse, 2009).	193
Tableau VI.1 : Critères influençant la productivité potentielle des aquifères.....	205
Tableau VI.2 : Limites de classes des critères.	209
Tableau VI.3 : Codification et pondération des critères des thèmes.	213

LISTE DES PLANCHES

Planche I.1 : Différents types d'ouvrages.....	13
Planche I.2 : Morphologie des affleurements.....	20
Planche II.1 : Déformations et linéations minérales.....	48
Planche II.2 : Fractures, microplissement et schistosité.....	49
Planche II.3 : Faille normale, filons et fractures conjugués.....	45
Planche II.4 : Appareil de mesures géophysiques.....	57

SIGLES ET ABRÉVIATIONS

ACDI : Agence Canadienne de Développement Internationale.

BRGM : Bureau de Recherche Géologique et Minière.

CIEH : Comité Interafricain d'Études Hydrauliques

DMN : Direction de la Météorologie Nationale

IGN : Institut Géographique National

INS : Institut national de la Statistique

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

IWACO: International Water Supply Consultants

MHE : Ministère de l'Hydraulique, et de l'Environnement

MTP/MH : Ministère des Travaux publics, et des Mines et de l'hydraulique

SEEN : Société d'Exploitation des Eaux du Niger

RÉSUMÉ

Situé dans la partie Sud-Ouest du Niger, le bassin de Dargol appartient à la région de socle précambrien du Liptako. Dans cette zone, l'essentiel des ressources en eau souterraine est contenu dans les aquifères fissurés de socle précambrien. Depuis la fin des années 1980, d'importants programmes d'hydraulique villageoise se sont intéressés à ces aquifères et des milliers de forages ont été réalisés afin de couvrir les besoins en eau croissant de la population. Or, à ce jour, plusieurs d'entre eux tarissent pendant la saison sèche, obligeant les villageois à parcourir des kilomètres pour alimenter leur famille en eau. Afin d'accroître le taux de réussite des forages, il est important d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement de ces aquifères. C'est dans cette perspective que s'inscrit la présente étude. Son objectif est d'identifier et de caractériser les réservoirs fissurés de socle, en vue de quantifier et d'améliorer les modes de gestion des ressources en eau souterraine en milieu semi-aride. Une méthodologie multidisciplinaire, combinant la cartographie des linéaments, la géochimie des éléments majeurs et isotopiques, les analyses des logs de forages, est élaborée pour atteindre cet objectif.

La cartographie des linéaments est réalisée à partir des analyses d'images satellitaires. Elle est complétée par des mesures de terrain, les données géologiques et géophysiques. Cette étude a permis de comprendre le rôle joué par les principales directions des fractures dans la productivité des ouvrages.

De nouvelles investigations de terrain, particulièrement les mesures piézométriques, les analyses d'eau et les mesures structurales, ont été réalisées.

L'étude de chimisme de l'eau révèle trois sources principales d'ions à savoir, les origines anthropiques, la dissolution des gypses et l'altération des minéraux silicatés. Environ 40% d'ouvrages enregistrent une teneur importante en nitrates dépassant les normes OMS (50 mg/l). Pour mieux comprendre les modes de recharge des aquifères fissurés de socle, des approches isotopiques ont été utilisées. Les teneurs en isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) de la nappe indiquent deux mécanismes de recharge : une recharge directe par les eaux des pluies peu ou pas évaporées, et une recharge indirecte par les eaux évaporées issues des lits de koris et des eaux de surface. L'analyse des teneurs en tritium de la nappe indique que la recharge est récente pour la majorité des points investigués. En revanche, dans le secteur à faibles teneurs en tritium, le taux de renouvellement semble être faible voire nul.

Sur la base de ces données, une analyse multicritère a été réalisée afin de produire des cartes des zones de recharge potentielle et d'indice de productivité. Ces cartes sont validées à l'aide de données indépendantes et pourront être utilisées comme outil pragmatique de gestion et d'orientation pour les prospections futures.

Mot clés : Niger, bassin de Dargol, Liptako, aquifères fissurés et/ou fracturés, images satellitaires, linéaments, isotopes, hydrochimie, analyse multicritère.

ABSTRACT

Located in the southwestern part of Niger, the Dargol basin belongs to the region of Precambrian Liptako. In this area, most of the groundwater resources are stored in fractured aquifers of Precambrian basement. Since the late 1980s, major rural water supply programs were interested in these aquifers and thousands of boreholes were drilled to cover the water needs of the growing population. However, many of them dry up during the dry season, forcing villagers to walk kilometers to fetch water their families. To increase the success rate of drilling, it is important to improve the knowledge on the functioning of these aquifers. The present study is carried out in this context. Its main objective is to identify and characterize fractured reservoirs in order to quantify and improve groundwater resources management methods of in semi-arid. A multidisciplinary methodology is developed to achieve this goal. Its combines lineaments maps, major element geochemistry and isotopic analyzes of drill logs.

The lineaments cartography are made from the satellite imagery analysis. It is completed by field measurements, geological and geophysical data analysis. This study helped to understand the influence of the directions of fractures in the yield of the boreholes. New field investigations, particularly piezometric measurements, analyze of water and structural measurements were performed.

The chemistry of water in this area revealed three sources of main ions which are from entropic origins, dissolution of gypsum and weathering of silicates minerals. Approximately 40% of boreholes recorded a high content of nitrates exceeding WHO standards (50 mg / l). To better understand the modes of recharge of these fissured aquifers, isotopic approaches were used. Stable isotope ratios ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) indicate two groundwater recharge mechanisms: direct recharge waters with little or no rain evaporated and indirect recharge which are infiltration surface water and water from stream channels beds. The analysis of the tritium content of the water indicates that recharge is new at most of the points investigated. In contrast, in area of low levels of tritium, the renewal rate appears to be low or even zero.

On the basis of these data, a multi-criteria analysis was performed to produce maps of potential recharge areas and productivity index. These maps are validated using independent data and can be used as a pragmatic tool for water resources management and for future surveys.

Keywords: Niger, Dargol basin, Liptako, fractured aquifers, satellite images, lineaments, hydrochemistry, isotopes, multi-criteria analysis.

L'eau est le passé de l'homme
Les eaux sont l'avenir de l'humanité
(J. Rodier, 1978)

INTRODUCTION

Problématique et objectifs

Depuis la fin des années 1960, les pays sahéliens connaissent de profonds changements climatiques caractérisés par une baisse considérable des pluies (Mahé et *al.*, 2005). Cette baisse a eu des conséquences sur le régime des cours d'eau et l'assèchement de la majorité des points d'eau de surface.

Dans la région de socle du Liptako où se situe la zone d'étude, les besoins en eau de la population rurale et de leur bétail sont généralement assurés par les eaux de surface (mares, koris, lacs) pendant la saison des pluies. Au cours de la saison sèche, les villageois font recours aux nappes superficielles (alluvions, altérites) à l'aide des puits traditionnels (Ousmane, 1988). Ces nappes, d'extension limitée, sont fortement dépendantes des précipitations, et dans la majorité des cas, elles s'épuisent avant le retour des pluies, occasionnant parfois le déplacement d'un village entier. En plus de ce problème de disponibilité, s'ajoute celui de la qualité car ces eaux consommées sans aucun traitement sont responsables de nombreuses maladies telles que la dysenterie, l'onchocercose ou le ver de Guinée. Pour contrer ces problèmes, l'exploitation des ressources en eau souterraine profonde s'avère une alternative intéressante. D'importants programmes d'hydraulique villageoise ont été initiés depuis la fin des années 1970, et des milliers de forages captant les aquifères profonds de socle fissuré ont été réalisés.

Dans la région du Liptako en général (région de Tillabéry), et la région de Téra en particulier, les taux de desserte en eau sont respectivement de 60,68% et de 49,31% (MHE). Ces taux sont faibles par rapport à la moyenne nationale (64,25%). Ce faible taux de couverture en eau montre que malgré le progrès enregistré pour satisfaire les besoins en eau de la population, beaucoup reste à faire pour arriver à bout de ses besoins vitaux. La recherche des nouveaux sites de forage avec une forte probabilité de succès, impose d'améliorer les connaissances de l'hydrogéologie de ce milieu fissuré complexe. Cette étude s'inscrit dans cette optique, elle a pour objectif principal d'identifier et de caractériser les réservoirs fissurés de socle, en vue de quantifier et d'améliorer les modes de gestion des ressources en eau souterraine en milieu semi-aride. Les objectifs spécifiques visés par cette étude sont :

- identifier et cartographier les fractures dans le bassin de Dargol constituant des axes d'écoulement préférentiel ;
- caractériser le fonctionnement hydrodynamique de ces milieux fissurés ;

- étudier les mécanismes de recharge des nappes fissurées de socle, et identifier les zones à recharge importante ;
- réaliser une analyse multicritère permettant d'établir des cartes thématiques de ressources en eau souterraine en intégrant les facteurs favorisant l'emmagasinement et la circulation des eaux souterraines.

Structuration de la thèse et approches

Ce présent travail comprend quatre parties que forment six chapitres :

- La première partie porte sur les généralités concernant le Niger d'une part et la zone d'étude d'autre part. Elle traite des aspects géographique, hydroclimatologique, géologique et hydrogéologique. Cette partie se termine par une revue de littérature sur les différents mécanismes de recharge observés dans les zones arides à semi-arides ;
- La seconde partie composée de deux chapitres, porte sur la structure des aquifères, les paramètres hydroclimatologiques et hydrogéologiques. Le premier décrit les méthodes de la télédétection et de la géophysique utilisées pour localiser les fractures d'une part, et caractériser les zones d'altération d'autre part. Le second chapitre décrit le contexte hydroclimatologique de la zone, et étudie la relation entre les paramètres hydrogéologiques et la productivité des ouvrages ;
- La troisième partie composée aussi de deux chapitres, décrit les travaux réalisés sur les traceurs chimiques et isotopiques pour définir le chimisme des nappes et les principaux modes de recharges. Elle aborde aussi le problème de la contamination des nappes et étudie les variations spatiales et temporelles des concentrations en nitrates ;
- Enfin, la quatrième partie présente les cartes thématiques élaborées dans le cadre de cette thèse. Une analyse multicritère a été réalisée afin de produire des cartes des zones de recharge potentielle et d'indice de productivité. Ces cartes sont validées à l'aide de données indépendantes et pourront être utilisées comme outil pragmatique de gestion et d'orientation pour les prospections futures.

PREMIÈRE PARTIE

CHAPITRE I : CADRE GÉNÉRAL

CHAPITRE I : CADRE GÉNÉRAL

I.1. CADRE PHYSIQUE ET HUMAIN

I.1.1. Contexte géographique et climatique du Niger

I.1.1.1. Localisation du Niger

Pays sahélien et enclavé d’Afrique de l’Ouest, le Niger est limité à l’ouest par le Burkina Faso et le Mali, au Nord par l’Algérie et la Libye, à l’Est par le Tchad et au Sud par le Nigeria et le Bénin (figure I.1). Le Niger compte une population de 16 274 738 habitants (INS, 2011) pour une superficie de 1 267 000 km², dont les trois quarts sont désertiques. Avec un taux de croissance démographique de 3,3 % par an, le Niger se place parmi les pays à très forte croissance de la population.



Figure I.1 : Localisation du Niger.

I.1.1.2. Grands traits climatiques du Niger

Le climat du Niger s’inscrit dans celui de la bande sahélo – soudanienne de l’Afrique de l’Ouest. Il est caractérisé par l’alternance de deux masses d’air (Morel, 1981 cité par Guéro, 2000), chaude et sèche (harmattan) et humide et fraîche (mousson). Les précipitations sont liées au déplacement interannuel de la masse d’air humide (mousson) appelée Front Inter Tropical (FIT) au sol, ou Zone Inter Tropicale de Convergence (ZITC) en altitude (Figure I.2). Les vents chauds et secs de secteur E-NE venant du Sahara, sont dominants pendant la

saison sèche (octobre à mai), tandis ceux du secteur S-SO venant de l'Atlantique dominant en saison des pluies (juin à octobre).

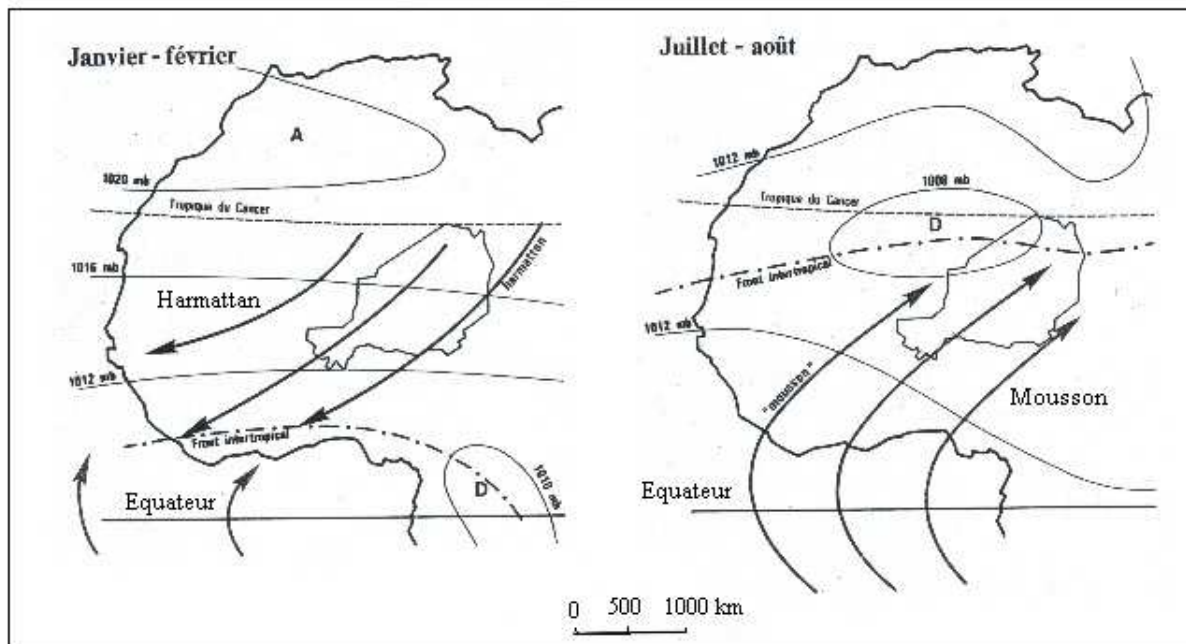


Figure I.2 : Circulations atmosphériques en Afrique de l'Ouest et position saisonnière des masses d'air (Morel, 1981 cité par Guéro, 2000).

Du Nord au Sud, on distingue quatre zones climatiques (figure I.3) :

- Le climat désertique, localisé au Nord du pays en région saharienne. Il est caractérisé par une saison des pluies qui dure à peine 1 mois avec un cumul pluviométrique annuel inférieur à 150 mm. Certaines zones hyper-arides peuvent ne pas avoir des pluies pendant un ou deux ans.
- Le climat sahélo-saharien est situé entre les isohyètes 150 et 300 mm. C'est une zone à vocation pastorale.
- Le climat sahélien est caractérisé par une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 600 mm. Cette zone constitue l'essentiel de la partie agricole du pays.
- Le climat soudanien est situé à l'extrémité méridionale du pays. Cette zone, avec un cumul pluviométrique annuel supérieur à 600 mm est la zone la plus arrosée du Niger.

À l'instar de tous les pays de la bande Sahélo-sahélienne, le Niger a connu une diminution des précipitations suite aux sécheresses récurrentes entamées depuis la fin des années 1960 (Ousmane, 1988 ; Paturol et *al.*, 1997 ; Ardoin-Bardin, 2004 ; Ozer et *al.*, 2005, 2009). Cette baisse de la pluviométrie a entraîné le déplacement des isohyètes du Nord vers le Sud (Ozer et Erpicum, 1995) (figure I.4).

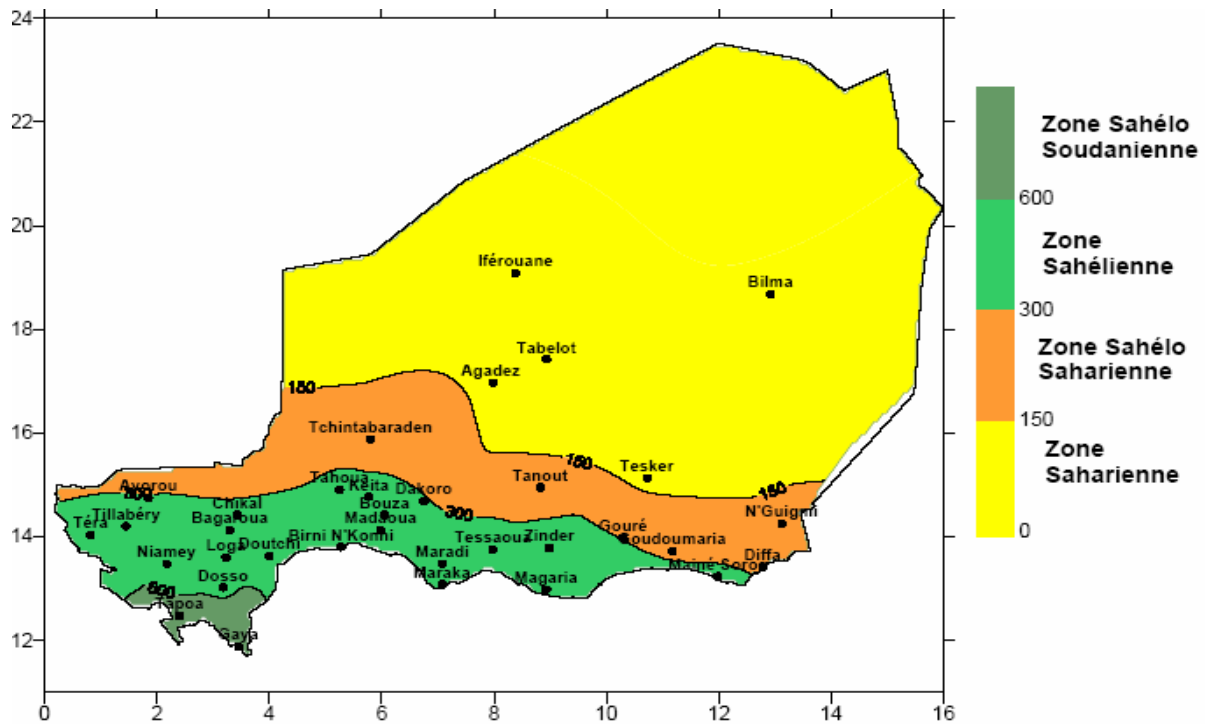


Figure I.3 : Zones agroclimatiques du Niger (source : DMN, pluviométrie moyenne annuelle sur la période 1975-2004).

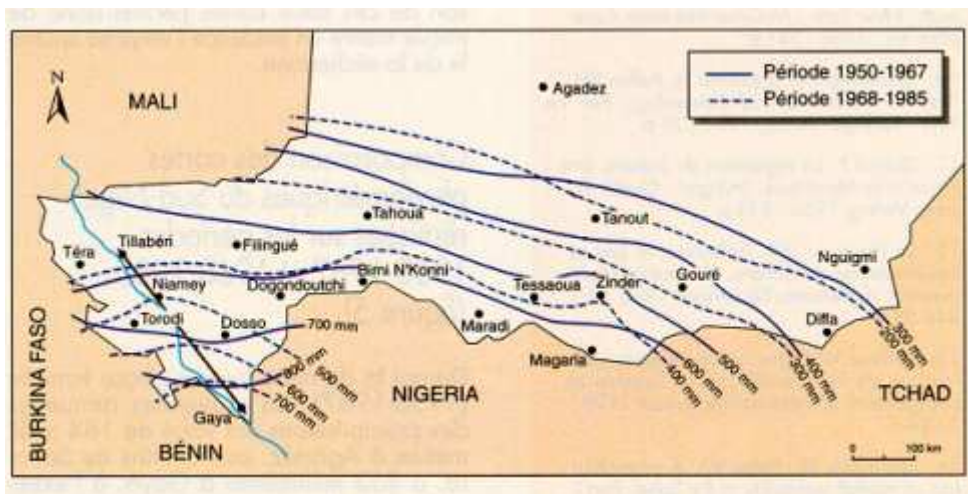


Figure I.4 : Variation des isohyètes au Sud Niger de 1950 à 1985 (Ozer et Erpicum, 1995). Les isohyètes sont tracées pour la période « humide » (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985).

1.1.1.3. Relief et hydrographie

1.1.1.3.1. Relief au Niger

Le Niger se présente comme un pays relativement plat dont l'altitude moyenne est d'environ 350 m. Les plus hautes altitudes, observées au Nord et au Nord-Est, sont représentées respectivement par le massif de l'Aïr et les hauts plateaux du Djado. Le point culminant de l'Aïr, atteignant 2 022 m d'altitude, est le mont Bagazane, tandis que le Djado

est constitué par trois plateaux gréseux dont les sommets atteignent 1000 m. Ces deux reliefs entaillés par des vallées fossiles sont séparés par le désert du Ténéré et le grand erg de Bilma.

1.1.1.3.2. Hydrographie

Le Niger a un réseau hydrographique peu développé et majoritairement endoréique (Figure I.5). Les composantes majeures de ce réseau sont le fleuve Niger et ses affluents actifs et fossiles dans la partie occidentale, le Lac Tchad et la Komadougou Yobé dans la partie orientale du pays. On rencontre aussi quelques mares plus ou moins permanentes et des cours d'eau à écoulements intermittents pendant les saisons pluvieuses. Ces cours d'eau temporaires sont localement appelés "koris".

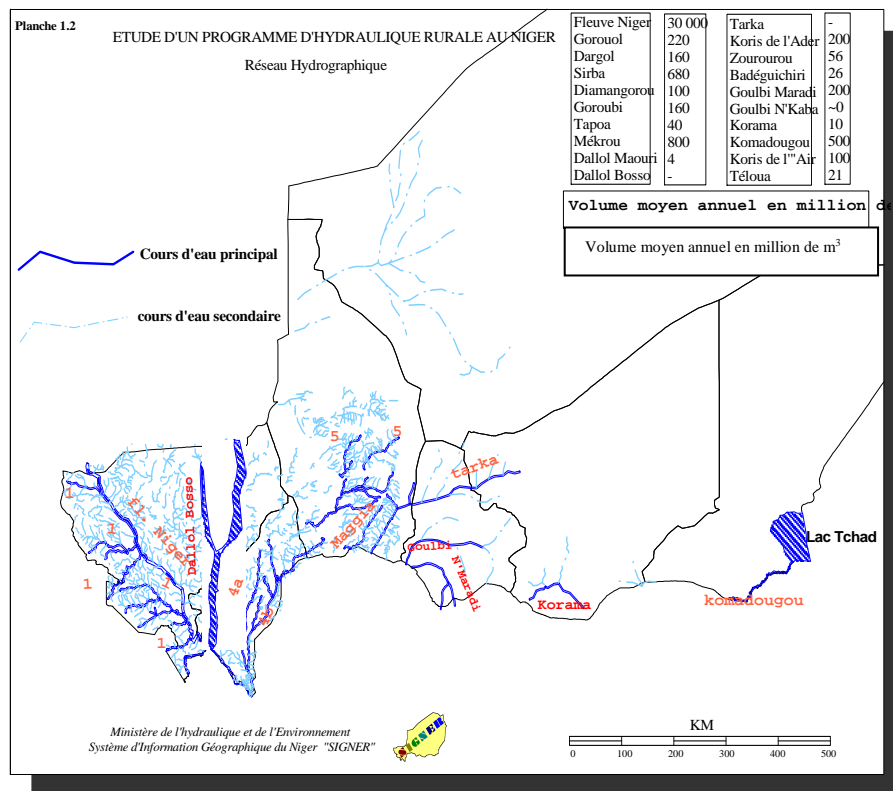


Figure I.5 : Réseau hydrographique du Niger (Source : MHE).

1.1.1.3.2.1. La partie orientale du pays

Le Lac Tchad est un héritage d'une ancienne mer quaternaire aujourd'hui partagé entre le Niger, le Nigeria, le Tchad et le Cameroun. Il est alimenté à plus de 90% par le fleuve Chari et le Logone. Cette retenue, importante pour les activités socio-économiques de la

région, subit l'effet intense d'évaporation et de l'ensablement. Le plus haut niveau est atteint en décembre-janvier, tandis que le plus bas niveau s'observe en juillet.

La Komadougou Yobé est une rivière transfrontalière qui prend sa source au Nigéria pour se jeter au Lac Tchad. Son écoulement lié à la pluviométrie, commence en juin-juillet, pour finir six mois plus tard.

1.1.1.3.2.2. La partie occidentale du pays

Le réseau hydrographique est représenté par le fleuve Niger et ses affluents. Prenant sa source au Fouta Djallon en Guinée, le Niger traverse le Mali, le Niger, le Benin et le Nigeria pour se jeter dans le Golfe de Guinée. Avec une superficie active de 1 500 000 km² pour une superficie globale de 2 100 000 km² et une longueur de 4 200 km dont 550 km en territoire nigérien, le Niger est le troisième fleuve d'Afrique après le Nil et le Congo. La baisse pluviométrique observée ces dernières décennies en Afrique de l'Ouest a eu des conséquences, entre autres, l'ensablement du lit majeur et même mineur du fleuve ainsi que les baisses drastiques des débits moyens du fleuve (Amogu, 2009). Ceux-ci sont passés de 1104 m³/s entre 1950 – 1970 à 704 m³/s sur la période 1971-2001 à la station de Niamey, soit une diminution de 36,2 % (Dessouassi, 2002). Sur sa traversée du Niger, le fleuve reçoit l'apport des affluents de la rive droite venant du Burkina Faso (Gorouol, Dargol, Sirba, Goroubi) et du Benin (Diamangou, Tapoa, Mekrou), et les apports des aquifères des Iullemeden en rive gauche dans les bas Dollol et Maouri (Favreau et *al.*, 2011).

1.1.2. Présentation de la zone d'étude

1.1.2.1. Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude se situe dans la partie Nord-Ouest du Liptako nigérien entre les longitudes 0°30' Ouest et 0°50' Est et les latitudes 13°45' et 14°20' Nord (Figure I.6). Elle s'étend sur deux communes du département de Téra à savoir la commune rurale de Diagourou et la commune urbaine de Téra. Cette zone occupe la partie centrale de Dargol qui est un affluent rive droite du fleuve Niger.

La population du département, estimée à 596 132 habitants (INS, 2011), est composée de six groupes ethniques : Sonraï (60%), Touaregs (15%), Peuls (14%), Haoussa, Gourmantché, Arabes pour les 11% restants. Les communes de Téra et de Diagourou

comptent respectivement 89 966 et 52 765 habitants, soit 24% de la population du département.

L'économie de la région est basée sur le secteur primaire dont les principales composantes sont l'agriculture et l'élevage. Les peuples nomades (Peuls et Touaregs) ont perdu l'essentiel du cheptel devenu la propriété des sédentaires et des grands commerçants des villes.

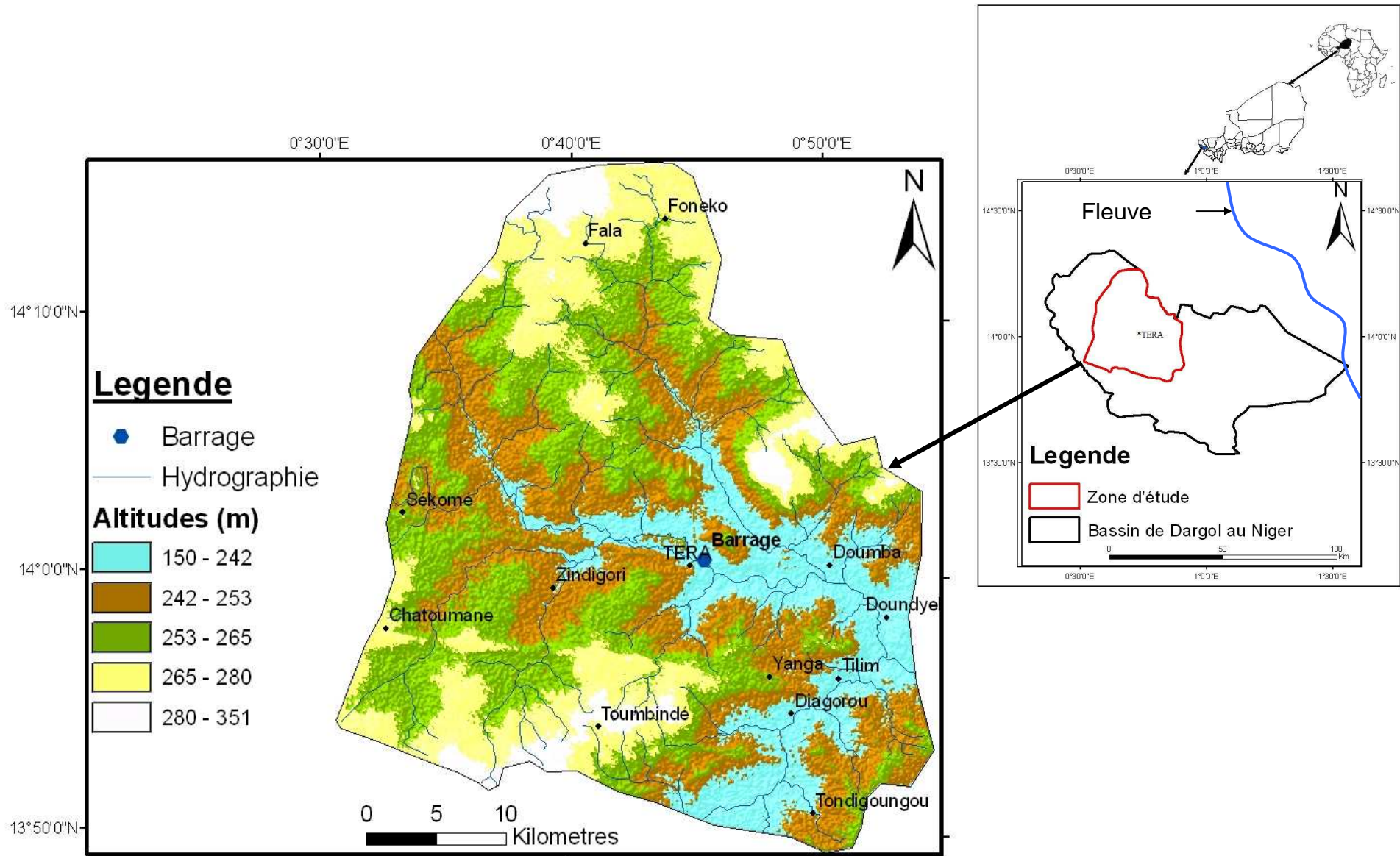


Figure I.6 : Localisation de la zone d'étude.

1.1.2.3. Contexte climatique

Le climat de la zone de Téra est du type sahélien caractérisé par l'alternance de deux saisons très contrastées : une saison sèche d'octobre à mai et une saison de pluies allant de juin à octobre. La pluviométrie moyenne annuelle calculée à la station pluviométrique de Téra sur la période 1999 – 2008 est de 409 mm. Les mois les plus pluvieux, juillet et août, totalisant plus de 60% de la pluviométrie annuelle, demeurent les plus pluvieux de l'année (figure I.8).

Les valeurs moyennes mensuelles de la température de l'air et de l'humidité relative (figure I.8) relevées à la station synoptique de Tillabéry pour la période 1999-2008, montrent d'importantes fluctuations en fonction des saisons.

Concernant les températures, on observe des variations de 15°C à 43°C, pour une moyenne annuelle de 29°C. Les températures les plus basses sont observées en juillet-août (saison hivernale) et décembre-janvier (saison "froide"), tandis que les fortes valeurs s'observent en avril-mai (saison sèche) et octobre-novembre. Pendant la saison sèche, on observe généralement des pics pouvant atteindre 43°C à l'ombre.

Les taux de l'humidité relative de l'air montrent une variation annuelle de 18 à 90%. À partir de mois de juin, période de pénétration de la mousson, le taux de l'humidité de l'air croît, et atteint son pic au cœur de la saison hivernale (juillet-août). Ces valeurs se stabilisent tout au long de la période allant de novembre au mai avant de croître à nouveau sous l'influence des vents humides de la mousson.

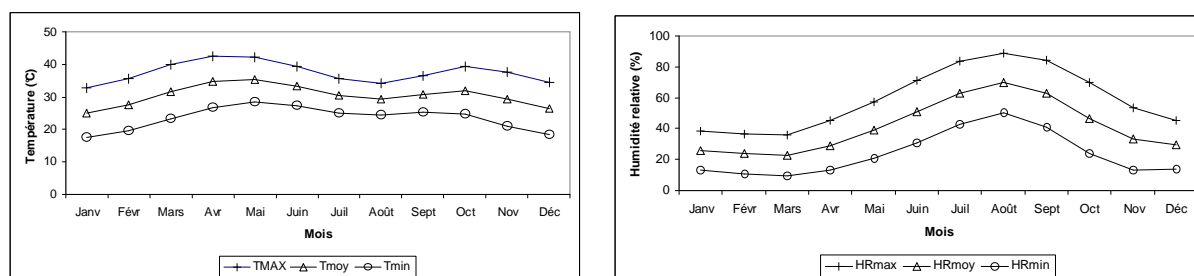


Figure I.7 : Variations mensuelles de la température (a) et de l'humidité relative (b) de la région de Tillabéri (1999 – 2008) (Source : DMN).

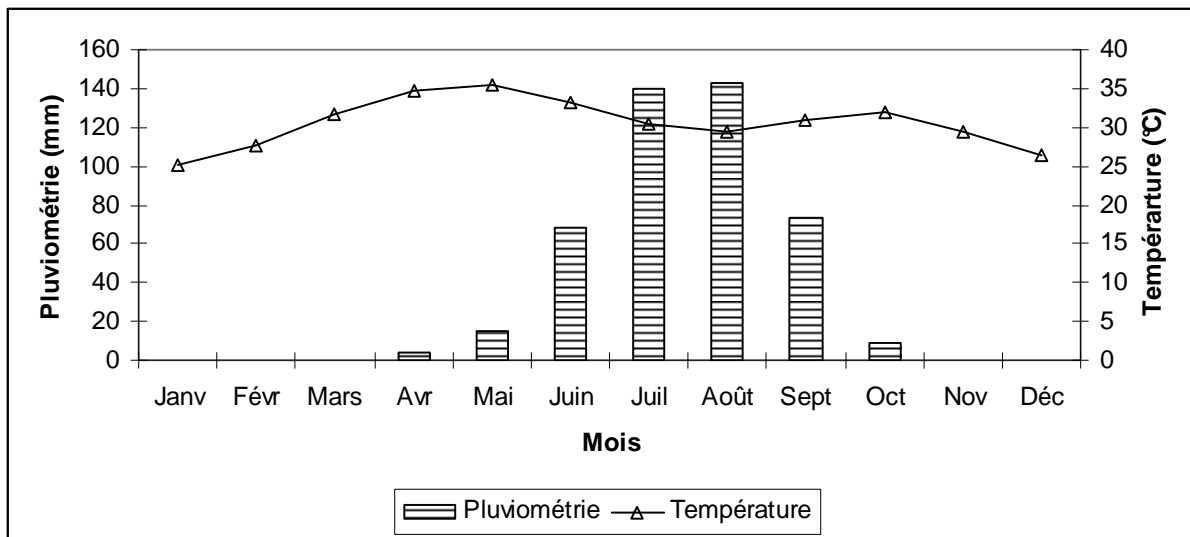


Figure I.8 : Diagramme ombrothermique de la région de Téra (1999 – 2008) (Source : DMN).

1.1.2.4. Relief et hydrographie

La description de ces éléments morphologiques est réalisée à partir des observations faites lors des sorties de terrain.

Le relief de la zone d'étude comprend les ensembles morphologiques suivants : les dômes granitoïdiques, les collines de roches vertes, les buttes de filons de quartz, les cordons dunaires et les vallées. Ces différentes formes de reliefs se répartissent au Nord (dômes granitiques), au Nord-Est (Colline de manganèse) et au Sud (succession des collines des roches vertes métamorphisées). Les cordons dunaires sableux s'étendent au Nord de 14^e parallèle, le plus souvent au dessus de surfaces tabulaires (plateaux latéritiques) et des glacis. Ces reliefs sont entaillés par des vallées le plus souvent sèches (koris) qui drainent les eaux vers des dépressions (mares) pendant la saison hivernale. Une végétation dégradée et clairsemée (savane et steppe) occupe les plateaux, alors que le fond des vallées et des dépressions font place à une végétation plutôt dense.

Le réseau hydrographique comprend un cours d'eau temporaire (le Dargol) dont le plus important des affluents est le Tilim. À cette rivière, s'ajoute un chapelet de mares semi-permanentes et des retenues artificielles d'eau parmi lesquelles, seul le barrage de Téra est permanent.

1.1.2.5. Problématique de l'eau

Le climat de la zone d'étude est semi-aride avec une pluviométrie irrégulière marquée par les sécheresses récurrentes qui ont marqué le sahel pendant ces dernières décennies. 60 à 70% des pluies tombent entre juillet et août produisant parfois des grosses averses. L'intensité

des précipitations et les faibles couvertures végétales font que les ruissellement sont toujours dominants sur l'infiltration des eaux au niveau des plateaux et versants. Dans ces zones, l'évapotranspiration potentielle annuelle est en moyenne de 1500 à 2000 mm contre une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 400 mm.

Pendant les longues saisons sèches (8 mois), les mares, les cours d'eau et les puits traditionnels captant les nappes alluviales s'assèchent rapidement. Les seuls recours restent les puits cimentés à grand diamètre et les forages profonds implantés le long des lits des koris ou proches des mares parfois loin du village (planche I.1). La politique de doter chaque village de point d'eau se heurte aux réalités de la disponibilité et de la pérennité de la ressource. Cela fait que parfois certains forages tarissent en saison sèche.

Dans la ville de Téra, l'alimentation en eau de boisson est assurée d'une part, par la Société d'Exploitation des Eaux du Niger (SEEN), et d'autre part, par quelques forages isolés réalisés par le gouvernement. La production d'eau par cette société varie en fonction des saisons et d'années (figure I.9). Pendant la période des hautes chaleurs où le besoin en eau augmente, la production baisse. Il arrive que certaines zones manquent d'eau pendant deux à trois jours, tandis que d'autres sont dépourvues d'avril jusqu'à juin (zones du plateau).

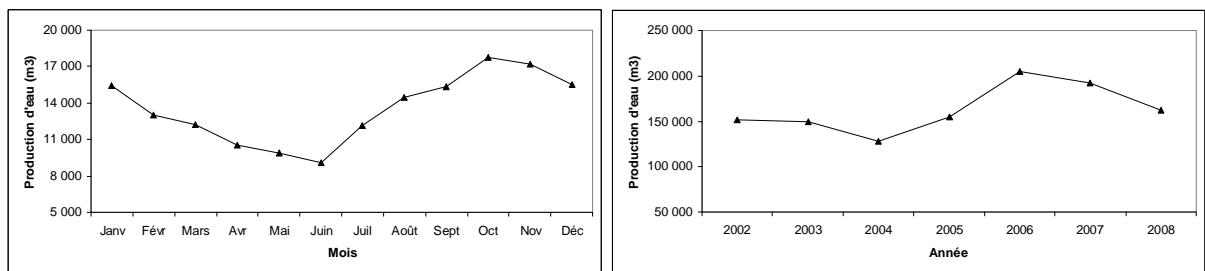


Figure I.9 : a) Production mensuelle et b) annuelle d'eau par la SEEN à Téra.

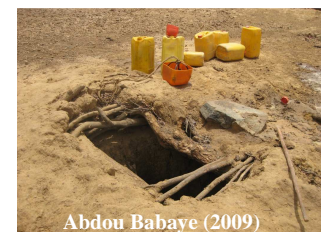
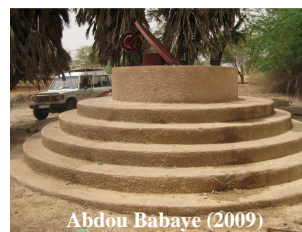
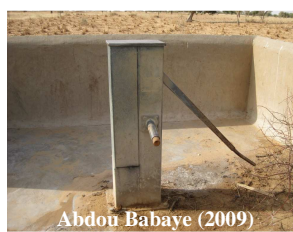
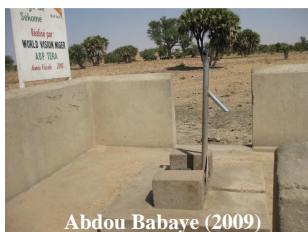


Photo1 : pompe Vergnet

Photo2 : pompe Cardiat

Photo3 : puits cimenté

Photo4 : puits traditionnel

Planche I.1 : Différents types d'ouvrages.

I.2. CONTEXTES GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE

I.2.1. Contexte Géologique de l'Afrique de l'Ouest

La structuration du substratum de l'Afrique s'est opérée au cours des cinq cycles orogéniques suivants :

- Léonien, équivalent stratigraphique le Catarchéen (3500 – 2900 MA) ;
- Libérien, équivalent stratigraphique l'Archéen (2900 – 2400 MA) ;
- Eburnéen, l'équivalent stratigraphique le Birimien (2400 – 1600 MA) ;
- Kibarien (1600 – 900 MA) ;
- Panafricain (900 - 530 MA).

Les trois cratons nés de ces orogénies (le craton ouest-africain, le craton du Congo, le craton du Kalahari) sont séparées par les zones mobiles panafricaines : Mauritanides, Rokelides, Dahomeyides et Pharusides (Bessoles et Trompette, 1980 ; Black, 1985).

L'histoire géologique de l'Afrique de l'ouest s'intègre dans celle d'une vieille plate forme ou craton, mise en place entre 2700 et 1700 MA (Bessoles et Trompette, 1980). Ce socle démantelé, arasé et aplani, comprend en sa bordure des bassins côtiers et en son sein des bassins intra-cratoniques (bassin de Taoudeni, bassin des Iullemmeden, bassin du Tchad et bassin sénégal-mauritanien) dont l'âge varie du Primaire au Quaternaire.

Le craton ouest-africain est composé de deux dorsales (dorsale de Reguibate au Nord et dorsale de Man ou Léo au Sud) et des boutonnières de Kéniéba et Kayes.

La dorsale de Man est répartie en deux domaines séparés par l'accident du Sassandra (Yacé, 2002) :

- domaine Libérien ou Kénéma-Man à l'Ouest ;
- domaine Éburnéen ou Baoulé-Mossi à l'Est. Le Liptako nigérien appartient à ce bloc.

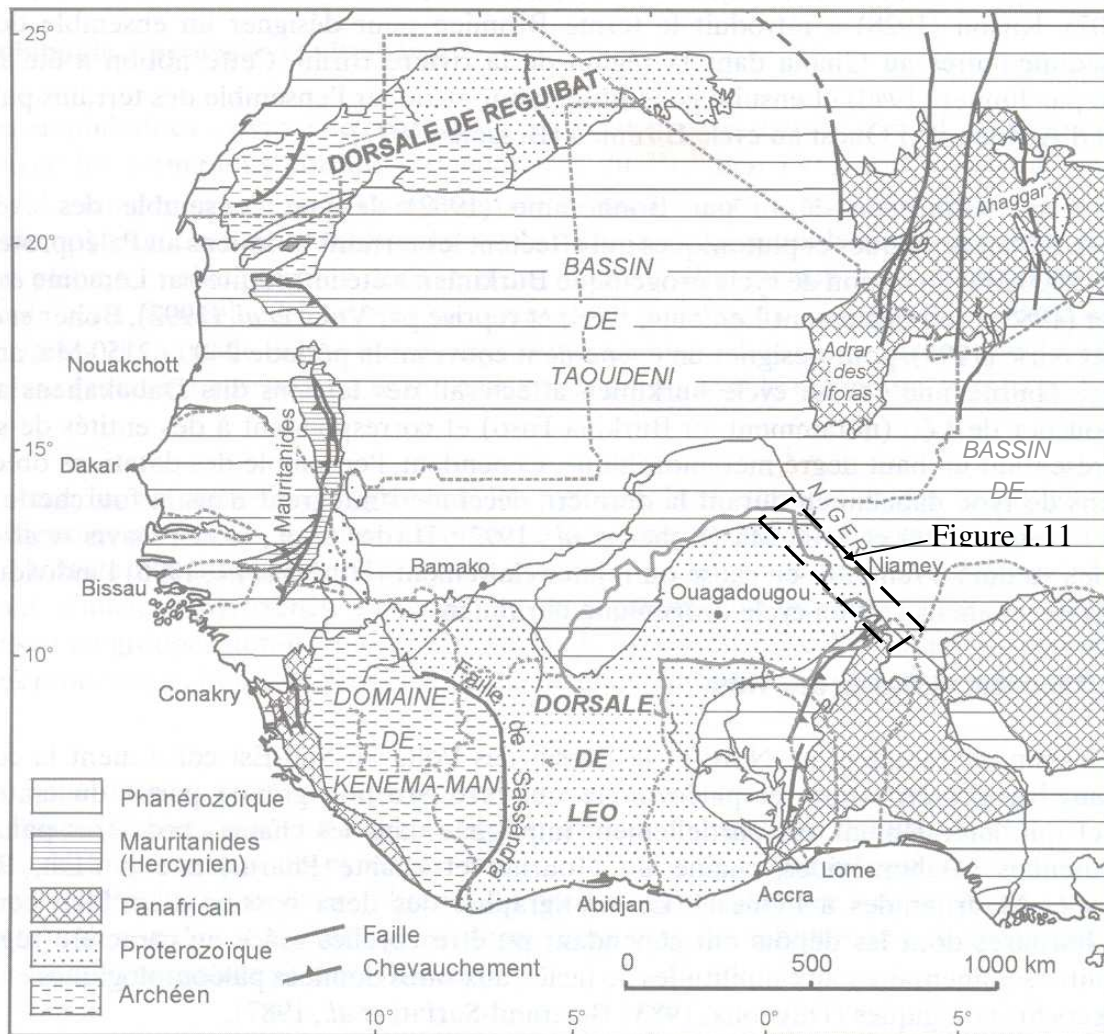


Figure I.10 : Carte géologique de l’Afrique de l’Ouest (Bessoles, 1977).

1.2.2. Grands traits géologiques du Liptako nigérien

Le Liptako nigérien occupe l’extrémité Nord-Est de la dorsale de Man notamment le domaine Baoulé-Mossi (Figure I.11). La connaissance de la géologie de l’ensemble du Liptako doit beaucoup aux travaux de Machens (1973). Cependant, plusieurs auteurs (Arnould, 1961 cité par Black, 1985; Reichelt, 1972 ; Dupuis et *al.*, 1991 ; Pons et *al.*, 1995 ; Ama Salah et *al.*, 1996 ; Abdou et *al.*, 1998 ; Affaton et *al.*, 2000 ; Soumaila, 2000 ; Soumaila et *al.*, 2004; Soumaila et Konaté, 2005) ont contribué à l’amélioration des connaissances de l’histoire géologique de cette partie du craton ouest-africain. De cette importante masse des données bibliographiques, nous avons tenté de faire une synthèse succincte et pertinente portant sur :

- les formations précambriennes du socle d’âge Paléoproterozoïque ;

- les formations de couverture.

1.2.2.1. Formations de socle précambrien (Birimien)

On distingue deux ensembles géologiques : les roches vertes de la ceinture, plus ou moins métamorphisées, d'orientation NNE-SSW séparées par des massifs intrusifs granitoïdiques éburnéens. Ces massifs renferment par endroit des reliques archéennes (Machens, 1973; Dupuis et *al.*, 1991).

Les formations de la ceinture sont constituées des métasédiments, des méta-volcano-sédimentaires et des méta-volcano-plutoniques (Ama Salah, 1996 ; Abdou et *al.*, 1998 ; Soumaila, 2000 ; Soumaila et *al.*, 2004). Cette série est principalement composée de roches grésopélitiques (grauwackes), de micaschistes, de schistes argileux, de quartzitoschistes, des tufs et brèches rhyolitiques et de roches vertes (pyroxénites, amphibolites, épidotites, chloritoschistes, metabasaltes, métagabbros). Les massifs granitoïdiques comprennent principalement les granites, les granodiorites et les diorites. La fin de l'épisode birimien est marquée par l'orogénèse éburnéenne qui s'accompagne par la mise en place des filons de natures diverses (Machens, 1973 ; St-Julien, 1992 ; Abdou et *al.*, 1998 ; Soumaila, 2005) et le plissement des roches de la ceinture. C'est durant cette période que s'est déroulée la granitisation avec l'intrusion des massifs granitoïdiques.

1.2.2.2. Formations de couverture

Elles comprennent des sédiments d'âges variés :

- Néoprotérozoïque (Infracambrien et Voltaïen)
- Post-Eocène (Continental Terminal)
- Quaternaire (cordons dunaires, alluvions, cuirasses latéritiques).

Les cordons dunaires sont des dépôts éoliens d'orientation Est-Ouest, en général fixés par la végétation. Ils s'étendent sur des longueurs pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres.

Les cuirasses latéritiques sont des paléosurfaces témoins d'un ancien niveau de pénéplanation. Elles sont présentes au sud du 14^e parallèle occupant surtout les sommets des buttes témoins.

Les formations alluvionnaires sont localisées dans les lits actuels des cours d'eau ou sur les versants des terrasses anciennes. Elles sont constituées par une alternance de niveaux grossiers (graviers, sables grossiers) et fins (sables, sables argileux), avec à leur base des poudingues à galets grossiers.

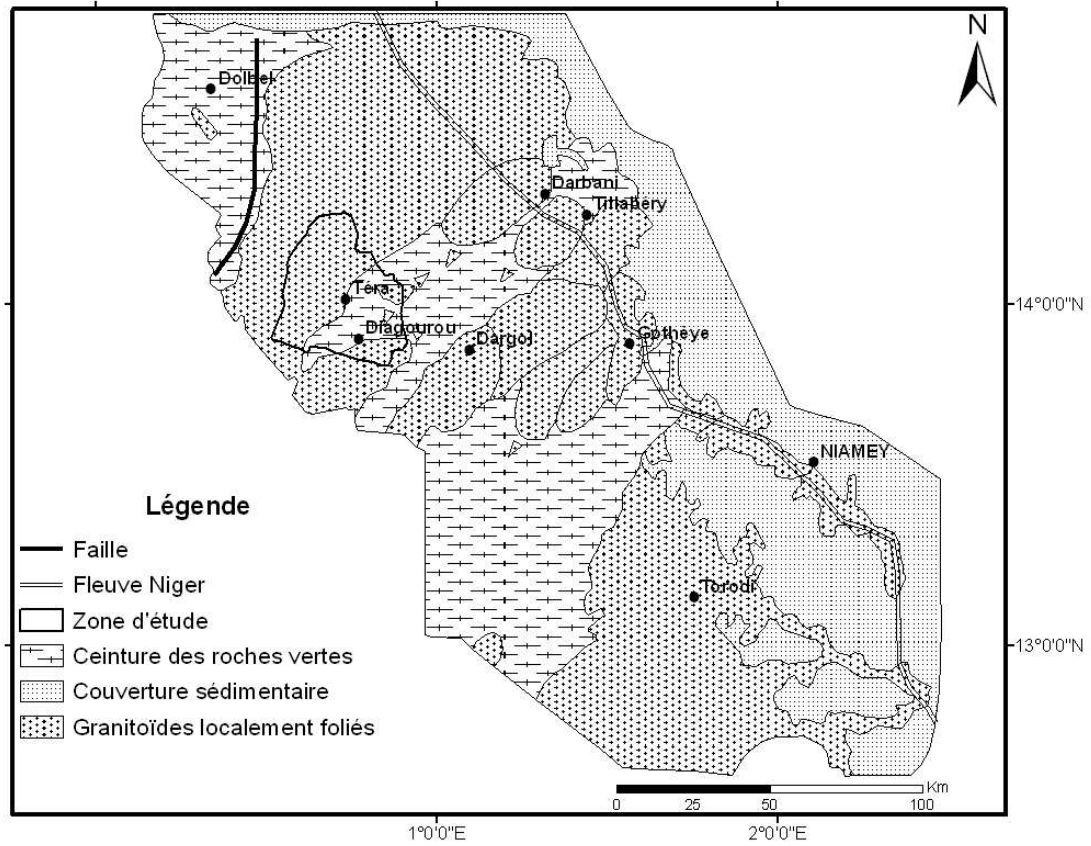


Figure I.11 : Carte géologique simplifié du Liptako (Machens, 1973).

1.2.2.3. Tectonique régionale

En Afrique de l’Ouest, la structuration du socle Birimien est en général attribuée à trois à quatre phases de déformation selon les régions. Les phases de déformation D_1 à D_3 sont unanimement reconnues sur l’ensemble du craton ouest-africain, contrairement à la phase D_4 qui n’a été que localement reconnue au Burkina-Faso (Hein *et al.*, 2004) et au Niger (St-Julien, 1992 ; Soumaila, 2000).

Dans le Liptako nigérien, les études structurales ont commencé timidement avec les travaux de Machens (1973) avant de connaître un essor remarquable dans les années 90 (Dupuis *et al.*, 1991 ; St-Julien, 1992 ; Pons *et al.*, 1995 ; Ama Salah *et al.*, 1996 ; Abdou *et al.*, 1998). C’est à partir des travaux de Soumaila (2000) et de Soumaila *et al.*, (2005) que la tectonique de la région a été mieux connue. Il ressort de ces études que les déformations des roches de la ceinture birimienne (Paléorpotérozoïque) et des intrusions sont dominées par l’influence des grands couloirs cisailants $N45^\circ E$, en relation avec le champ de raccourcissement régional NW-SE. Deux phases majeures de déformation sont retenues dans

le schéma structural du Liptako : la phase D₁ (Paléoprotérozoïque) se déroulant en trois étapes (D_{1a}, D_{1b}, D_{1c}), et la phase D₂ (Post-paléoprotérozoïque).

Les étapes D_{1a}, D_{1b}, à raccourcissement NW-SE et N60E à E-W respectivement, sont marquées par la réactivation normale dextre des grands accidents cisailants N45°, responsable de la mise en place de granitoïdes tardi-cinématiques. Pendant l'étape D_{1b}, les failles senestres N125 à N145°E entrent en activité. La fin de la phase D₁, reliée à l'étape D_{1c}, est relativement cassante. Cette étape, à raccourcissement N-S, est caractérisée par la réactivation senestre des grands couloirs de cisaillement d'orientation N45° à N50°E. À partir de la phase D₂, les déformations deviennent franchement cassantes et extensives, d'orientation NW-SE et NE-SW.

Ainsi, à l'échelle du Liptako, quatre familles principales de fractures constituent les grandes directions structurales (Deguen et *al.*, 1978 ; Abdou et *al.*, 1998 ; Affaton et *al.*, 2000 ; Soumaila, 2000 ; Soumaila et Konaté, 2005) : N20° à N50° ; N60° à N90° ; N120° à N140° et N350° à N15°.

Les filons les plus développés se répartissent selon trois directions majeures : N0° à N20°, N70° à N100° et N130° à N150°.

Au cours du cycle panafricain, les fractures mésoprotérozoïques (datées d'environ 1400 Ma) ont été réactivées, en liaison avec un épisode distensif et des fractures liées aux trois phases compressives panafricaines (Affaton et *al.*, 2000). Ces fractures sont de directions NNW–SSE, WNW–ESE et WSW–ENE.

1.2.2.4. Contexte géologique de la zone d'étude

La zone d'étude se trouve à cheval entre le pluton de Téra – Ayorou et la ceinture de Diagorou – Darbani (figure I.12).

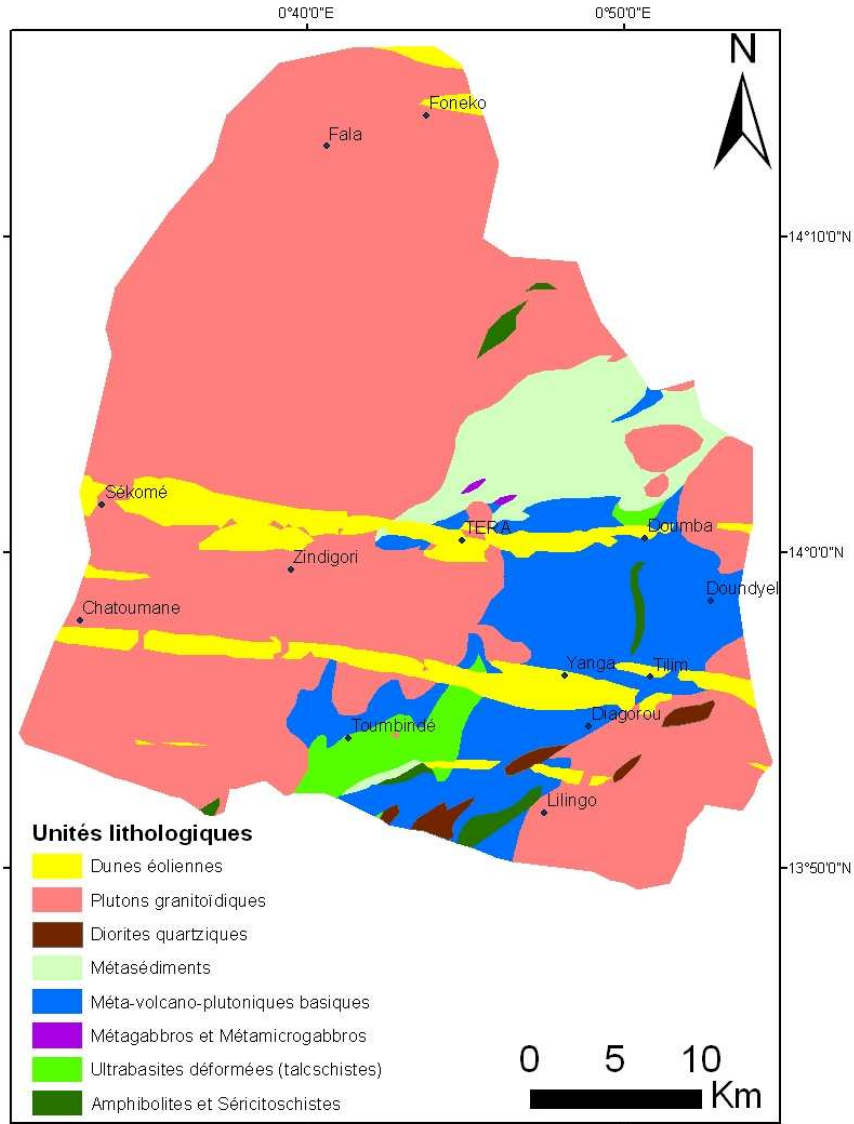
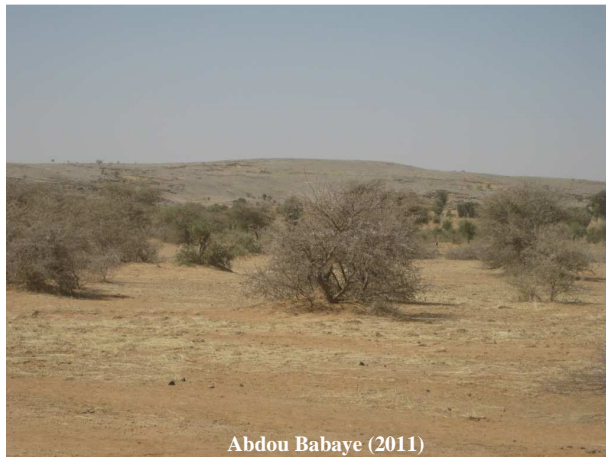


Figure I.12 : Carte géologique détaillée de la zone d'étude (Abdou et *al.*, 1998, modifié ; échelle : 1/200 000)

Les observations pétrographiques ont été réalisées aussi bien sur les roches de la ceinture que sur celles du pluton granitoïdiques (planche I.2). Au Nord de Téra, dans le secteur de Farko – Bégorou, les affleurements granitoïdiques sont assez étendus et se présentent sous forme des dômes, de chaos rocheux ou d'altérites kaolineuses. Dans les zones granitiques, les affleurements sont mieux préservés du fait de la faible érodabilité des roches granitiques par rapport à celles de la ceinture qui sont plus altérables. Les rares affleurements des métasédiments et des roches vertes sont altérés. Néanmoins on rencontre de rares affleurements de roches vertes bien préservées aux environ de Téra. Il s'agit de schistes, de basaltes en pillow lava, d'amphibolites et de grenatites. Dans le secteur Toumbindé –

Tchantchaga, les affleurements de roches vertes sont essentiellement constitués de metabasites altérées. Les filons de quartz et de pegmatites, plus résistants affleurent aussi dans ce secteur sous forme de buttes ou de collines.



Abdou Babaye (2011)

Photo 5 : Plateau granitique de Banizoumbou - Farko Tondou.



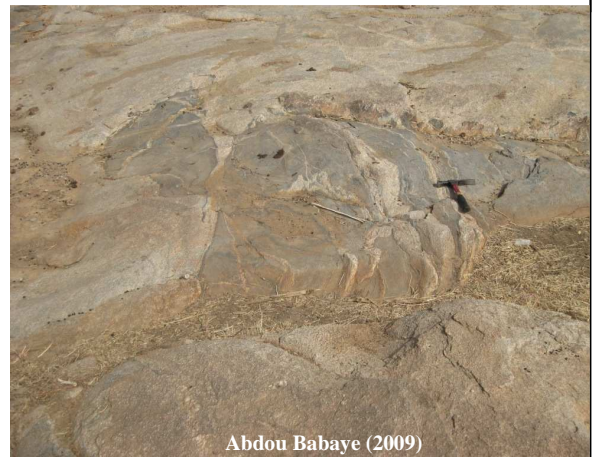
Abdou Babaye (2011)

Photo 6 : Inselberg de metabasite altérée aux environs de Tchantchaga.



Abdou Babaye (2009)

Photo 7 : Chaos granitique à Tondigoungou.



Abdou Babaye (2009)

Photo 8 : Enclave de gneiss plurimétrique dans un granite (secteur de Bégorou).

Planche I.2 : Morphologie des affleurements.

1.2.3. Hydrogéologie des zones de socle

Les aquifères de socle de l'Afrique de l'Ouest sont localisés dans les horizons fracturés et fissurés des formations cristallines et cristallophylliennes ou dans leurs produits d'altération. En Afrique de l'Ouest, le rôle de drain joué par les fractures dans les roches compétentes est maintenant bien connu (Engalenc, 1978,1981; Savadogo, 1984; Faillat, 1986; Soro, 1987; Ousmane, 1988; Biemi, 1990; Guiraud et Travi, 1990; Savané, 1997). Au Niger, où les terrains sédimentaires sont dominants (plus de 90% du territoire), le socle n'affleure que dans le centre sud (Sud Maradi, Damagaram-Mounio), l'Aïr et le Liptako, zone de la présente étude.

En milieu cristallin et cristallophyllien, les niveaux aquifères possibles correspondent aux altérites (arènes sableuses ou sablo-argileuses) et aux fissures et/ou fractures de socle. Ces aquifères sont dans bien des cas superposés et fonctionnent généralement en système bicouche (Engalenc, 1978-1979; Savadogo, 1984; Faillat, 1986; Soro, 1987; Ousmane, 1988; Dassargues et Monjoie, 1991 ; Biemi, 1992; Guiraud et Travi, 1990; 1992; Savané, 1997; Lasm, 2000 ; Durand, 2005 ; Jourda, 2005 ; Youan Ta, 2008). Dans certains cas (Faillat, 1986 ; Faillat et Drogue 1993), des aquifères monocouches d'altérites, de fissures ou de fractures peuvent exister de façon isolée.

En Côte d'Ivoire (Biemi, 1990; Savané, 1997; Jourda, 2003) et au Burkina-Faso (Savadogo, 1984, Nakolendousse, 1991 ; Koussoubé, 1996), la combinaison des techniques de prospections appropriées (télétection, géophysique, structurale) a permis de localiser les fractures sous les couches d'altération, contribuant ainsi à améliorer le taux de succès des forages. L'utilisation conjointe de ces techniques dans la recherche d'eau à grande échelle n'est pas très développée au Niger. Néanmoins, certaines études locales menées par les bureaux d'étude internationaux et locaux ont utilisé avec succès une approche par photo-interprétation (BRGM, 1980 – 1989) ou combinée, photo-interprétation-géophysique (IWACO, 1983) pour l'implantation des forages. Dans la région du Liptako, l'essentiel des réservoirs d'eau souterraine pérennes sont localisés dans les fractures du socle. Les puits captant les nappes d'altérites et les alluvions tarissent pendant la saison sèche (Campaoré et *al.*, 1997) et cela est observé même dans les régions humides (Maréchal et *al.*, 2003). Il devient urgent de mener une étude détaillée, en utilisant une approche multidisciplinaire, pour l'identification des zones favorables à l'implantation des forages.

1.2.3.1. Aquifères en milieu de socle

1.2.3.1.1. Réservoirs d'altérites

Pendant longtemps, ces réservoirs étaient considérés comme les seuls à contenir des ressources en eau exploitables sur le socle cristallin et cristallophyllien d'Afrique de l'Ouest. L'épaisseur d'altération varie en fonction des zones climatiques, des régions et du type de roche (Engalenc, 1981 ; Ousmane, 1988). Cette épaisseur diminue en évoluant de la zone tropicale humide aux régions Sahéliennes.

Dans le domaine granito-gneissique, ce réservoir comprend trois horizons de haut en bas (10 à 20 m d'épaisseur) : la cuirasse latéritique, les sables argileux et les arènes grenues (Guiraud et Travi, 1990). La base du profil d'altération composé des arènes grenues est la partie la plus productrice de l'aquifère.

Dans le domaine schisteux et de roches vertes, la couche altérée est très épaisse (15 à 40 m) et à dominance argileuse (Kamagaté et *al.*, 2007), de sorte que les conditions hydrogéologiques dans ces zones altérées sont moins favorables (Engalenc, 1978 ; IWACO, 1983).

1.2.3.1.2. Réservoirs des séries volcano-sédimentaires

Ce sont des séries très hétérogènes composées des complexes schisto-quartzo-gréseux et de roches vertes plissés et redressés par la tectonique éburnéenne. Les intercalations de grès, de quartzites et de filons, associées à des schistosités augmentent l'altérabilité et la porosité de ces réservoirs. Les plans de schistosités constituent des zones de faiblesse favorisant la rupture en ces points sous l'effet des contraintes et des déformations. En revanche, la forte altération des roches schisteuses, réduit souvent l'épaisseur de la zone décomprimée en favorisant le colmatage des fractures ouvertes par les altérites anciennes (Engalenc, 1978). En Afrique de l'Ouest, la limite des venues d'eau dans les formations schisteuses se situe entre 55 – 60 m (Engalenc, 1981; Faillat, 1986; Biemi, 1992). Dans le Liptako, Ousmane (1988) confirme cette limite, et mieux, il observe les venues d'eau importantes entre 50 et 60 m.

1.2.3.1.3. Réservoirs granito-gneissiques

Ce sont des aquifères que l'on rencontre dans les fractures et/ou fissures des roches cristallines groupées sous le terme granito-gneiss. Ces aquifères se caractérisent par l'existence d'une double relation positive entre le débit et la profondeur d'une part, et entre le débit et l'épaisseur d'altérites pour les 40 premiers mètres d'autre part (Engalenc, 1978 ;

Ousmane, 1988). Au delà de cette zone décomprimée, des venues d'eau importantes peuvent être observées à plus de 120 m pour les fractures multikilométriques profondes (Engalenc, 1978).

Le tableau I.1. expose de façon synthétique les valeurs de transmissivités et du coefficient d'emmagasinement rencontrés dans les aquifères de socle d'Afrique. La valeur de la transmissivité le plus souvent calculée varie entre 10^{-6} et 10^{-4} m²/s, qui peut exceptionnellement atteindre 10^{-2} à 10^{-1} m²/s. Les travaux de Jalludin et Razack (1997) ont montré le caractère très transmissif des basaltes du Golf en Djibouti. D'une manière générale, les schistes sont plus transmissifs que les granitoïdes, qui à leur tour, sont plus transmissifs que les quartzites et les amphibolites. La gamme de valeurs de transmissivité supérieures traduit une bonne perméabilité, et la roche a acquis une fracturation ouverte bien développée, capable de drainer les eaux souterraines.

La transmissivité (T) représente le produit de la conductivité hydraulique (K) par l'épaisseur de la zone saturée (h). Les valeurs de transmissivité estimées en milieu fissuré ne représentent que celles de la transmissivité équivalente, car elles ne reflètent que la partie préférentielle d'écoulement d'eau induite par les fractures.

Tableau I.1 : Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de socle d'Afrique.

Localités	Auteurs	Aquifères	Transmissivité T (m ² /s)	Coeff. Emmaga. S
Burkina Faso	Engaleenc, 1978	Roches vertes	4.10^{-6}	
	Compaoré et <i>al.</i> , 1997	Altérites	10^{-6} à 3.10^{-4}	$1,5.10^{-3}$ à 3.10^{-2}
	Yaméogo, 2008	Granites	$2,9.10^{-5}$ à $6,5.10^{-3}$	1.10^{-1} à 4.10^{-2}
Côte d'Ivoire	Engalenc, 1978	Schistes	2.10^{-5} à $6,10^{-4}$	
	Lasm, 2000	Gneiss migmatitique	1.10^{-4} à $4,52.10^{-5}$	
		Amphibolo-pyroxénites	$2,9.10^{-6}$ à $1,7.10^{-5}$	
Djibouti	Jalludin et Razack, 1997	Basalte	$3,3.10^{-4}$ à $1,4.10^{-1}$	2.10^{-5} et 10^{-4}
Niger	Ousmane, 1988	Granitoïdes	5.10^{-5} à $1,1.10^{-3}$	

1.2.3.1.4. Profils hydrogéologiques dans le bassin de Dargol

La figure I.13 présente trois logs hydrogéologiques représentatifs des aquifères fracturés rencontrés dans le bassin de Dargol. On observe que le niveau statique se stabilise dans les trois cas au niveau de l'interface altérites – alluvions ou dans les altérites, tandis que les arrivées d'eau se localisent plus en profondeur dans les zones fissurées ou fracturées. Ces fractures étant sous des altérites peu perméables (granites altérés, schistes altérés, altérites sablo-argileuses), et de ce fait, les nappes sont confinées ou semi-confinées. Les forages sont réalisés de façon à ne capter que les nappes de fracture.

Le profil d'altération sur les granitoïdes diffère de celui des schistes. La coupe lithologique du forage de Wargountou (F₄₁) montre la puissance d'altération rencontrée très souvent sur le terrain schisteux. Ce forage très profond (73 m de profondeur totale) et sous une épaisse couche d'altérites, donne un débit très modeste de 1,5 m³/h ; alors que celui de Tourkougoye (F₃₉) moins profond (44 m) a un débit relativement très important de 8 m³/h. Le forage de Zindigori (F₂₅) captant l'aquifère du granite fracturé enregistre un débit de 4 m³/h. On constate comme Savadogo (1984) dans le bassin de Sissili, que la profondeur et la géologie ne sont pas les seuls facteurs pour garantir un bon débit. Ces observations font ressortir aussi le rôle des filons dans la productivité des aquifères en zone schisteuse (Tourkougoye F₃₉).

Le « modèle conceptuel » admis en zone de socle (Maréchal et *al.*, 2003) est la présence d'une pellicule superficielle (altérites), capacitive, alimentée par la surface, suivi d'un horizon fissuré (zone intermédiaire décomprimée), à perméabilité très élevée formant le deuxième niveau aquifère (Lachassagne et *al.*, 2005), et le troisième niveau aquifère se trouve dans le substratum sain affecté par des fractures d'origine tectonique (failles). Les niveaux 2 et 3 constituent la partie semi-captive de cet aquifère multicouche (Ousmane, 1988), drainant la couverture, donc à fonction conductrice (figure I.14).

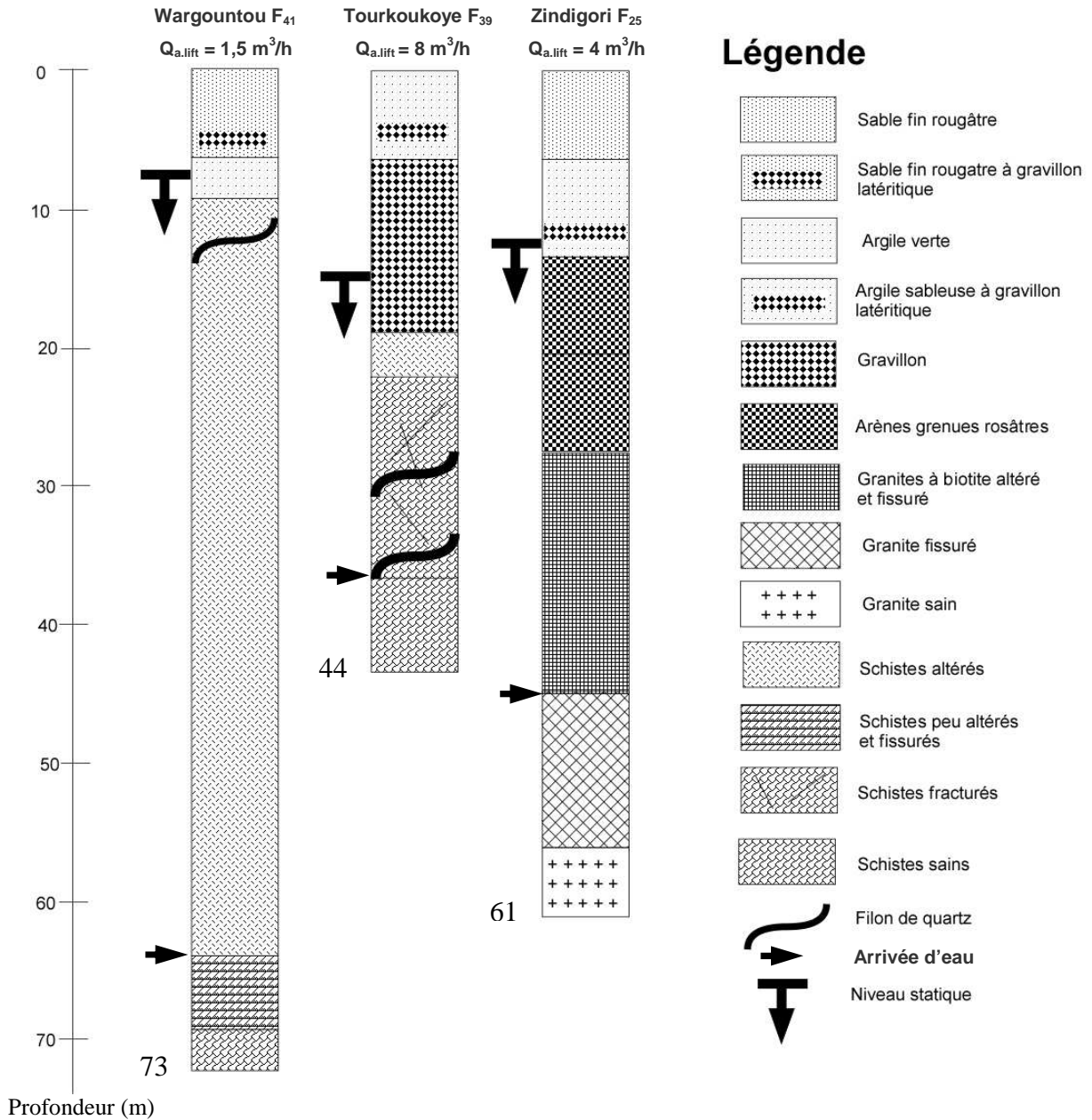


Figure I.13 : Profils hydrogéologiques représentatifs de forages atteignant les schistes et les granitoïdes sains sous les altérites.

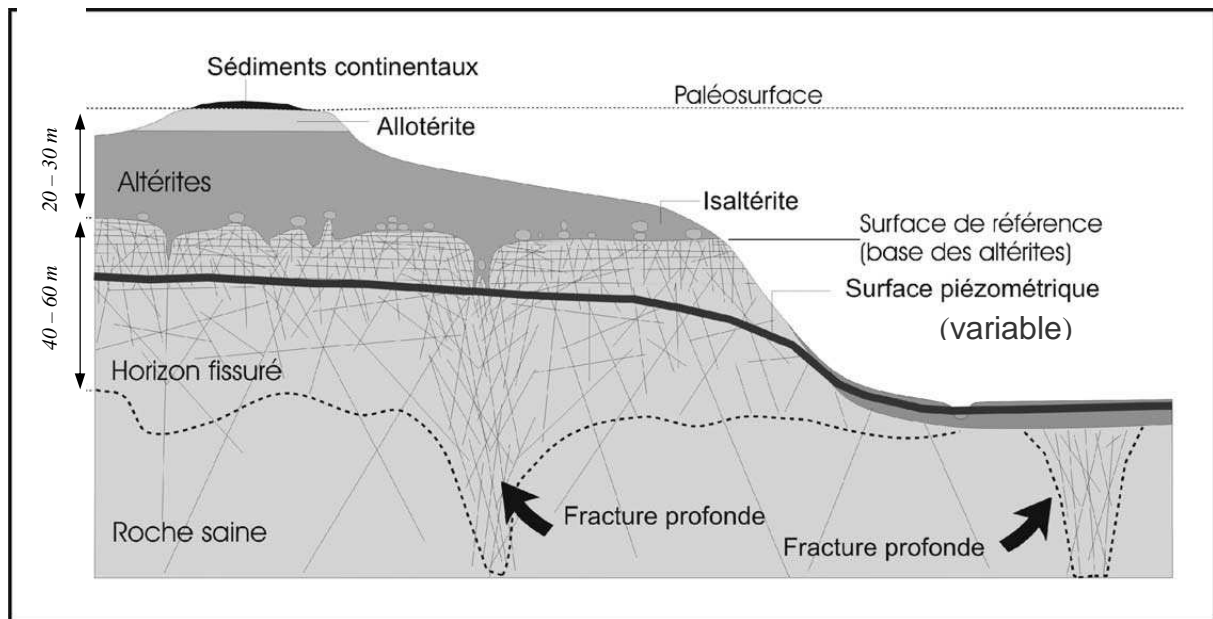


Figure I.14 : Modèle hydrogéologique conceptuel des aquifères de socle (Maréchal *et al.*, 2003).

1.2.3.2. Problématique de la recharge en zone semi-aride

Le climat en région aride à semi-aride, est caractérisé par une température moyenne élevée et une forte évapotranspiration (ET) potentielle dépassant deux à trois fois les hauteurs des précipitations moyennes annuelles. Ces observations montrent que sur base du bilan hydrologique annuel, la recharge serait nulle dans ces régions. Cependant, des études montrent l'existence d'une recharge effective dans laquelle les cours d'eau joueraient un rôle prépondérant (Lerner *et al.*, 1997 ; Bajjali, 2008 ; Dassi, 2010).

1.2.3.2.1. Mécanismes de recharge

La recharge au sens large se définit comme tout flux d'eau s'écoulant à travers la zone racinaire, traversant per descendum la zone non-saturée et arrive à la nappe souterraine, où il participe à son renouvellement (Freeze et Cherry, 1979 cité par Gaye, 1990). L'alimentation de ces nappes peut s'effectuer suivant trois mécanismes (Lerner *et al.*, 1990). La recharge directe correspond à la part de la pluie qui échappe à l'évapotranspiration et au ruissellement pour atteindre la nappe par percolation verticale directe à travers la zone non-saturée. La recharge indirecte se réalise par percolation latérale à travers les lits des cours d'eau. La recharge localisée s'effectue par percolation à partir des volumes d'eau accumulés dans des dépressions topographiques. Dans les zones (semi-) arides, les recharges indirectes et localisées restent le mécanisme dominant pour l'alimentation des nappes (Joseph, 1991 ;

Favreau, 2000 ; Gaultier, 2004 ; Bajjali, 2008). La figure I.15 présente de façon simplifiée les différents mécanismes de recharge décrits précédemment (Lerner, 1997).

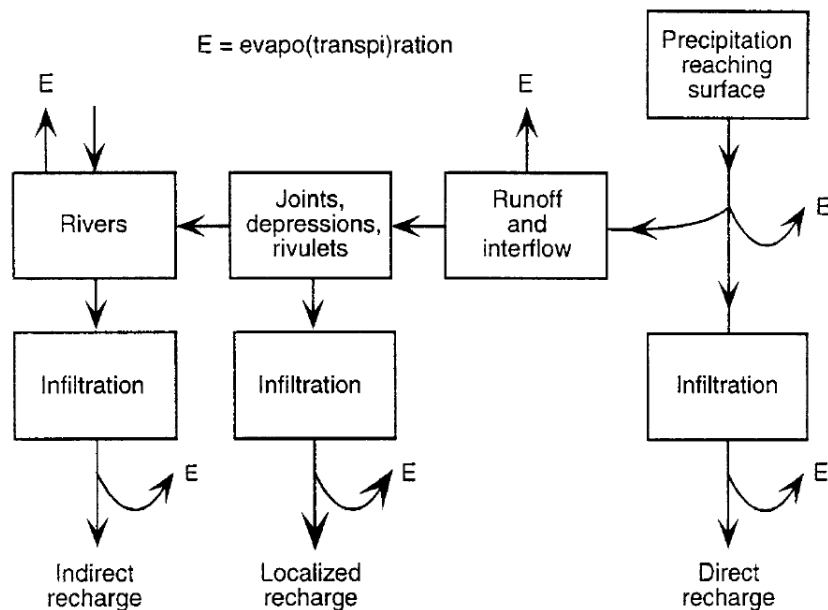


Figure I.15: Mécanismes de recharge en zone (semi-) aride (Lerner, 1997).

1.2.3.2.2. Processus intervenant sur la recharge

En zone aride à semi-aride, la variabilité spatio-temporelle de la recharge et les différents processus liés à celle-ci, rendent difficile l'estimation précise du taux de renouvellement des nappes (De Vries et Simmers, 2002). Les principaux processus intervenant sur la recharge sont relatifs à l'évapotranspiration, à l'humidification du sol et surtout aux phénomènes des flux ascendants (drainance) venant des aquifères plus profonds. Le rôle de la drainance ascendante est un phénomène très fréquent en zone aride, par conséquent, la recharge par percolation descendante est faible.

D'importants travaux réalisés dans les zones arides ont souligné le rôle important que joue l'évaporation sur la décharge des nappes. Ainsi, Osman (2008) a démontré par modélisation hydrodynamique, une perte par évapotranspiration entre 1 et 22 mm en fonction de la taille du bassin. L'étude de Coudrain-Ribstein et *al.* (1997) à partir des profils en $\delta^{18}\text{O}$ et en chlorure, dans la zone aride de Bolivie a montré un flux évaporatoire de 6,2 mm/an pour un niveau piézométrique de 6,1 m sous la surface du sol. Dans les régions sahéliennes de l'Afrique, la présence des nappes en "creux" s'explique en partie par une évapotranspiration supérieure à la recharge (Ndiaye et *al.*, 1993 ; Favreau et *al.*, 2002 ; Gaultier, 2004 ; Koussoube, 2010). Cette reprise évaporatoire limitée à quelques mm/an varie en fonction de

la profondeur des nappes (Leduc et *al.*, 1997 ; Coudrain-Ribstein et *al.*, 1997, 1998 ; Guéro, 2003) et du gradient variable de température dans la zone non-saturée (De Vries et *al.*, 2000). Aussi, il a été démontré que certaines espèces arborées peuvent extraire de l'eau à plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Cela est illustré par les travaux de Canadell et *al.* (1996) dans le désert de Kalahari (*Boscia albitrunca* : 68 m, *Acacia erioloba* : 60 m, *Prosopis juliflora* : 53 m, *Eucalyptus marginata* : 40 m). En Australie, les niveaux des nappes phréatiques en hausse ont été rabattus par certaines espèces d'arbres (George et *al.*, 1999).

En zone semi-aride, le transfert d'eau par drainance ascendante est un processus supplémentaire difficilement appréhendé par les méthodes "classiques" d'hydrogéologie (Aranyossy et *al.*, 1998). Ce phénomène de drainance est révélé par des nombreux travaux réalisés en zone sahélo-saharienne à partir des méthodes isotopiques. Aranyossy et *al.* (1998) présentent des cas d'étude sur ce phénomène observés en Afrique du Nord (Algérie, Tunisie) et au Nord Niger dans la plaine de l'Irhazer le long de la faille majeure d'Imouraren. Cette observation est aussi appuyée par les travaux de Dodo et Zuppi (1999) dans la même région et dans le bassin du Djado où le Cambrien alimente par drainance le Carbonifère et le Continental Intercalaire (Dodo et Zuppi, 1997). Aussi, dans la partie Sud du pays, les travaux ont montré que la présence des zones humides voire des mares sont dues à la remontée des eaux provenant des nappes captives (Continental Hamadien, Continental Terminal 1 et CT2) à travers une ligne des résurgences dans le Dallol Foga (Guéro, 2003).

1.2.3.2.3. Méthodes d'estimation de la recharge

Depuis les années 1980, on assiste à une diversification des méthodes sur l'estimation de la recharge dans la littérature scientifique. Le développement de ces méthodes est surtout lié aux limites des méthodes classiques utilisées avec succès dans les zones tempérées mais inadaptées au climat (semi-) aride où les recharges sont en général indirectes et/ou localisées, et les processus très variés (Lerner et *al.*, 1990 ; Aranyossy et *al.*, 1998). En régions arides et semi-arides, les approches par traceurs multiples sont mieux adaptées pour estimer la recharge locale car l'approche régionale par bilan hydrologique est incertaine pour quantifier cette recharge limitée.

Les méthodes d'estimation de la recharge se répartissent en deux groupes selon le milieu et les données utilisées (Scanlon et *al.*, 2002). Pour estimer la recharge potentielle, les données utilisées concernent les écoulements de surface et la zone non-saturée, alors que la recharge réelle se base sur les données de la zone saturée. Les méthodes usuelles d'évaluation

de la recharge se regroupent en approches physiques (limnimètres, lysimètres, infiltromètres, tensiomètres, humidimètres), approches par traceurs (artificiels, naturels, isotopiques), et approches numériques. Les travaux de compilation sur les méthodes d'estimation de la recharge et les problèmes liés à l'applicabilité de chacune de ces méthodes sont traités par plusieurs auteurs (Guiraud et Travi, 1990 ; Lerner et *al.*, 1990 ; Tandia et *al.*, 1993 ; Lerner, 1997 ; Allison, 1998 ; De Vries et *al.*, 2000 ; De Vries et Simmers I., 2002 ; Kinzelbach et *al.*, 2002 ; Scanlon et *al.*, 2002).

1.2.3.2.4. Applications en zone semi-aride

La revue de la littérature spécialisée ci-dessous concerne les études réalisées dans les zones semi-arides d'Afrique, appuyées par d'autres travaux effectués dans les régions similaires (Asie, Australie, Amérique).

L'estimation de la recharge à partir des traceurs naturels et isotopiques dans la zone non-saturée a connu un développement notable dans le monde grâce aux travaux des auteurs tels que Barnes et Allison (1988) et Allison (1998). Dans la zone sahélienne du Sénégal, Gaye et Edmunds (1996) estiment une recharge de 30 mm/an (soit 10% de la pluviométrie annuelle de 290 mm) dans les aquifères des sables par la méthode du bilan des chlorures et 24 mm/an par la méthode du pic de tritium.

En zone aride de Bolivie (300 mm/an), Coudrain-Ribstein et *al.* (1997) ont mis en place un modèle hydrogéologique couplé à une carte d'évaporation élaborée à partir de la méthode des Chlorures et de l'oxygène-18 dans la zone non-saturée, pour estimer la part d'infiltration à partir de la pluie de $15.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ dans les piedmonts, et celle d'écoulement vers la rivière Rio Desaguadero et vers les Salars de $8.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

Compte tenu de son exactitude, et aussi de son aptitude pour les zones arides, ces méthodes sont largement utilisées dans le monde. Ces méthodes peuvent être utilisées pour estimer la recharge à partir des analyses d'eau de la nappe. Ainsi, Edmunds et Gaye (1994), utilisent la méthode des chlorures appliquée à la nappe du Quaternaire au Sénégal pour déterminer les recharges à l'échelle régionale, qui vont de 1 à 13 mm/an pour une pluviométrie annuelle de 280 mm. L'étude de Dassi (2010) dans la nappe de l'oued Cherayaa en Tunisie, basée sur le bilan des chlorures, a permis de discriminer la recharge linéaire post-nucléaire effectuée à travers le lit de l'oued de la recharge actuelle estimée à 31,7 mm/an pour une pluviométrie annuelle de 300 mm. Sukhija et *al.* (1996) conduisent des études utilisant les traceurs multiples (chlorures, tritium, artificiel par injection du tritium) dans la zone aride de

l'Inde composée des aquifères sédimentaires et de socle cristallin et cristallophyllien. Ces travaux montrent que la recharge est fonction du type des roches, des conditions hydrogéologiques et climatiques.

Dans la zone aride de Djibouti (Jalludin et Razack, 1997 ; Houmed-Gaba, 2009), la modélisation hydrodynamique a permis de confirmer que l'aquifère basaltique se recharge à partir des lits des oueds et qu'elle est évaluée à environ 26,8 mm/an pour une pluviométrie moyenne de 150 mm.

L'utilisation du modèle global de relation pluie – niveau piézométrique a permis à Filippi *et al.* (1990) de déterminer les recharges qui varient de 47 mm/an, au site de Gorom-Gorom (pluviométrie de 263 mm/an), à 267 mm/an dans la partie sud du Burkina Faso (Sideradougou avec 1024 mm des pluies annuelles). En utilisant le même modèle sur les nappes des altérites au Burkina Faso, Compaoré *et al.*, 1997 ont évalué la recharge à 10% de la pluie au maximum, soit 50 mm pour une pluviométrie annuelle de 516 mm. Par modélisation hydrodynamique, Dakoure (2003) estime la recharge régionale de l'aquifère sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso – Mali) variant de 0 à 47 mm/an.

Au Niger, diverses méthodes d'estimation de la recharge sont utilisées (Ousmane, 1988 ; Joseph, 1991 ; Girard, 1993 ; Favreau, 2000 ; Guéro, 2003 ; Gaultier, 2004). Ousmane (1988) et Girard (1993) ont estimé la recharge potentielle à partir de la méthode du bilan hydrologique au pas mensuel dans le Liptako. La lame d'eau efficace estimée varie entre 0 et 66 mm. Selon Guéro (2003) et Dakoure (2003), l'absence de corrélation entre la lame d'eau efficace et la remontée de la nappe, traduit l'inefficacité de la méthode au pas de mesures mensuel pour le calcul de la recharge en zone semi-aride où l'infiltration est très localisées. Joseph (1991) a mené une étude d'estimation de la recharge réelle dans les nappes alluviales d'oueds du Bassin de Téloua (Plaine de l'Irhazer). C'est une zone sub-désertique située entre les isohyètes 100 et 200 mm. Sur la base des fluctuations piézométriques et le coefficient d'emmagasinement, la recharge est estimée à 10% des précipitations. Par la même méthode avec une porosité de l'aquifère entre 10 et 25%, Favreau (2000) détermine la recharge des nappes phréatiques entre 20 et 50 mm/an. Par contre, les résultats de la modélisation hydrodynamique et isotopique (tritium, carbone-14) donnent des valeurs de la recharge de l'ordre de mm/an. Dans la zone des dallols, Guéro (2003) estime la recharge entre 1 et 153 mm/an par le modèle exponentiel - piston flow (tritium, carbone-14) à la nappe phréatique. L'étude de Gaultier (2004) sur la dépression du Kadzel par modélisation hydrodynamique a permis de distinguer la recharge latérale par le lit de la rivière (50%) et les apports par le lac de 7%. Ces résultats sont en accord avec ceux des méthodes isotopiques.

CONCLUSION

Les formations de socle cristallin et cristallophyllien ne sont aquifères que lorsqu'elles sont fracturées ou fissurées. De ce fait, elles constituent un milieu hétérogène et discontinu dont l'étude est très complexe. À ce problème d'ordre géologique s'ajoute le contexte semi-aride qui se distingue par des précipitations faibles et une forte évaporation, qui se traduisent par un taux de renouvellement faible des eaux souterraines et des processus variés de recharge, ainsi que par une forte variabilité interannuelle de la pluviométrie. Comprendre les mécanismes et les processus de recharge devient très délicat dans ces conditions surtout que l'aquifère profond fissuré de socle et les réservoirs d'altérites, forment parfois un système bicouche.

L'estimation du taux de renouvellement et celle du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère sont des données indispensables. À travers la revue des méthodes d'estimation de la recharge, on calcule une gamme très variée des valeurs dans la même zone climatique. Pourtant, l'estimation précise de la recharge est importante pour tout développement durable basé sur l'utilisation des réserves en eau souterraine. Selon Scanlon et *al.* (2002) : *"Les incertitudes de chaque approche d'estimation de la recharge mettent en relief la nécessité d'appliquer des techniques multiples pour accroître la validité des estimations de la recharge"*. Dans le cadre de cette étude, seront utilisées les méthodes basées sur le bilan hydrologique au pas journalier, les approches hydrodynamiques, géochimiques et isotopiques afin de comprendre le fonctionnement hydrodynamique des aquifères de socle du Liptako.

Il est important de notifier que, les altérites ne sont pas prises en compte dans l'élaboration des cartes géologiques dans cette région. Alors que la prise en charge de cette couche est importante pour toute recherche d'eau souterraine en zone du socle. Les notes qui suivent, seront consacrées aux cartographies de la fracturation et des épaisseurs d'altérite afin de proposer un modèle géologique conceptuel des aquifères du socle.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA PREMIÈRE PARTIE

ABDOU A., BONNOT H., BORY KADEY D., CHALAMET D., ST MARTIN M., YOUNFA I. (1998) : Notice explicative des cartes géologiques du Liptako à 1/100 000 et 1/200 000. *Ministère des mines et de l'énergie du Niger*, 64p.

AFFATON P., GAVIGLIO P., PHARISAT A. (2000) : Réactivation du craton ouest-africain au Panafricain : paléocontraintes déduites de la fracturation des grès néoprotozoïques de Karey Gorou (Niger, Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331, pp 609–614.

ALLISON G.B. (1998): Stable isotopes in soil and water studies. *Publi. Symposium international, Paris, 1^{er} et 2 juin 1995*, pp 23-38.

AMA SALAH I., LIEGEOIS J.-P., POUCKET A. (1996) : Évolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba) : géologie, géochronologie et géochimie. *Journal of African Sciences*, Vol. 22, N° 3, pp 235 – 254.

AMOGU O. (2009) : La dégradation des espaces sahéliens et ses conséquences sur l'alluvionnement du fleuve Niger moyen. *Thèse Univ. Joseph Fourier Grenoble 1*, 425p.

ARANYOSSY J.F., NJITCHOUA R., ZUPPI G.M. (1998) : L'apport des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge et de la dynamique des aquifères *Publi. Symposium international, Paris, 1er et 2 juin 1995*, pp 39-54.

ARDOIN-BARDIN S. (2004) : Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrologiques en zone soudano-sahélienne. *Thèse Univ. Montpellier II*, 437p.

BAJJALI W. (2008) : Evaluation of groundwater in a three-aquifer system in Ramtha area, Jordan : recharge mechanisms, hydraulic relationship and geochemical evolution. *Hydrogeology Journal* 16, pp 1193–1205.

BARNES C. J., ALLISON G. B. (1988) : Tracing of water movement in the unsaturated zone using stable isotopes hydrogen and oxygen. *J. Hydrol.*, 100, pp 143-176.

BESSELES B. et TROMPETTE R. (1980) : Géologie de l'Afrique : la chaîne panafricaine « zone mobile d'Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise ». *Mémo. BRGM n° 92*, 396p.

BLACK R. (1985) : Le protérozoïque inférieur : Afrique du Sud, Gabon, Afrique Occidental. Séminaire de formation Sur l'évolution géologique de l'Afrique. *CIFEG (Centre international pour la formation et les échanges géologiques)*, Paris, pp 71-83.

BLACK R. (1985) : Le Panafricain et son influence sur l'évolution géologique au Phanérozoïque. Séminaire de formation Sur l'évolution géologique de l'Afrique. *CIFEG (Centre international pour la formation et les échanges géologiques)*, Paris, pp 115 – 141.

BIEMI 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 Univ. Natio. Côte d'Ivoire*, 493p.

CANADELL J., JACKSON R.B., EHLERINGER J.R., MOONEY H.A., SALA O.E. ET SCHULZE E.D. (1996): Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108, p.583-595.

COMPAORE G., LACHASSAGNE P., POINTET T., TRAVI Y. (1997) : Evaluation du stock d'eau des altérites : expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina Faso). *IAHS. No. 24*, pp 37-46.

COUDRAIN-RIBSTEIN A., PRATX B., JUSSERAND C., QUINTANILLA J., CAHUAYA D. (1997) : Bilan et évaporation d'un aquifère en zone aride, Altiplano central bolivien. *IAHS Publ. no. 244*, pp 53-61.

COUDRAIN-RIBSTEIN A., PRATX B., TALBI A., JUSSERAND C. (1998) : L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol? *C R. Acad. Sci. Paris Sci Terre Planèt* 326, pp159-165.

DADDY GAOH., A. (1993) : Étude des nappes aquifères du Continental Terminal entre les Dallols Bosso et Maouri, Département de Dosso, République du Niger. *Thèse sciences, Univ. Liège, Belgique*, 258 p.

DAKOURE (2003) : Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso - Mali) - essai de modélisation. *Thèse Univ. Paris VI - Pierre et Marie Curie*, 223p.

DASSARGUES A., MONJOIE A. (1991) : Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride. *Ed, AUPELF-UREF*, pp 17-22.

DASSI L. (2010): Use of chloride mass balance and tritium data for estimation of groundwater recharge and renewal rate in an unconfined aquifer from North Africa: a case study from Tunisia. *Environ Earth Sci.*, 60, pp 861-871.

DEGUEN J., GUILLON J.C., MAKARSKY J., REFORD M.S., TYL I. (1978) : Interprétation du levé aéromagnétique exécuté sur la partie nigérienne du liptako - Gourma. *TERRA Survey ltd / ACDI, Contrat n° 380/00205, étude 77-10. p 233.*

DESSOUASSI Y. R., 2002. Le climat en 2002 : conséquences du climat 2002 sur l'hydrologie (cas du bassin du Niger). Autorité du Bassin du Niger : *CIP-HYDRONIGER-CRP/AOC-HYCOS*, 7p.

DE VRIES J.J., SELAULO E.T., BEEKMAN H.E. (2000): Groundwater recharge in the Kalahari, with reference to paleo-hydrologic conditions. *Hydrogeology J.*, 238, pp 110-123.

DE VRIES J.J., SIMMERS I. (2002): Groundwater Recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology J.*, 1, pp 5-17.

DODO ET ZUPPI (1999) : Variabilité climatique durant le Quaternaire dans la nappe du Tarat (Arlit, Niger). *C.R. Acad. Sci. Paris*, n° 328, pp 371-379.

DUPUIS D., PONS J., PROST A.E. (1991) : Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. *Compte Rendus Acad. Sci. Paris*, 312 (II), pp 769 – 776.

DURAND V. (2005) : Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fractures : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quezac en milieu carbonaté. *Thèse Univ. Université Paris VI – Pierre et Marie Curie*, 255p.

EDMUNDS W.M., GAYE C.B. (1994): Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology* 156, pp 47-59.

ENGALENC M. (1978) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Comité inTérafraïcain d'études hydrauliques (CIEH) – Géohydraulique*, 318p.

ENGALENC M. (1981) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines – Atlas de photo-interprétation. *C.I.E.H. – Géohydraulique, Tome III*, 38p.

FAILLAT J.P. (1986) : Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest). *Thèse Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier*, 480p.

FAILLAT J.P., DROGUE C. (1993) : Différenciation hydrochimique de nappes superposées d'altérites et de fissures en socle granitique. *Journal- des Sciences Hydrologiques*, pp 215-229.

FAVREAU G. (2000) : Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). *Univ. Paris-Sud XI*, 258p.

FAVREAU G., LEDUC C., MARLIN C., GUERO A. (2002) : Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). *C. R. Geoscience* 334, pp 395–401.

FAVREAU G., NAZOU MOU Y., LEBLANC M, GUÉRO A., GONI I. B. (2011): Groundwater resources increase in the Iullemeden Basin, West Africa. *IAH – Inter. Contri. To Hydrogeo.*, 27, pp 113-128.

FILIPPI, C., MILVILLE, F., THIERY, D., (1990) : Évaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale : application à dix sites au Burkina-Faso. *Hydrol. Sci. J.*, 35, pp 29-48.

GAULTIER (2004) : Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger Oriental) : approches géochimique et hydrodynamique. *Thèse, Univ. Paris Sud*, 179p.

GAYE C.B. (1990) : Etude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de décharge évaporatoire des aquifères libres sous climat semi-aride au nord du Sénégal. *Univ. C.A. Dakar*, 281p.

GAYE C.B., EDMUNDS W.M. (1996): Groundwater recharge estimation using chloride, stable isotopes and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environmental Geology*, 27, pp 246-251.

GEORGE R.J., NULSEN R.A., FERDOWSIAN R., RAPER G.P. (1999): Interactions between trees and ground waters in recharge and discharge areas. *A survey of western Australian sites. Agric. Water Manage.*, 39, p. 91-113.

GIRARD (1993) : Techniques isotopiques (^{15}N , ^{18}O) appliquées à l'étude des Nappes des altérites et du socle fracturé de l'ouest africain. Étude de cas: l'Ouest du Niger. *Thèse univ. Québec à Montréal*, 141p.

GUÉRO A. (2003) : Étude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Iullemmeden (Niger) : approches géochimique et hydrodynamique. *Thèse, Univ. Paris XI Orsay*, 265p.

GUIRAUD R., TRAVI Y. (1990) : Synthèse des connaissances l'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Socle cristallin et cristallophyllien et sédimentaire ancien. *Univ. Avignon – CEFIGRE*, 2^e édi., 147p.

HEIN K. A. A., VINCENT MOREL V., OUSSEINY KAGON O., FELIX KIEMDE F., KEITH MAYES K. (2004): Birimian lithological succession and structural evolution in the Goren segment of the Boromo–Goren Greenstone Belt, Burkina Faso. *Jour. Afri. Ear. Sci.*, 39, pp 1–23.

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 Univ. Poitiers*, 215p.

JALLUDIN M., RAZACK M. (1997) : Modélisation d'un aquifère en milieu volcanique fracturé sous climat aride (République de Djibouti). *IAHS Publ. no. 241*, pp 91-101.

JOSEPH A. (1991) : L'Air, « château d'eau » de la bande désertique des Ténérés (Niger). *Revue de géographie alpine*. 1991, Tome 79 N°1. pp. 71-86.

JOURDA J. P. R. (2005) : Méthodologie d'application des techniques de télédétection et des systèmes d'information géographique à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'ouest. Concept de l'hydrotechniquespatiale : cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat d'état, Univ. Cocody* 403 p.

KAMAGATÉ B., SEGUIS L, FAVREAU G., SEIDEL J.L., DESCLOITRES M., AFFATON P. (2007) : Processus et bilan des flux hydriques d'un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin (Donga, haut Ouémé). *C. R. Geoscience* 339, pp 418–429.

KINZELBACH W., AESCHBACH W., ALBERICH C., GONI I.B., BEYERLE U., BRUNNER P., CHIANG W.-H., RUEEDI J., AND ZOELLMANN K. (2002) : A Survey

of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-arid regions. *Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/DEWA/RS.02-2, 101p.*

KOUSSOUBE Y. (1996) : Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso. Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi (province du Yatenga). *Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Univ. Cheikh Anta Diop, 210 p.*

KOUSSOUBE Y. (2010) : Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) - Burkina Faso / Mali. *Thèse Univ. Paris VI - Pierre et Marie Curie, 285p.*

LACHASSAGNE P., MARECHAL J.C., AHMED SH., DEWANDEL B., GANDOLFI J.M., KRISHNAMURTHY N.S., SUBRAHMANYAM K., WYNS R. (2005) : Nouveaux outils et méthodes pour gérer et protéger la ressource en eau souterraine des régions de socle. *Hydroplus n° 150, pp 54-57.*

LASM T. (2000) : Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle: Analyses statistiques et géostatistique de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire Domaine Archéen). *Thèse Univ. Poitiers, 272 p.*

LEDUC C., TAUPIN J-D (1997) : Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahélienne (Sud-Ouest du Niger). *IAHS Publ. no. 240, pp 193-200.*

LEDUC C., SALIFOU O., LEBLANC M. (1998) : Évolution des ressources en eau dans le Département de Diffa (bassin du Lac Tchad, sud-est nigérien). *IAHS Publ. no. 252, pp 281-288.*

LERNER D.N. (1997): Groundwater recharge. In: Saether OM, de Caritat P (eds) *Geochemical processes, weathering and groundwater recharge in catchments. AA Balkema, Rotterdam, pp 109–150.*

MACHENS E. (1973) : Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mémo. BRGM, n°82, 167p.*

MAHE G., OLIVRY J.C., SERVAT E. (2005) : Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux: extrêmes et paradoxes. *IAHS Publ, 296, pp 169-177.*

MARECHAL J.C., WYNS R., LACHASSAGNE P., SUBRAHMANYAM K, 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. Geoscience 335, pp 451–460.*

NAKOLENDOUSSE S. (1991) : Méthode d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso Géologie - Géophysique - Télédétection. *Thèse Uni. Joseph Fourier – Grenoble I, 256p.*

NDIAYE B., ARANYOSSY , J.F., FAYE A. (1993): Le rôle de l'évaporation dans la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne: Hypothèses et modélisation. *Projet RAF/8/012, pp.53-63.*

OSMAN A. E. A. (2008) : Groundwater discharge mechanism in semi-arid regions and the role of evapotranspiration. *Hydrol. Process.* 22, pp. 2993–3009.

OUSMANE B. (1988): Étude géochimique et isotopique des aquifères du socle de la bande sahélienne du Niger (Liptako, Sud-Maradi, Zinder-Est). *Thèse Univ. Niamey*, 175p.

OZER, P., HOUNTONDI, Y-C., LAMINOU MANZO, O. (2009) : Evolution des caractéristiques pluviométriques dans l'est du Niger de 1940 a 2007. *Geo-Eco-Trop.*, 33, pp 11 – 30.

OZER P., ERPICUM M., (1995) : Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905”, *Sécheresse*, 6, 103-108.

PATUREL J E., SERVAT E., LUBES-NIEL H., DELAITRE M-O (1997) : Variabilité climatique et analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l’Ouest et centrale non sahélienne. *C.R. Acad. Sci.*, 325, 779-782.

PONS J., BARBEY P., DUPUIS D., LÉGER J.M. (1995) : Mechanism of emplacement and structure of a 2,1 Ga juvenile continental crust : the Birimien of southwestern Niger. *Precambrien research*, 70, pp 281 – 301.

REICHEL T. (1972) : Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. *Mémo. BRGM*, N°53, 213p.

SAVADOGO. A. N. (1984) : Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta: Etude régionale du bassin versant de la Sissili. *Thèse Doct. ès Sc. Nat. Univ. Grenoble*. 119 fig, 53 tabl, 350 p.

SAVANE I. (1997) : Contribution a l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odiénné (Nord-Ouest de la cote d'Ivoire). Apport de la télédétection et d'un système d'information hydrogéologique a référence spatiale. *Thèse, univ. Cocody*, 396p.

SCANLON B. R., HEALY R. W., COOK P. G. (2002): Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology J.*, 10, pp 18–39.

SORO N., GOULA B. T. A. (1997) : Hydrochimie et isotopes de l'environnement appliqués à l'étude des eaux souterraines du Sud de la Côte d'Ivoire. *Hydrochemistry, IAHS Publ. n°*. 244, pp 105-113.

SOUMAILA A. (2000) : Étude structurale, pétrographique et géochimique de la ceinture de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger Occidental (Afrique de l’Ouest). *Thèse, Univ. Franche-Comté*, 253p.

SOUMAILA A., HENRY P., ROSSY M. (2004) : Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimienne de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger,

Afrique de l'Ouest) : plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrière-arc océanique. *C. R. Geoscience*, 336, pp 1137–1147.

SOUMAILA A., KONATE M. (2005) : Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest). *Afr. Geo. Review.*, vol. 13, n°3, pp 161-178.

ST-JULIEN P. (1992) : Étude structurale préliminaire des indices de Kourki, de Dounga, de Kossa et Borobon de la ceinture de Gorouol (Liptako).

SUKHIJA B.S., NAGABHUSHANAM P., REDDY D.V. (1996): Groundwater recharge in semi-arid regions of India: an overview of results obtained using tracers. *Hydrogeology Journal*, 4, n°3, pp 50-71.

TANDIA A.A., ARANYOSSY J.C., GAYE C.B. (1993) : Evaluation de la recharge des nappes phréatiques sous climat semi-aride. exemple du Nord-Sénégal. *Projet RAF/8/012*, pp.39-51.

YOUAN TA M. (2008) : contribution de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques à la prospection hydrogéologique du socle Précambrien d'Afrique de l'Ouest : cas de la région de Bondoukou (Nord-Est de la Côte D'ivoire). Thèse univ. Cocody Abidjan, 237p.

RÉFÉRENCES WEB

OZER P., BODART C., TYCHON B. (2005) : Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental : récentes modifications et impacts environnementaux. *European Journal of Geography*, 308. mis en ligne le 02 mai 2005, modifié le 03 juillet 2007. URL : <http://cybergeog.revues.org/3338>. Consulté le 16 Juillet 2011.

DEUXIÈME PARTIE

**CHAPITRE II : CARACTÉRISATION DES AQUIFÈRES DE SOCLE À
L'AIDE DE LA TÉLÉDÉTECTION ET DE LA GÉOPHYSIQUE**

**CHAPITRE III : CARACTÉRISATION HYDROCLIMATOLOGIQUE
ET HYDROGÉOLOGIQUE DU BASSIN DE DARGOL**

CHAPITRE II : CARACTÉRISATION DES AQUIFÈRES DE SOCLE À L'AIDE DE LA TÉLÉDÉTECTION ET DE LA GÉOPHYSIQUE

INTRODUCTION

Les roches cristallines et cristallophylliennes sont des roches à perméabilité matricielle très faible. Elles ne peuvent devenir aquifères que si elles sont altérées ou fissurées (Engalenc, 1978, 1981). L'étude de ces types d'aquifères passe par l'identification des éléments capables d'emmagasiner et de favoriser la circulation d'eau dans ces milieux. L'utilisation des méthodes telles que la télédétection et la géophysique permet de localiser les accidents susceptibles d'induire des conductivités hydrauliques plus importantes, et donc de jouer un rôle sur les flux d'eaux souterraines. Ces deux méthodes d'étude, en vogue depuis le début des années 80 en Afrique de l'Ouest (Engalenc, 1978-1981 ; Guiraud et *al.*, 1990), ont permis de réduire le taux d'échec des forages (Savadogo, 1984 ; Faillat, 1986 ; Biemi, 1992 ; Koussoubé, 1996 ; Savane, 1997 ; Edet et *al.*, 1998 ; Kouamé, 1999 ; Jourda, 2005).

Dans le Liptako nigérien, ces techniques ont été utilisées dans le cadre du programme d'hydraulique villageoise (Ogier 1976 ; Greigert et *al.*, 1977 ; IWACO, 1983 ; BRGM, 1980-1988 ; Ousmane, 1988) et pour la recherche minière (Deguen et *al.*, 1978 ; Abdou et *al.*, 1988). La présente étude permettra de réaliser une cartographie en 2-D des fractures par télédétection et la validation sur le terrain du couple fracturation - altération des roches par des techniques géophysiques et les mesures microtectoniques sur quelques affleurements.

II.1. CARTOGRAPHIE DES LINÉAMENTS PAR TÉLÉDÉTECTION

Le terme linéament désigne toutes structures linéaires qui se marquent dans la topographie (Hobbs, 1904 cité par Hung et *al.*, 2005). Celui-ci peut indiquer la variation de la résistance de roches (Scanvic, 1993) ou la présence d'une fracture.

La cartographie des linéaments peut se faire par analyse des cartes topographiques, des réseaux hydrographiques ou par interprétation des photographies aériennes (Ousmane, 1988 ; Yaméogo, 2008). Ces dernières années, les hydrogéologues utilisent de plus en plus les supports numériques tels le MNT (Bonnet et *al.*, 1999 ; Durand, 2005) et les images satellitaires (Sawadogo, 1984 ; Biemi, 1992 ; Koussoubé, 1996 ; Savané, 1997 ; Rana, 1998 ; Saley, 2003 ; Gronayes et *al.*, 2003 ; Jourda, 2005) pour l'extraction des linéaments. Dans cette étude, nous utilisons les images satellitaires pour cartographier les linéaments dans le

bassin de Dargol. La méthodologie développée dans ce paragraphe, permettra d'accentuer et d'extraire les linéaments structuraux identifiés à partir des images satellites.

II.1.1. Données et matériels

Les données utilisées dans cette étude comprend la carte géologique de Tillabéry à l'échelle de 1/200 000 (Abdou et *al.*, 1998), l'image ASTER acquise le 15 mars 2007 (<http://edcimswww.cr.usgs.gov/pub/imswelcome/>) et l'image Landsat (ETM+) du mois d'octobre 2010 mise à notre disposition par le Centre Régional Agrhymet (CRA). Le traitement et l'interprétation de ces images ont été faits à l'aide du logiciel ENVI 4.3. Pour le traitement du champ de fracturation (nombre et orientation des fractures) issu de l'image ASTER, nous avons utilisé le logiciel Linwin.

II.1.2. Méthodes

II.1.2.1. Prétraitement des images

Les différents prétraitements appliqués sur une image satellite sont de nature radiométrique et géométrique. Ils permettent de restaurer et de redresser les distorsions et les dégradations radiométriques et géométriques acquises par l'image lors de son enregistrement. En raison du climat semi-aride de la région, et surtout que la prise de vue a été effectuée en saison sèche, cette image n'a pas fait l'objet de la correction radiométrique. Par contre, la correction géométrique est effectuée à partir des 8 points d'amer identifiés sur une image corrigée de la région.

II.1.2.2. Filtre directionnel de Sobel

Pour l'extraction des linéaments, Kouamé et *al.* (2006) ont démontré la bonne aptitude de la bande 6 d'image ASTER. De ce fait, nous avons utilisé cette bande pour l'étude des linéaments dans le bassin de Dargol. Pour accentuer les contrastes entre les structures de l'image, nous lui avons appliquée le filtre directionnel de Sobel de matrice 7 x 7 selon les orientations N-S, NE-SW, E-W et NW-SE (Tableau II.1). Ainsi, pour chaque direction utilisée, le filtre accentue la direction qui lui est perpendiculaire. Par exemple, le filtre Sobel N-S accentue et facilite la perception des linéaments E-W. La figure II.1 montre l'exemple d'une image brute et d'une image filtrée.

Tableau II.1 : Matrice 7 x 7 des filtres directionnels de Sobel.

N-S						
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

E-O						
-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

NE-SO						
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

NO-SE						
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

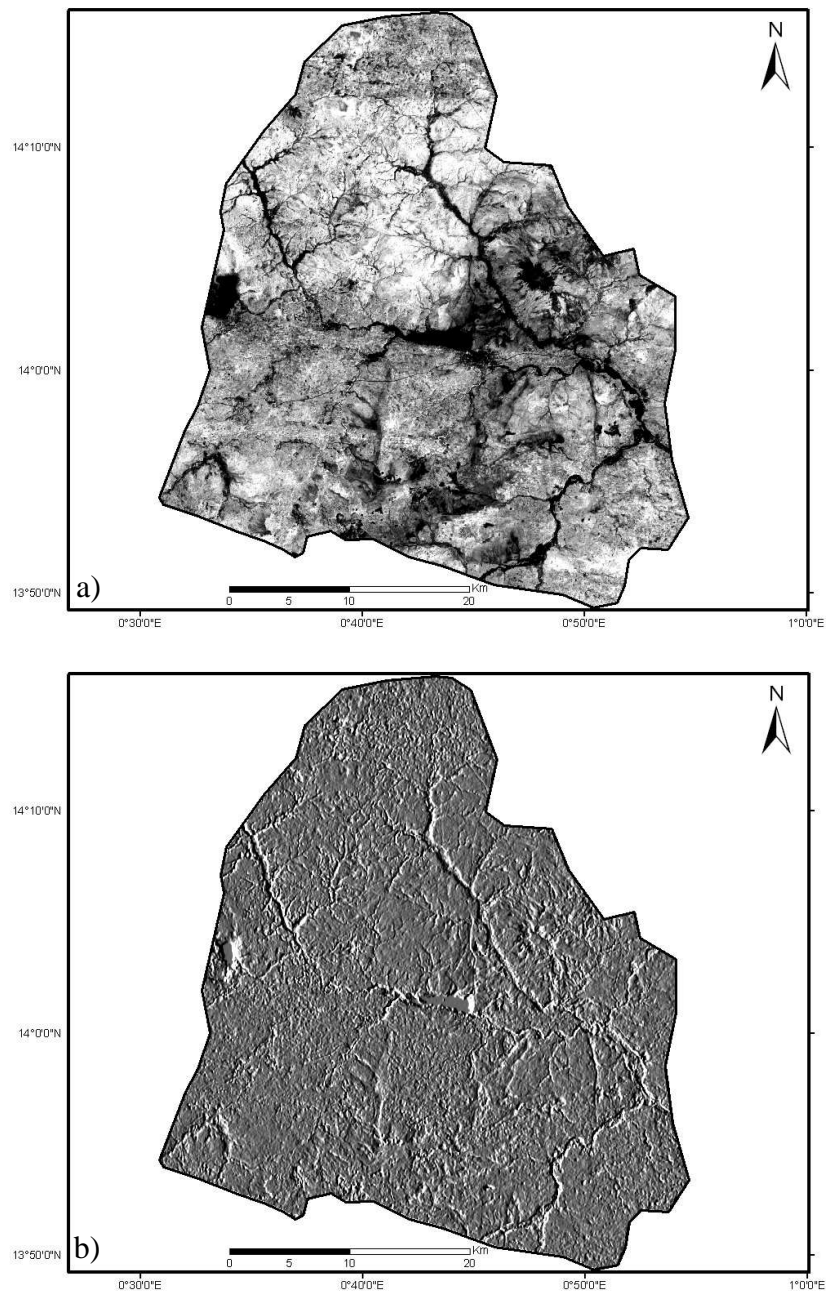


Figure II.1: Image brute (a) et issue du filtrage directionnel Sobel de direction E-W.

II.1.2.3. Contrôle et validation

La phase de contrôle et de validation des structures linéaires extraites à partir du traitement des images est nécessaire pour préciser leur signification structurale (Razack, 1984). Avant de procéder au test de validation, les structures linéaires d'origine anthropique ont été supprimées (routes, pistes, ...).

Ainsi, pour confirmer la présence des linéaments liés aux alignements des végétaux, nous avons superposé la carte des linéaments à celle d'occupation de sols, réalisée à partir de la composition colorée de trois bandes ETM+7 (5, 4, 3) de Landsat.

Le deuxième test de validation consiste à comparer les directions principales des linéaments à celles des mesures microtectoniques effectuées sur les affleurements.

Le dernier test de validation s'est effectué à partir de la carte géologique de la zone. Cette dernière renferme moins d'information que la carte des linéaments. Cela est dû à l'échelle très petite (1/200 000) de la carte comparativement à celle de la zone d'étude. Les fractures observées sur la carte géologique ne sont que des fractures majeures et pourraient normalement être mises en évidence par cette méthode numérique.

II.1.3. Extraction manuelle des linéaments par analyse visuelle

L'extraction des linéaments peut se faire automatiquement par utilisation d'un algorithme mathématique (Hung et *al.*, 2005). Mais pour cette étude, nous avons utilisé l'approche par interprétation visuelle (Edet et *al.*, 1998; Koussoubé et *al.*, 2003 ; Kouamé et *al.*, 2006 ; Youan Ta, 2008).

L'extraction manuelle des discontinuités images a été réalisée sur la bande 6 d'image Aster issu du filtrage directionnel. Ce tracé des segments (linéaments) se fait directement sur l'écran en procédant à la fois à des grossissements localisés pour les structures difficilement observables. Cette opération met en œuvre à la fois les capacités d'observation et de raisonnement du photo-interprète, mais elle demande aussi, une bonne connaissance de la région pour un tri objectif et réaliste des phénomènes recherchés (linéaments structuraux).

La carte des linéaments obtenue (figure II.2) présente de linéaments de tailles variables. Cette carte a une importance appréciable en hydrogéologie du milieu cristallin et cristallophyllien. Elle permet de mettre en évidence les nœuds de fractures d'une part, et d'autre part les couloirs potentiels d'écoulement souterrain. Sa validation par les données de terrain et celles de la carte géologique permet d'avoir une carte des réseaux de fractures de la zone, qui ne sont certes pas exhaustives, mais représentatives de la fracturation de la région de Téra.

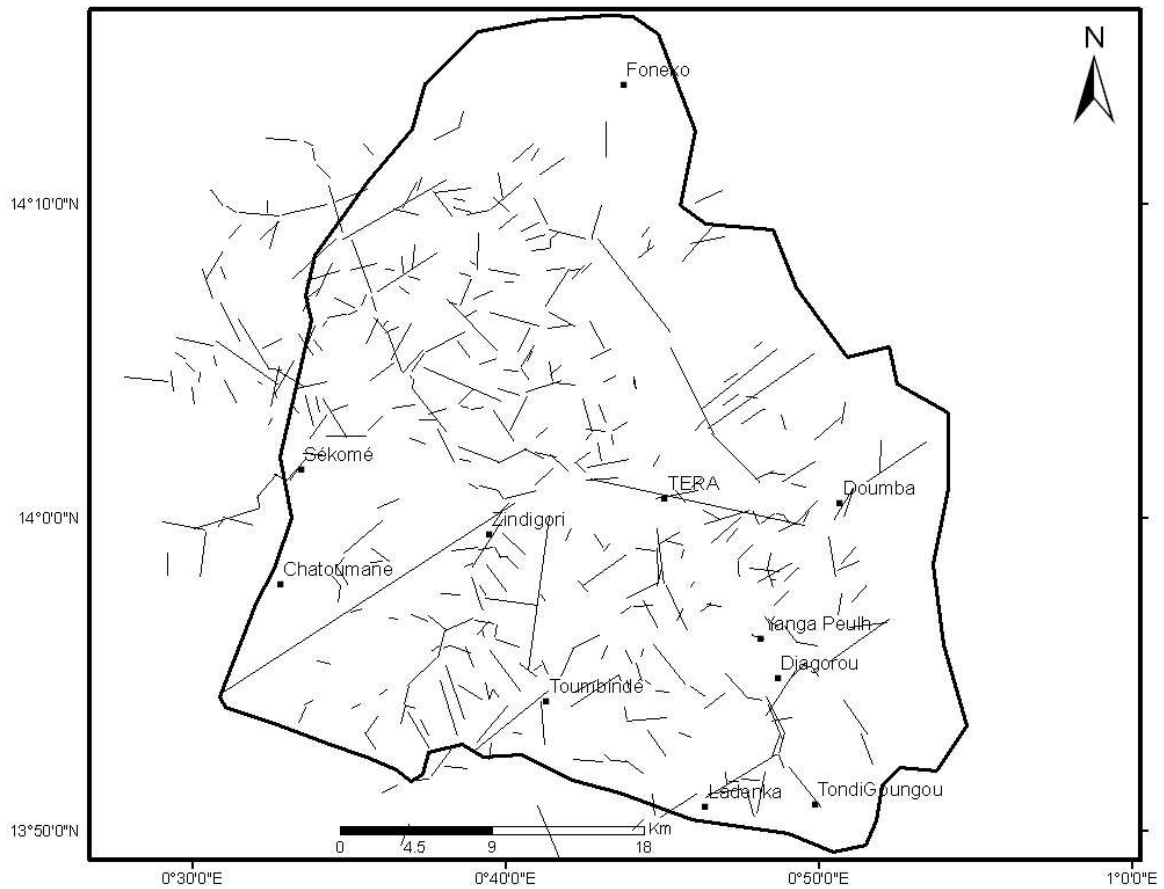


Figure II.2 : carte des linéaments extraits à partir d’image satellite Aster

II.1.4. Distribution directionnelle des linéaments

La Figure III.3 présente la distribution des principales directions de linéaments, exprimées en pourcentage du nombre et de longueurs cumulées. La rosace directionnelle des linéaments montre une distribution relativement homogène des principales directions observées.

La rosace portant sur le nombre de linéaments (figure III.3.a), montre que parmi les différentes directions de fracturation mesurées, trois directions semblent prédominantes. Il s’agit des directions moyennes N45°, N65° et N150° qui présentent un pourcentage supérieur à 10%. De même la rosace représentant les longueurs cumulées de fractures présente la même tendance, mais avec toutefois une prépondérance de la direction N-S et un taux inférieur à 10% concernant la fracturation de direction 150° (figure III.3.b).

Plusieurs auteurs ont confirmé l’existence d’une corrélation linéaire forte entre l’intensité de fracturation en nombre et en longueurs cumulées des fractures (Razack, 1984 ;

Jalludin, 1993 ; Lasm, 2000 ; Youan Ta et *al.*, 2008 ; Jourda, 2005). Ainsi, l'analyse combinée de ces rosaces fait ressortir les principales directions de fracturation qui ont affecté le secteur d'étude, il s'agit des fractures : N-S à N20°, N40° à N50°, N70° à N80°, N100° à N110°, N130° à N140° et N160° à N175°. Ces différentes fracturations résultent des structurations successives du socle au Protérozoïque inférieur, moyen et supérieur. Toutes ces fracturations ont été à des degrés divers, réactivées lors de l'orogénèse panafricaine (Affaton et *al.*, 2000).

Les directions générales majeures NW-SE et NE-SW concordent respectivement aux directions Libériennes et Eburnéennes rencontrées dans le socle précambrien de l'Afrique de l'Ouest (Machens, 1973).

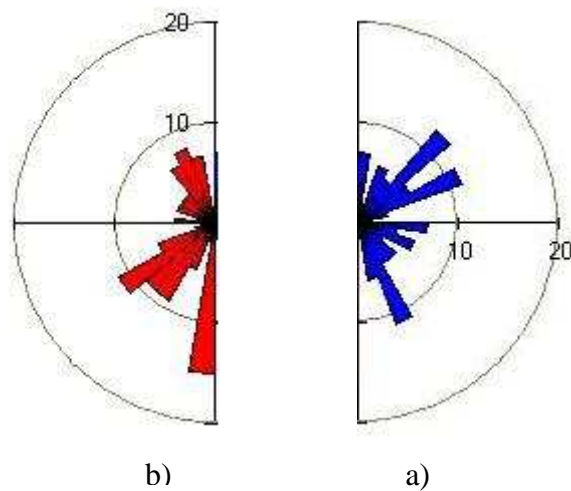


Figure II.3 : Rosace directionnelle des linéaments en nombre (a) et longueurs cumulées (b).

II.1.5. Validation des résultats

II.1.5.1. Corrélations linéaments – alignement des végétaux - cours d'eau

La superposition de la carte des linéaments à celle d'occupation de sol a permis de mettre en évidence les coïncidences entre le cours d'eau et les grands traits tectoniques de la région. En plus, cette figure fait ressortir le deuxième type des linéaments caractérisé par l'alignement des végétaux (forêt galerie) localisé dans les vallées.

La triple relation linéament – eau – végétation montre que ce type des linéaments représente des fractures ouvertes où le stock d'eau permet une bonne croissance des végétaux (Savadogo, 19984 ; Kouamé, 1999 ; Koussoubé, 1996 ; Koussoubé et *al.*, 2003). Cette triple concordance représente un bon indice pour la recherche d'eau souterraine en zone de socle

des milieux semi-arides où les végétaux ne sont présents que dans les zones humides signifiant que les failles sont hydrauliquement actives à ce niveau.

Les travaux de Koussoubé et *al.* (2003) dans le socle granitique du Burkina Faso, confirme que l'anomalie conductrice est très importante au niveau de ce type des linéaments. L'influence du système de la tectonique sur le réseau de drainage a aussi été révélée dans le socle ivoirien (Kouamé, 1999 ; Saley, 2003) et nigérian (Edet et *al.*, 1998). Les travaux de synthèse de Engalenc (1978, 1981) ont aussi mis en évidence cette relation. Selon cet auteur, l'altération qui se développe sur les zones les plus fracturées est à l'origine de plages humides favorisant le développement de la couverture végétale en zone sahélienne. De même, Ousmane (1988) démontre que l'orientation des cours d'eau du Liptako est régie par l'organisation structurale de socle sous-jacent. Dans la région de socle de Zinder (Sud-Est Niger), Karimoune et *al.* (1990) observent les directions NE-SW et NNW-SSE correspondant aux principaux axes de drainage. L'observation de la figure III.4 montre que les cours d'eau épousent les deux directions majeures NW-SE et NE-SW correspondant aux directions libériennes et birimiennes du craton Ouest-Africain.

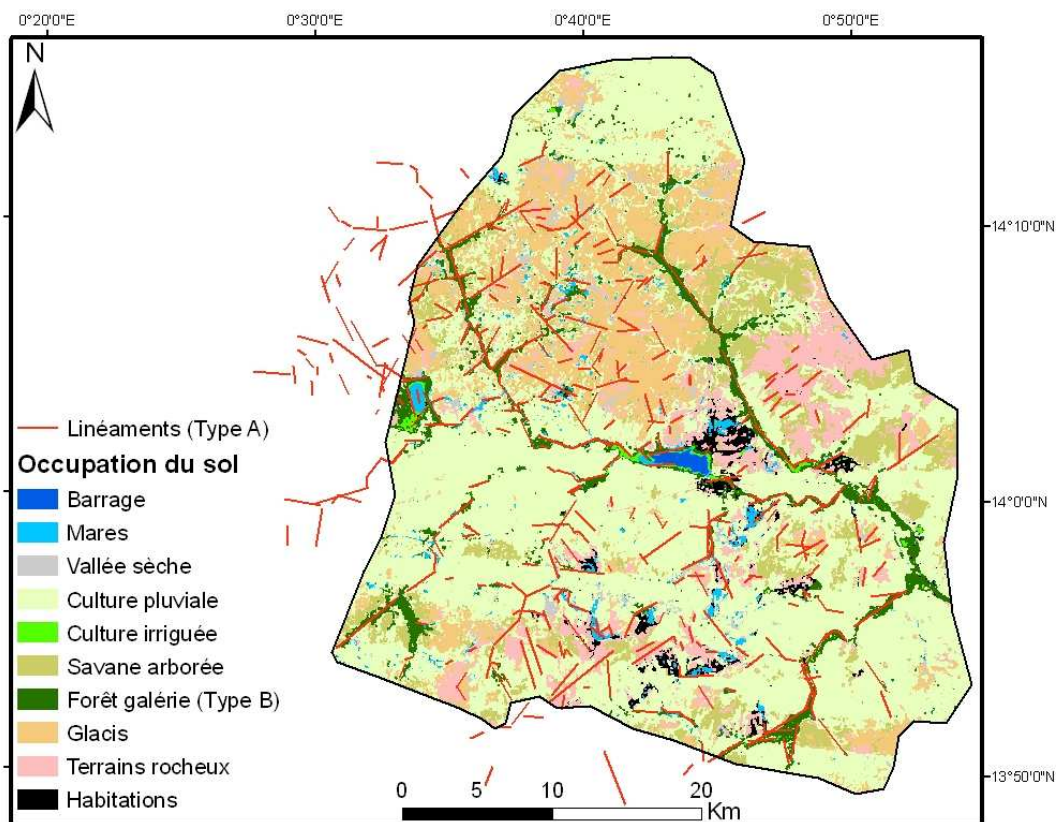


Figure II.4 : Relation indices biologiques et linéaments (*Image Landsat-7 d'octobre 2010*).

II.1.5.2. Observation des fractures à l'affleurement

Les mesures de fracturation effectuées directement sur les affleurements ont porté sur la direction, l'ouverture et le remplissage quand cela est possible. Ces observations effectuées sur les affleurements de granitoïdes et roches vertes sont suffisantes pour dégager les orientations majeures des fractures dans la région du Liptako, et aussi permettre de valider ou de préciser les résultats obtenus à partir des images satellitaires.

II.5.2.1. Analyse pétrostructurale à l'affleurement

Les roches identifiées lors des sorties de terrain se répartissent en trois unités pétrographiques (planches II.1, II.2, II.3) :

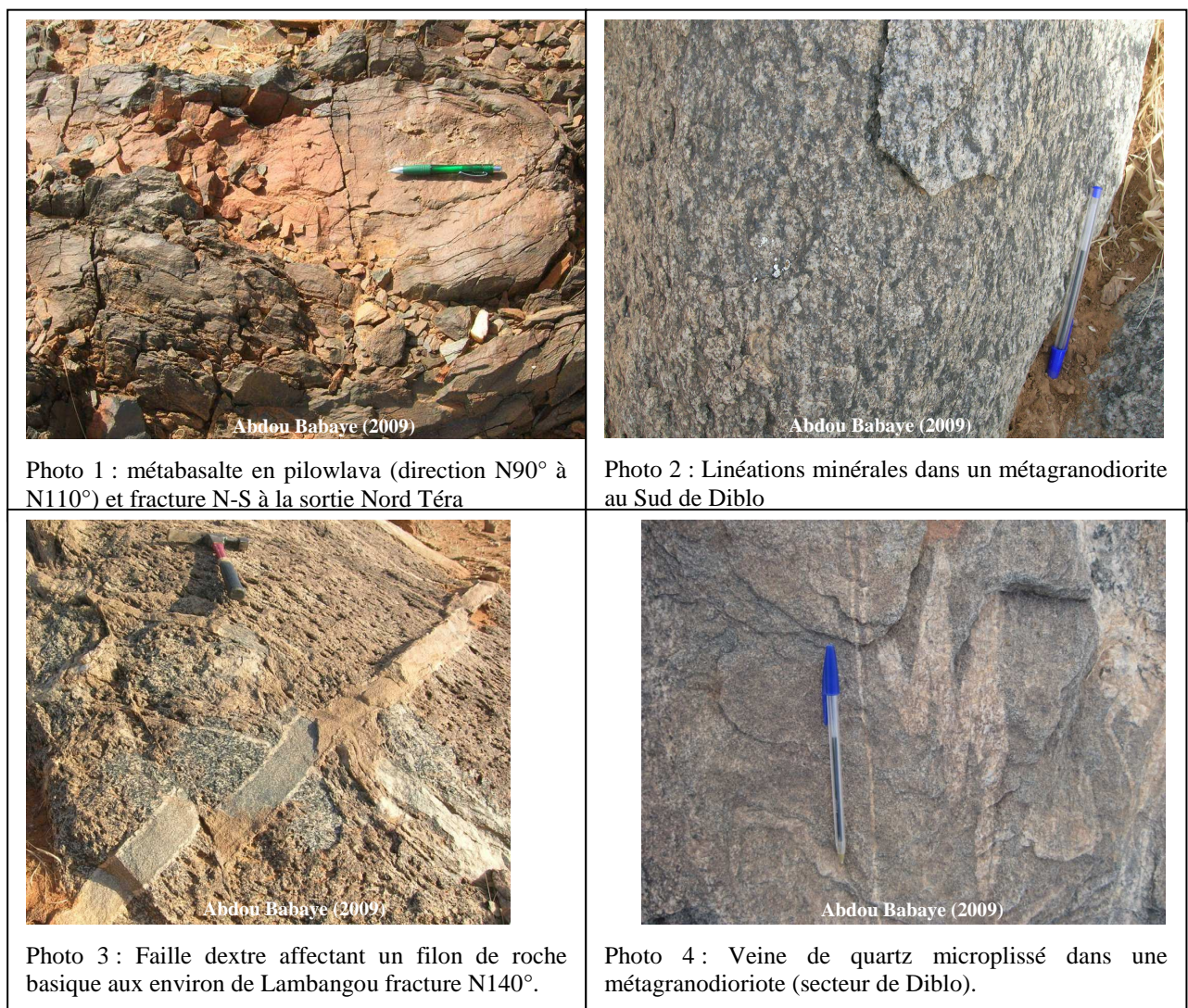


Planche II.1 : Déformations et linéations minérales.

- les metabasites d'origine volcanique ou plutonique : ils s'agit des metabasaltes, des amphibolites, des métagranodiorites et des métadiorites.

Les metabasaltes observés au Nord de Téra sont plus ou moins déformés (photo 1). Ils présentent une schistosité qui se moule autour des structures amygdalaires caractéristiques des pillowlava. Dans ce secteur, on observe une succession de type ophiolitique comprenant de la base vers le sommet : des roches ultrabasiques (talcschiste), des métamicrobasaltes et des metabasaltes. Dans la zone de Lambangou, sont rencontrés des diorites et des métagranodiorites tectonisés, présentant des injections de roches diverses (photo 3, 4).

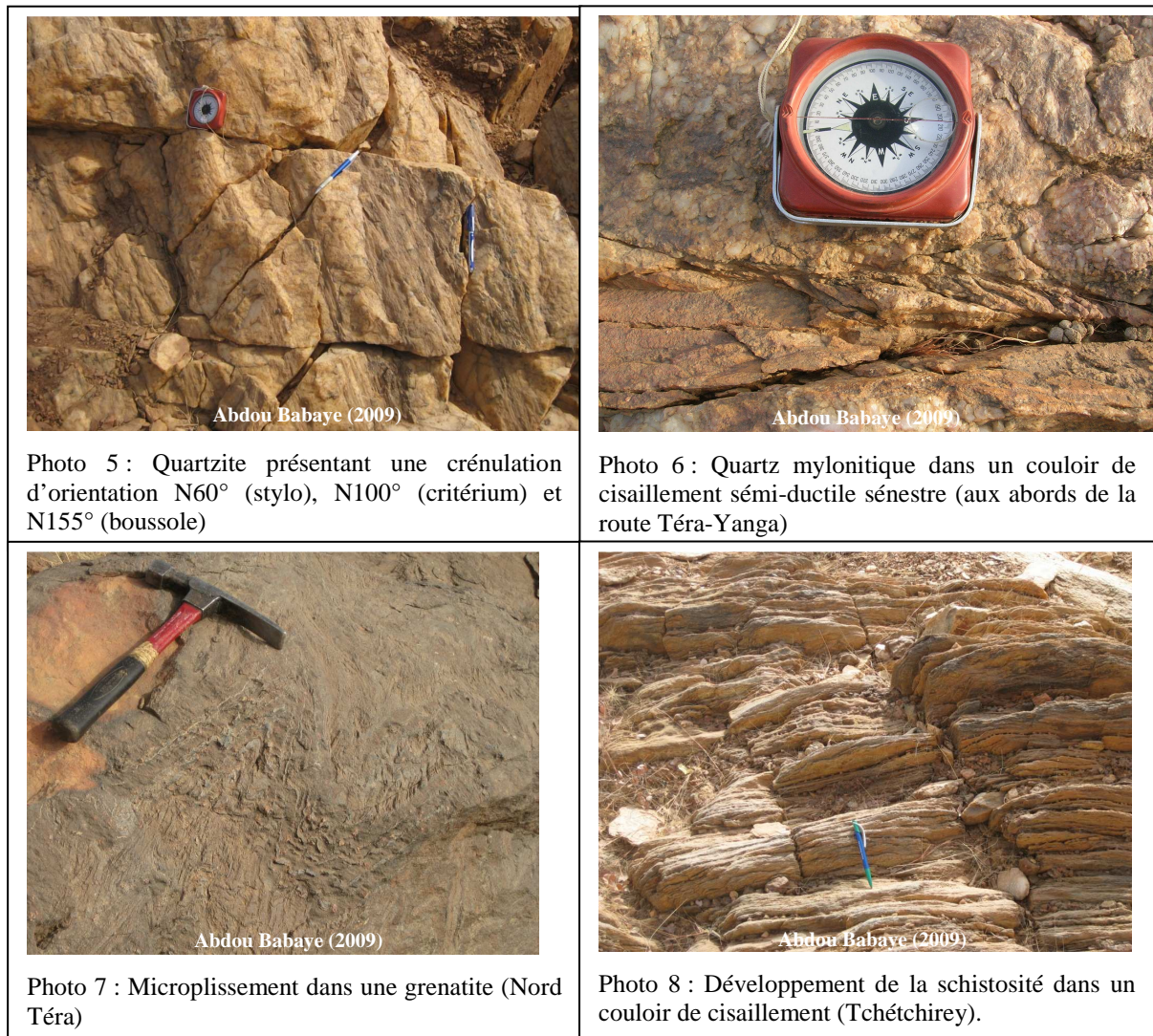


Planche II.2 : Fractures, microplissement et schistosité.

- les métasédiments : ils regroupent des schistes, des quartzites et des grenatites (photos 5, 6, 7, 8, 9, 10). Les quartzites se présentent en général sous forme de filons ou de filonnets. Dans la partie Nord – Est Téra, les grenatites sont généralement associées aux amphibolites.
- les plutonites acides : ce sont les formations les plus représentatives de la zone. Elles affleurent dans toute la partie Nord sous forme d'un grand batholite subaffleurant. Ils se

présentent en dômes successifs de Farko à Bégorou dans la partie Nord et dans la partie Sud sous forme de chaos granitique de Tondigoungou à Lambangou. Les roches formant cet ensemble comprennent les granites variés (leucocrates à mésocrates) avec des injections quartzo-pegmatitiques et des enclaves de granodiorites (photos 11, 12, 13, 14).



Photo 9 : Microfaille normale synlithification à stries cannelées dans un quartzite (Nord Téra).



Photo 10 : Filonnet de quartz dans un quartzoschiste (secteur de Soumboulékongou)

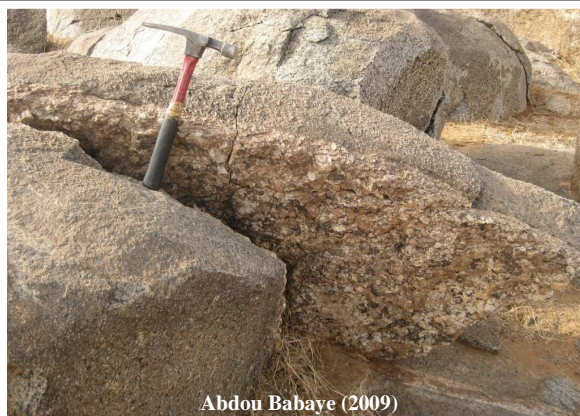


Photo 11 : Filon de pegmatite d'orientation N70° traversant un granite à amphibole tectonisé (Diblo).

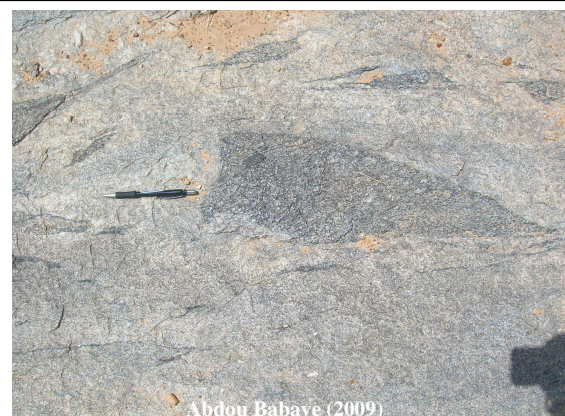


Photo 12 : Enclave de roche basique dans un granite (secteur de Fonéko)

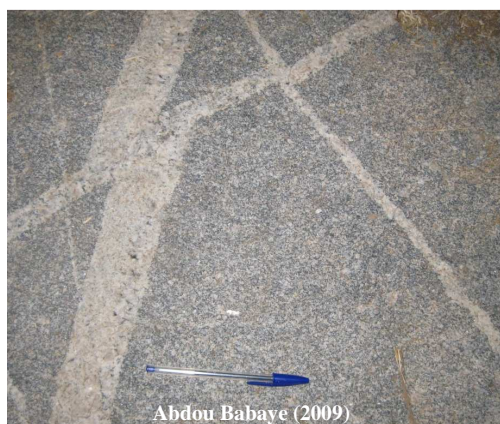


Photo 13 : Granodiorite mésocrate présentant 3 générations de microfaille sémi-ductile à injection granitique (Tondigoungou)

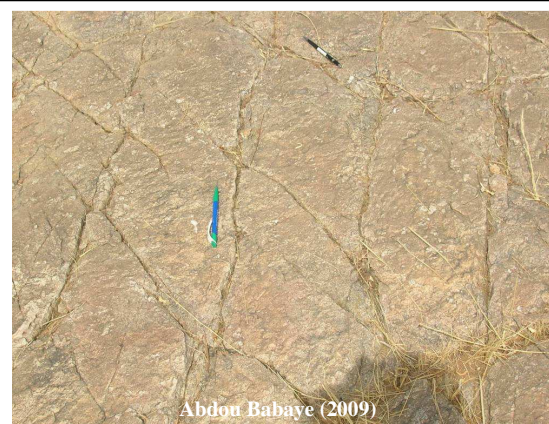


Photo 14 : Réseau des fractures conjuguées dans une pegmatite (stylo bleu indique la direction N140° et le stylo N100°) (secteur de Bégorou).

Planche II.3 : Faille normale, filons et fractures conjuguées.

II.5.2.2. Distribution directionnelle des fractures relevées à l’affleurement

La rosace directionnelle (figure II.5) montre que les directions majoritaires sont N-S (15%), N40°-60° (22%), N80°-100° (16%) et N140°-160° (17%). Parmi ces classes, deux directions principales N140°-160° et N40°-60° se démarquent des autres, rappelant ainsi les accidents libériens (NW-SE) et les directions NE-SW des grands couloirs de cisaillement (Abdou et *al.*, 1998 ; Soumaila, 2000 ; Soumaila et Konaté, 2005) structurés pendant l’orogénèse éburnéenne (Engalenc, 1978). De nombreux filons (quartz, pegmatite, dolérite) et des fentes de tensions à biotite sont développés suivant les directions N-S, N70°-80° et N140°-160°. Ces filons une fois altérés, constituent des zones préférentielles d’infiltration et de circulation des eaux souterraines (Dassargues et Monjoie, 1991). Les travaux de Engalenc (1981) dans le socle de l’Afrique de l’Ouest, ont montré l’influence des roches filoniennes sur la réussite et la forte productivité des forages implantés dans les schistes birimiens.

L’étude de la distribution des directions des fractures mesurées sur le terrain confirme les principales directions observées sur l’imagerie satellitaire. Un deuxième niveau de validation sera fait en se référant aux travaux antérieurs réalisés à l’échelle du Liptako selon les techniques diverses (levé géologique, photographie aérienne, image satellite, géophysique aéromagnétique).

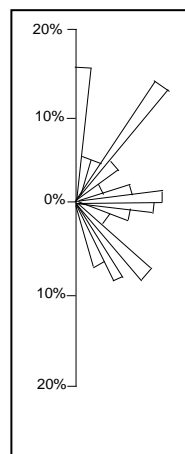


Figure II.5 : Distribution des directions des fractures relevées à l’affleurement.

II.1.5.3. Corrélation linéaments - accidents tectoniques régionaux

La superposition de la carte des linéaments aux données géologiques montre qu’il y a une corrélation entre ces deux types de données (figure II.6). Les linéaments majeurs correspondent aux failles d’envergure régionale. En plus de cette similitude, la carte des linéaments est plus dense que celle des failles.

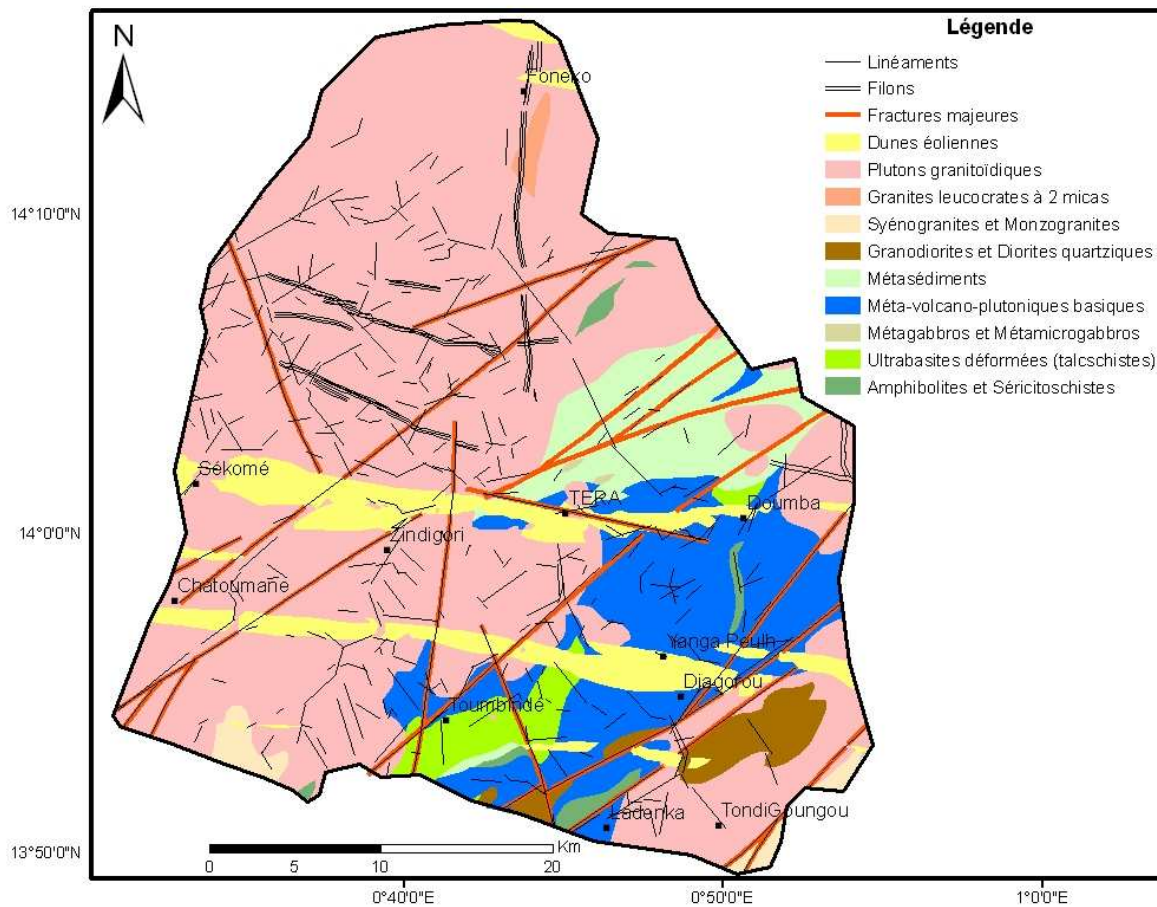


Figure II.6. Relation linéaments et fractures issues des cartes géologiques.

La distribution spatiale des linéaments fait ressortir une opposition entre le Nord et le Sud de la zone étudiée, due à l'influence du contexte géologique des terrains traversés et à l'influence des épisodes tectoniques qui ont affecté ces deux terrains (Dupuis et *al.*, 1991). Selon Machens (1973), les reliques des roches libériennes, ainsi que les accidents liés à cette phase seraient conservés sur les massifs granitoïdiques. Cela est confirmé par la présence des fractures majeures de direction NW-SE dans la zone Nord. En revanche, les directions NE-SW observées en bordure de ces massifs sont liées au développement d'une auréole de métamorphisme engendrée par le contact avec la ceinture des roches vertes. Sur cette dernière, toutes les fractures épousent la direction NE-SW du grand couloir de cisaillement de Téra.

Dans le Liptako, les grandes directions structurales observées sont constituées de quatre familles d'orientation N20° à N50°, N60° à N90°, N140 à N150° et N350° à N10°.

Accidents N20° à N50° : ils sont plus abondants sur les roches vertes. Néanmoins, ils sont aussi observés dans les zones de contact de la région de Téra. L'exemple type de cet accident se trouve dans la zone de Tchétchirey. Dans le pluton Téra – Ayorou, les zones affectées par cette déformation sont de même direction que le pluton (Pons *et al.*, 1995) et se manifestent par la formation des structures foliées (migmatites et gneiss). Au niveau des formations de la ceinture, on assiste à l'apparition des structures C-S avec une schistosité sigmoïde entre les plans de cisaillement (Soumaila et Konaté, 2005).

Ces accidents N20° à N50° déterminent la direction structurale majeure marquéé par la schistosité régionale S₁, les foliations et les grands couloirs de cisaillement dextre (Abdou *et al.*, 1998 ; Soumaila, 2000). Cette famille rappelle la direction birimienne (NE–SW) en référence à l'orogénèse éburnéenne qui a le plus marqué le domaine Baoulé-Mossi.

Accidents N60° à N90° : cette faille est observée dans la partie Nord de la zone notamment sur le massif granitique. Les déformations de ce type ont un caractère polyphasé. Le fonctionnement de ces structures cisailantes dû à l'allongement NW – SE est responsable de la formation des mylonites à degré divers et des migmatites suite à une fusion partielle (Abdou *et al.*, 1998). La réactivation de ces zones de cisaillement s'accompagne par les déformations cassantes tardives.

Accidents N140° à N150° : cette famille est surtout abondante dans le pluton de Téra – Ayorou, notamment dans les enclaves de migmatites (Machens, 1973 ; Pons *et al.*, 1995). C'est la direction qu'épousent les deux grands koris au Nord du 14^e parallèle. Dans les régions de Begorou et de Tondigoungou, on observe une ouverture d'ordre centimétrique au niveau de cette famille de fractures. C'est certainement cette ouverture qui favorise le développement des forêts galeries (alignement des arbres dans la vallée) dans les deux affluents de Dargol de la partie Nord de Téra.

Ces accidents N140° à N150° constituent les premières générations des fractures structurées au cours de l'orogénèse libérienne et cette direction NW-SE est appelée direction libérienne (Machens, 1973 ; Affaton *et al.*, 2000). Ces fractures de direction proche de celle de la vallée du Niger présentent des caractéristiques de cisaillements senestres (Abdou *et al.*, 1998) suite à l'allongement NE-SW favorisant leur remplissage par des injections doléritiques et pegmatitiques, mais aussi le remplissage des fentes de tensions N145° par de quartz laiteux (Affaton *et al.*, 2000 ; Soumaila et Konaté, 2005).

Accidents N350° à N10° : la majorité de ces structures est formée des veines de quartz et des quartzites. On les rencontre surtout sur les massifs granitoïdiques localisés au Nord et au Sud-Ouest de la zone d'étude. Ce sont des structures de décrochement affectant tout le Liptako

(Deguen *et al.*, 1978 ; St-Julien, 1992 ; Abdou *et al.*, 1998). Ces directions s'apparentent à celle de la zone de cisaillement entre le massif de Téra – Ayorou et la ceinture de Gorouol.

Les résultats de l'étude de la distribution des fractures sont comparables aux travaux menés par plusieurs auteurs dans le socle de l'Afrique de l'Ouest.

Ainsi, dans le socle Précambrien de l'Etat de Cross River (Nigéria), Edet *et al.* (1998) ont mis en évidence les directions NE-SW, N-S, et NW-SE, avec des variations mineures dans la direction E-W sur la base de l'interprétation de la photo-aérienne. Au Burkina Faso, l'analyse directionnelle à partir du support photographique, des images satellites et des données de terrain, confirme ces directions (Savadogo, 1984 ; Nakolendousse, 1991 ; Koussoubé, 1996 ; Koussoubé *et al.*, 2003 ; Yaméogo, 2008). Les mêmes conclusions ont été obtenues en Côte d'Ivoire et mieux certains auteurs (Faillat, 1986 ; Kouamé *et al.*, 2006 ; Youan Ta *et al.*, 2008 ; Niamké *et al.*, 2008), ont mis en évidence la fréquence directionnelle des linéaments et les débits élevés des forages (Biemi, 1992 ; Savané, 1997).

Conclusion partielle

Les traits structuraux majeurs et les linéaments détectés sur les images correspondent à des accidents qui ont affecté le socle précambrien du Liptako. Cette approche spatiale validée par les mesures structurales de terrain et les données géologiques, met en évidence la validité de la méthode. Ces structures linéaires sont des indices de prédilection des eaux souterraines et de ce fait, elles constituent un important support scientifique pour la connaissance de la structure des aquifères. Toutefois, cette approche satellitaire doit être complétée par les études géophysiques pour repérer les traces de ces structures au sol.

II.3. FRACTURATION ET ALTÉRATION DÉTECTÉES PAR LA GÉOPHYSIQUE

La recherche d'eau souterraine en zone de socle nécessite l'apport de la géophysique afin de compléter les informations fournies par les données spatiales (photographies aériennes et les images satellitaires). Guidée par une étude préalable de la fracturation, la géophysique devient une technique incontournable pour la validation et le positionnement des fractures au sol, mais aussi sur leurs caractéristiques (largeur, épaisseur du recouvrement, profondeur, ...).

Les méthodes géophysiques permettent de mettre en évidence les caractéristiques des roches du sous-sol à partir des mesures faites à la surface du sol. Ces méthodes se regroupent en deux familles : les méthodes électriques utilisant les champs artificiels ou créés (profils et

sondages électriques, tomographie électrique, ...) et les méthodes qui font appel aux champs naturels (électromagnétisme, polarisation spontanée, gravimétrie, ...).

En Afrique de l'Ouest, les méthodes géophysiques les plus utilisées dans la recherche d'eau sont des méthodes électriques (traîné et sondage électrique) et l'électromagnétisme (Engalenc, 1978-1981 ; Savadogo, 1984 ; Faillat, 1986 ; Ousmane, 1988 ; Nakolendousse, 1991 ; Biemi, 1992 ; Koussoubé, 1996 ; Olorumfemi et *al.*, 1995 ; Savané, 1997 ; Diouf, 1999 ; Koussoubé et *al.*, 2003, 2006 ; Adepelumi et *al.*, 2008 ; Koussoubé, 2010). Au Niger, l'utilisation de la géophysique a débuté depuis les années 1960 (Biscaldi, 1962 ; Ogier, 1976 ; Greigert et Martin, 1977) avant de connaître son développement en début des années 1980 (IWACO, 1983 ; Ousmane, 1988) avec l'introduction de la technique de forage "marteau fond de trou" permettant la réalisation de forages captant les fractures profondes de socle. On note aussi des travaux utilisant la géophysique aéromagnétique (Deguen et *al.*, 1978 ; St-Julien, 1992) dans le cadre de recherche minière. En zone sédimentaire proche de Niamey, l'équipe de l'IRD en collaboration avec le BRGM ont utilisé la technique de Résonance Magnétique Protonique (RMP) pour la caractérisation hydrogéologique de l'aquifère libre du Continental Terminal 3 (CT3) (Boucher et *al.*, 2006). Elle a aussi été utilisée avec succès dans la région de socle granitique du Burkina Faso (Vouillamoz et Descloitres, 2003).

Dans le cadre de cette étude, nous avons fait appel à la méthode électrique pour confirmer les linéaments issus du traitement d'images satellitaires (traîné électrique), et fournir un ordre de grandeur de l'épaisseur de l'altération existante au dessus de socle (sondage électrique). Les sites investigués sont au nombre de quatre, donc très limités par rapport aux linéaments identifiés. Ces données sont alors complétées par celles recueillies dans les archives du Ministère de l'Hydraulique et auprès des bureaux d'études locaux. Le rassemblement de ces informations éparpillées et non vulgarisées permettra de les valoriser en les intégrant dans une base de données unique pour l'élaboration d'une carte de potentialité en eau de la région.

Les principes de cette méthode ont été largement exposés par des nombreux auteurs (Faillat, 1986 ; Savadogo, 1984 ; Koussoubé, 1996 ; Al-Fares, 2002). Par conséquent, nous nous limiterons à un rappel succinct sur le principe de la méthode électrique utilisée dans ce travail.

II.3.1. Le principe de la prospection électrique

Le principe général de la prospection électrique classique consiste à mesurer la résistivité apparente du sol à partir d'électrodes (émettrices et réceptrices) implantées à la surface du sol. La configuration de ce dispositif est déterminée par l'objectif visé par l'étude. L'injection du courant continu (I) dans le sol homogène et isotrope à l'aide d'électrodes A et B, et la mesure de la différence du potentiel (ΔV) entre les électrodes réceptrices M et N, permet de déterminer la résistivité apparente du terrain (ρ) :

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{avec} \quad K = \frac{2\pi}{\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}}$$

avec :

ρ : résistivité du sol ($\Omega.m$),

ΔV : variation du potentiel (V),

I : intensité du courant (A),

K : constante de configuration, appelée coefficient géométrique, qui ne dépend que de la géométrie du dispositif utilisé.

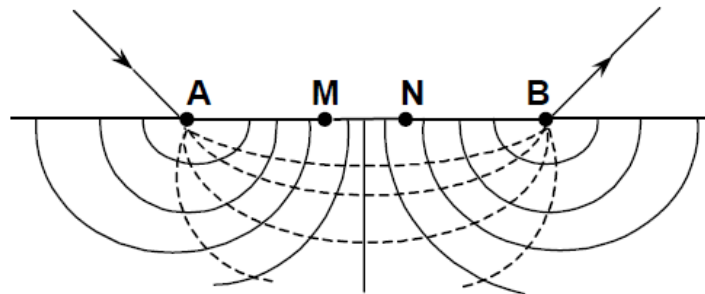


Figure II.7 : Distribution du courant créée par deux électrodes dans un champ homogène et isotrope.

Lorsqu'un sondage est réalisé dans un terrain hétérogène et anisotrope, la résistivité mesurée n'est pas la résistivité réelle (vraie) du terrain, mais plutôt une résistivité apparente notée ρ_a . Plusieurs dispositifs (Schlumberger, Wenner, dipôle - dipôle, gradient) sont disponibles pour mesurer la résistivité électrique du sol selon l'objectif et le problème rencontré. C'est le dispositif de Schlumberger qui a été utilisé pour ce travail. Ce dispositif est rectiligne et symétrique et les quatre électrodes sont alignées.

On distingue d'une part les profils de traîné et d'autre part les sondages électriques. Les premiers consistent à l'investigation latérale et les seconds permettent de déterminer la succession verticale des couches de terrains.

Pour la réalisation de cette étude, nous avons utilisé le résistivimètre GTR-3 de GEOTRADE (planche II.4) du Centre Régional Agrhymet (CRA). Le dispositif utilisé est celui de Schlumberger avec une ligne d'envoi de courant $AB = 200$ m, $MN = 20$ m et le pas de mesure 10 m. Ce dispositif est couramment utilisé par le CRA pour la recherche d'eau souterraine en zone de socle.

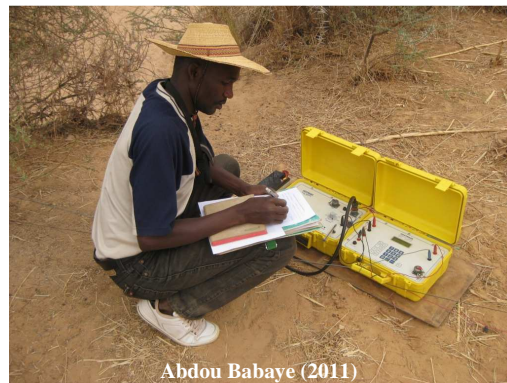


Photo 13 : Résistivimètre GTR-2, fils A-B et MN. Photo 14 : Mesure des anomalies sur le terrain.

Planche II.4 : Appareil de mesures géophysiques.

II.3.1.1. Sondages électriques

Ils permettent une investigation verticale du sous-sol, et d'en déduire une coupe résistivité / profondeur. En écartant progressivement les électrodes A et B, la profondeur d'investigation augmente. Ainsi, on mesure la résistivité apparente d'un volume rocheux de profondeur croissante. La comparaison de la courbe des résistivités apparentes mesurées en fonction de la profondeur à des courbes calculées, permet d'obtenir une coupe dont la précision dépend du contraste des résistivités des terrains investigués. L'interprétation des sondages électriques se fait à partir des abaques ou des logiciels spécifiques. Dans le cadre de ce travail, le traitement a été fait à partir du logiciel IX1D.

II.3.1.2. Traînés électriques

Les traînés électriques permettent de mettre en évidence les zones d'anomalies correspondant aux zones de fractures. Ils permettent une investigation latérale du sous-sol à une profondeur relativement constante.

Les sondages électriques présentent des diagrammes différents suivant la nature des terrains rencontrés. On choisit une longueur de ligne AB pour laquelle la différence est caractéristique et on déplace le long de profils ce dispositif de longueur constante. Il en résulte un profil de résistivité qui représente les couches traversées à une profondeur liée aux dimensions du dispositif.

II.3.2. Types de courbes de Sondage électrique

Les familles de courbes observées dans des conditions de socle d'Afrique de l'Ouest en général (Engalenc, 1978-1981 ; Savadogo, 1984 ; Faillat, 1986 ; Nakolendousse, 1991 ; Biemi, 1992 ; Koussoubé, 1996 ; Olorumfemi et *al.*, 1995 ; Savané, 1997 ; Diouf, 1999 ; Koussoubé et *al.*, 2003, 2006) et en particulier de celui du Liptako (Ogier, 1976 ; Greigert et Martin, 1977 ; IWACO, 1983 ; Ousmane, 1988) sont pratiquement du type "fond de bateau" caractérisant la présence de trois terrains. Dans certains cas exceptionnels le premier terrain disparaît, on se retrouvera avec une courbe à deux terrains, et dans d'autres cas, c'est plutôt un quatrième niveau qui s'ajoute, on est alors en présence de quatre terrains. Pour plus d'information sur la typologie des courbes de sondages électriques en Afrique de l'Ouest, le lecteur peut se référer aux travaux de Biemi (1992) et de Koussoubé et *al.* (2003 et 2006).

Les données ci-dessous traitées concernent celles d'IWACO (1983) dans le cadre de la réalisation de forages dans le Liptako.

II.3.2.1. Courbes de sondages en "fond de bateau"

Ce type de courbes est le plus fréquent dans la région du Liptako et caractérise les régions à cuirasse latéritique. Cet exemple est illustré par la courbe de sondage du forage F₁₈ du village de Kabangou (figure II.8). L'interprétation de cette courbe montre une structure à trois horizons électriquement distincts à savoir :

Le recouvrement superficiel correspondant à la carapace latéritique d'environ 5 m d'épaisseur avec une résistivité qui varie de 102 à 179 $\Omega.m$, et peut parfois atteindre 1000 $\Omega.m$ dans certaines zones du Liptako. Ce niveau représente la branche descendante jusqu'au premier point d'inflexion de la courbe.

Le complexe conducteur est représenté par la portion "fond de bateau" de la courbe de sondage. Il correspond à la zone altérée gorgée d'eau dont l'épaisseur avoisine 30 m et une résistivité variant de 21 à 81 $\Omega.m$. Ce niveau est constitué par des altérites argileuses et des arènes grenues dont la puissance est fonction du degré de fissuration et à la nature du

substratum. La courbe de sondage du forage F₃₇ captant les aquifères schisteux, montre que la résistivité de cette zone est de l'ordre de 10 Ω.m. Cette courbe illustre le cas de quatre terrains où l'on est en présence des arènes sèches constituées de sable et de cuirasse latéritique formant une courbe en "**cloche**" puis en "**fond de bateau**".

Le socle résistant forme la partie ascendante de la courbe avec une pente de 45°. Cela caractérise la présence en profondeur d'un socle sain ou peu fissuré, de résistivité très élevée. Dans ce cas de figure, la branche montante enregistre une valeur de résistivité supérieure à 112 Ω.m. Ogier (1976) montre que cette valeur peut dépasser 4000 Ω.m au niveau du socle granitique subaffleurant du village de Chatoumane. D'une manière générale, les résistivités sont plus élevées en milieu granitique qu'en terrain schisteux ou volcano-sédimentaire (Koussoubé et *al.*, 2006). La courbe de sondage du forage F₃₇ (figure II.8) explique bien cette particularité liée à la nature de la roche encaissante.

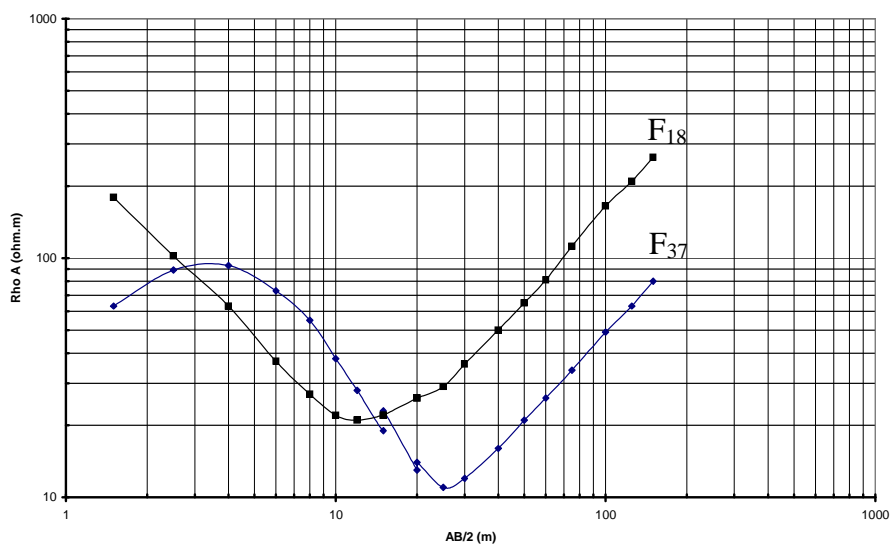


Figure II.9 : Courbes en "en fond de bateau" (F₁₈) et "cloche" puis en "fond de bateau" (F₃₇).

II.3.2.2. Courbes de sondages à une seule branche montante

Ce cas indique la présence de seulement deux terrains. Le premier terrain formé des altérites argilo-sableuses correspond au deuxième niveau des courbes en "fond de bateau". Cela marque l'absence de l'horizon latéritique. L'observation de la courbe de sondage du forage F₃₈ du village de Doundiel (figure II.9) montre que ce niveau enregistre une résistivité variant de 10 à 40 Ω.m sur une épaisseur de 20 m. Ce niveau repose sur un socle subaffleurant correspondant au second terrain.

La figure II.10 présente la correspondance entre les coupes géologiques et les courbes de sondage des forages prospectés.

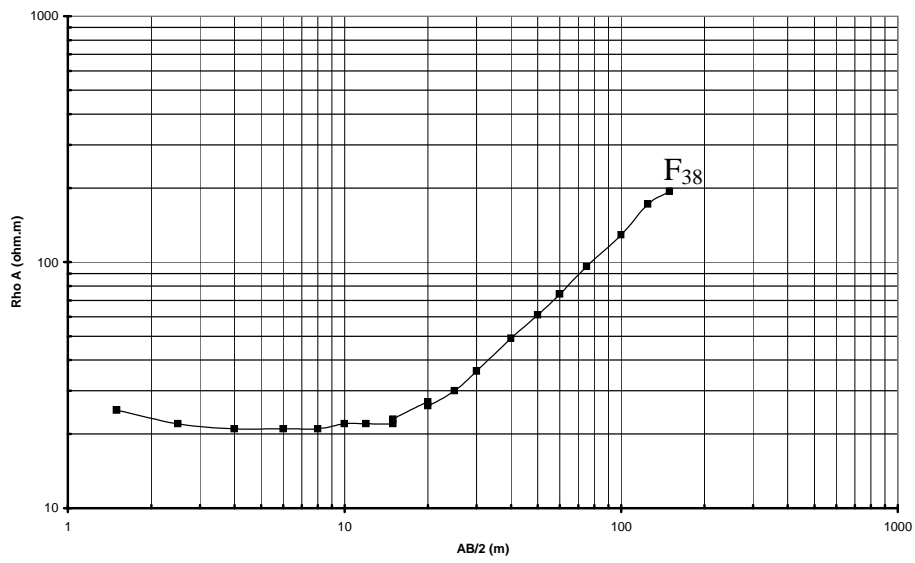


Figure II.9 : Courbe à une seule branche montante (F₃₈).

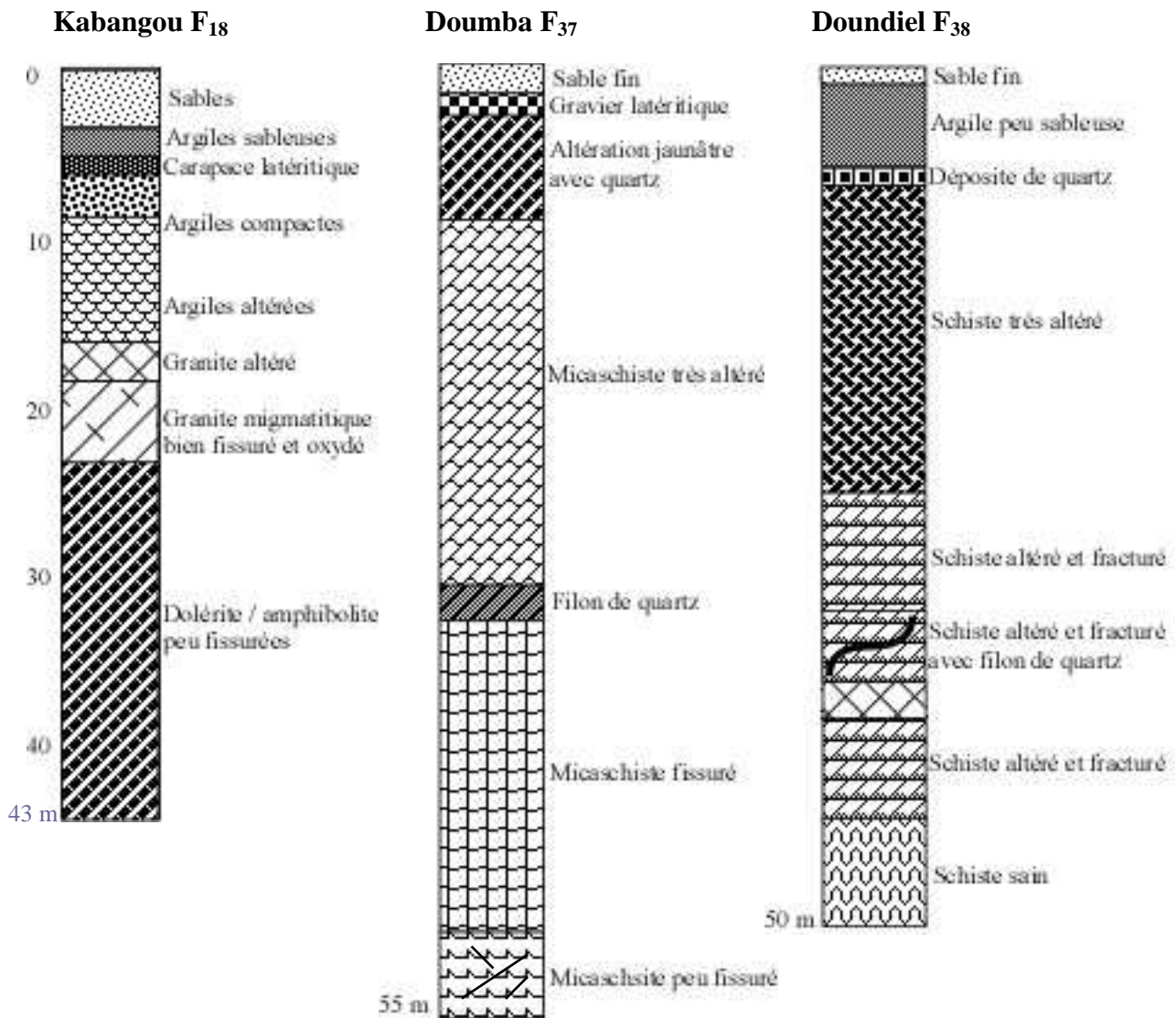


Figure II.10 : Coupes géologiques des forages prospectés.

II.3.3. Présentation des résultats

Dans cette partie, nous présentons les résultats des investigations de terrain réalisées dans le cadre de cette thèse.

II.3.3.1. Trainés électriques

Les profils latéraux implantés perpendiculairement aux structures linéaires identifiées à partir d'image satellite ont pour but de prouver leur signification tectonique. Si c'est le cas, les mesures effectuées au droit de ces structures donneront des faibles résistivités apparentes

(ρ_a) reflétant des anomalies conductrices. L'emplacement du profil perpendiculairement à la direction de fissuration est jugé plus précis, et donnera de meilleurs résultats que s'il l'avait été dans la direction parallèle (Koussoubé, 1993 ; Savané, 1997). Les sites choisis en fonction du contexte géologique sont présentés sur le tableau II.1.

Tableau II.1 : Sites de traîné et sondage électriques.

Sites	Faciès	Profil	ρ_a ($\Omega.m$)	Sondage
Doumba	Schistes	P ₁	10	SE ₁
		P ₄	32	-
Tilim	Schistes	P ₂	30	SE ₂
		P ₅	45	-
Téra	Granites	P ₆	55	-
Fogou	Granites	P ₃	150	SE ₃

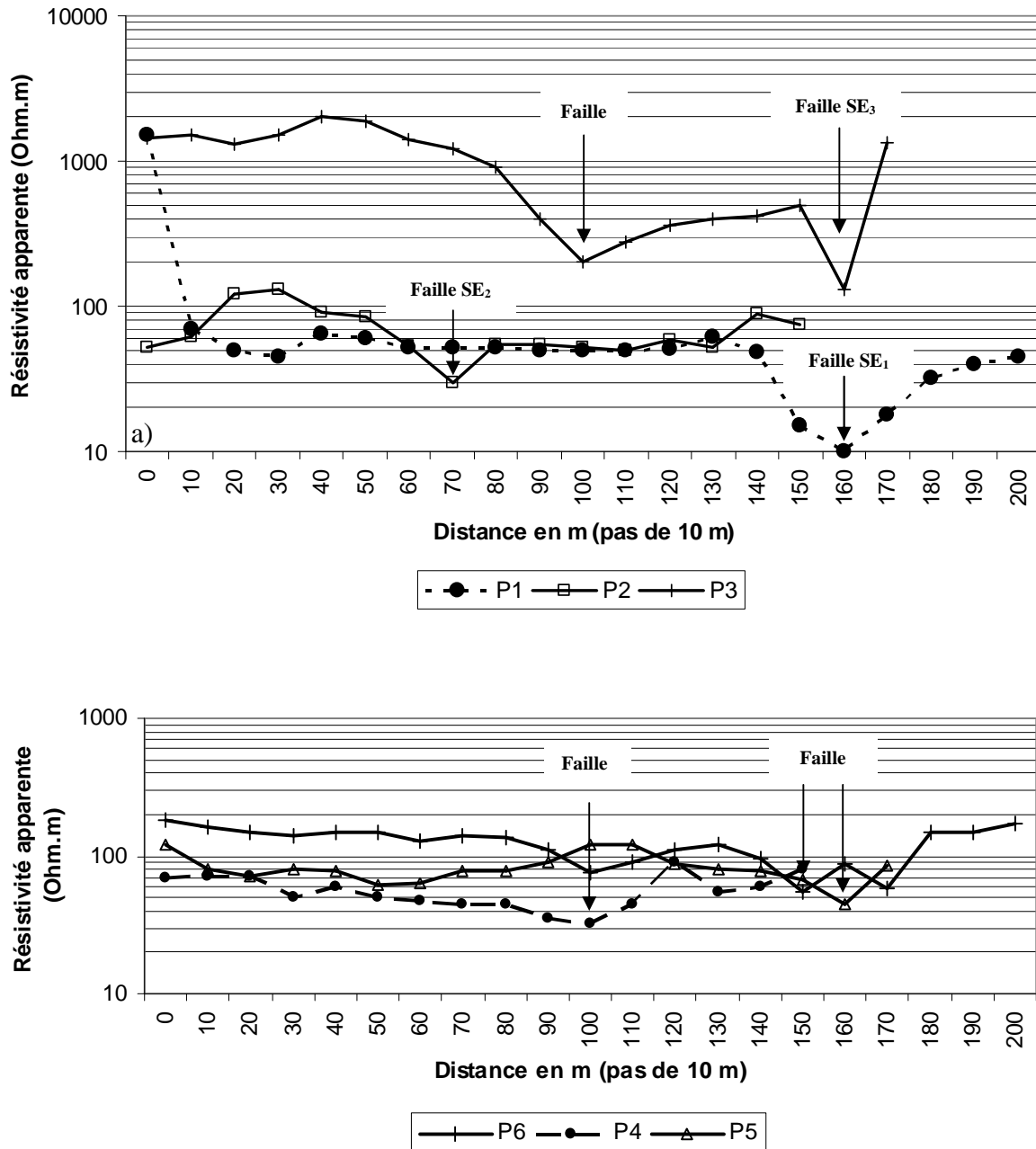


Figure II.11 : Profils de résistivité des sites prospectés.

Les mesures de la résistivité apparente ont été effectuées selon le quadripôle Schlumberger, pour une profondeur constante. Le profil latéral réalisé en déplaçant le dispositif selon une ligne donnée, renseigne sur la résistivité des roches compactes subaffleurantes, correspondant à des valeurs élevées de ρ_a , ou sur l'épaisse couche d'altérites et aussi des failles représentées par des faibles valeurs de ρ_a .

Les résultats des six profils réalisés dans le cadre de cette étude sont présentés sur une feuille semi-logarithmique (figure II.11).

II.3.3.2. Sondages électriques

Le sondage électrique rend compte sur la succession des horizons de terrains traversés à partir des différentes valeurs de résistivité apparente observées. La profondeur d'investigation croît lorsque l'écartement entre les électrodes d'injection A et B augmente. De ce fait, cette méthode est mieux adaptée pour mettre en évidence la triple relation fracturation – altération – aquifère. Elle donne des renseignements relativement précis sur la profondeur de socle, l'épaisseur des couches traversées, les zones de forte altération et la présence des zones faillées ou broyées au toit du socle. Conformément à l'objectif de l'étude qui consiste à localiser les zones de faible résistivité et d'épaisse couche d'altérite pour l'implantation de forage, les trois sondages électriques (SE₁, SE₂, SE₃) sont réalisés au droit de ces anomalies conductrices (figure II.11 a et b). La simulation des résultats réalisée à partir du logiciel IX1D a permis de déterminer un modèle en couche donnant l'épaisseur et la résistivité vraie de chaque couche traversée (figure II.12, figure III.13, figure III.14).

III.3.4. Interprétation et discussion

L'interprétation des résultats est effectuée site par site car la géophysique s'adapte mieux aux études des sites ponctuels.

III.3.4.1. Sites de Doumba et Tilm

Dans ces villages, quatre profils de résistivité P₁, P₂, P₄ et P₅ ont été implantés pour préciser le passage de deux structures linéaires orientées N45° repérées sur l'image satellite. Ces profils réalisés selon la direction N130° présentent des allures irrégulières caractérisant des zones de forte et de faible résistivité en relation avec la résistivité du terrain traversé. Les zones de faible résistivité sont généralement associées à des failles à forte perméabilité, susceptibles de constituer un aquifère potentiel (Ball et *al.*, 2010 ; Ruelleu et *al.*, 2010). L'intérêt hydrogéologique de cette méthode est d'isoler les structures conductrice et résistante suivant une ligne donnée, mais elle ne permet pas de renseigner sur le nombre de terrain en présence et l'horizon décomprimé au toit de socle. Le pic observé sur le profil P₁ ($\rho_a = 1000 \Omega.m$) explique la présence d'un filon résistant associé à une zone conductrice (Ogier, 1976). Les sondages électriques (SE₁) effectués au niveau des anomalies conductrices des profils P₁ et P₂ ($\rho_{a1} = 10 \Omega.m$ et $\rho_{a2} = 30 \Omega.m$) ont donné des diagrammes en "fond de bateau" correspondant à la superposition des trois terrains (Koussoubé et *al.*, 2003, 2006 ; Jourda, 2005). Le premier, résistant, correspond au niveau sec de surface constitué par des dépôts

sableux, des alluvions et/ou des carapaces latéritiques. La formation conductrice correspondant au deuxième niveau caractérise les altérites, et la portion montante représente le socle sain considéré comme infiniment résistant. Dans ces zones à faciès schisteux, le socle est estimé à une profondeur d'environ 25 à 30 m avec une valeur de résistivité supérieure à 500 $\Omega.m$. Cette profondeur est dans le même ordre de grandeur avec celle fournie par les données des logs de forages environnants.

III.3.4.2. Sites de Fogou et Téra

Les profils P_3 et P_6 d'orientation N-S sont implantés respectivement sur les sites de Fogou et de Téra pour mettre en évidence les structures linéaires de direction N-E, proche de celle du tronçon de la rivière de Dargol. Sur le profil de résistivité P_6 , il apparaît une anomalie conductrice ($\rho_a = 55 \Omega.m$). Le profil P_3 a une allure accidentée avec deux minima, le premier au point 100 m du profil et le second au point 160 m. Au début, la courbe montre une allure régulière, suivie d'une rupture de pente et une évolution traînante avant de remonter. Ce genre de courbe met en évidence la présence d'une zone conductrice au sein d'un complexe résistant. Ce profil traverse la vallée d'un cours d'eau passant au milieu des massifs granitiques subaffleurants. Le Sondage SE_3 réalisé au point 160 m ($\rho_a = 150 \Omega.m$) donne l'allure d'une courbe à une seule branche montante (figure II.14). Cette courbe met en évidence la faible épaisseur de la couverture superficielle traduite par l'absence du niveau latéritique et du complexe argilo-sableux. Dans ce site, le modèle géophysique estime la présence du socle à environ 10 m de profondeur.

Ces interprétations ont fait ressortir la puissance d'altération observée par plusieurs auteurs sur le terrain schisteux (Engalenc, 1978, 1981 ; Ousmane, 1988 ; Lasm, 2000 ; Koussoubé et *al.*, 2006). Les logs de la figure III.10 montre leur degré d'altérabilité par rapport aux roches granitiques. Les sondages électriques verticaux indiquent que les altérations humides sont plus conductrices sur les roches schisteuses ou volcano-sédimentaires que sur les granitoïdes. Cette information est perceptible à partir des profils de résistivité qui donne une gamme de valeur des anomalies conductrices de 50 à 200 $\Omega.m$ dans les zones granitiques contre seulement 10 $\Omega.m$ en moyenne en terrain schisteux (Koussoubé, 2003, 2006). Il est nécessaire de rappeler qu'une anomalie conductrice peut produire un forage négatif (Ousmane, 1988 ; Engalenc, 1978) si la fracture contient des roches argileuses (boue), ou si cette fracture se trouve en altitude (Savané, 1997). À travers cette remarque, on constate que la géophysique n'est qu'une méthode d'investigation complémentaire, mais

importante pour préciser le passage des structures linéaires (faille, filon, zone de contact) détectées par les images satellites.

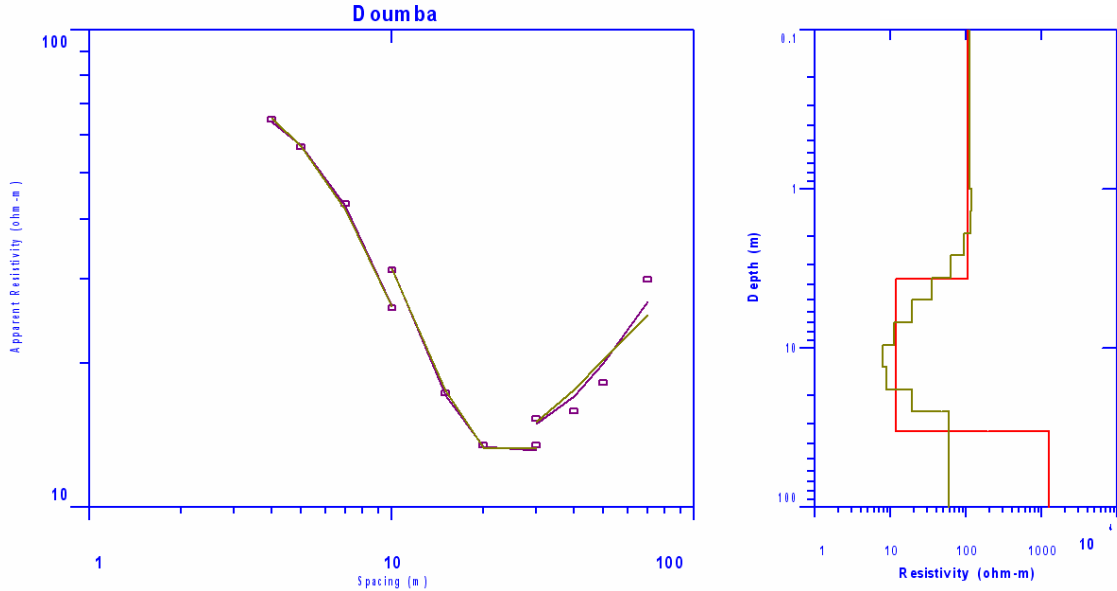


Figure II.12 : Courbe d'interprétation de sondage SE₁ de Doumba.

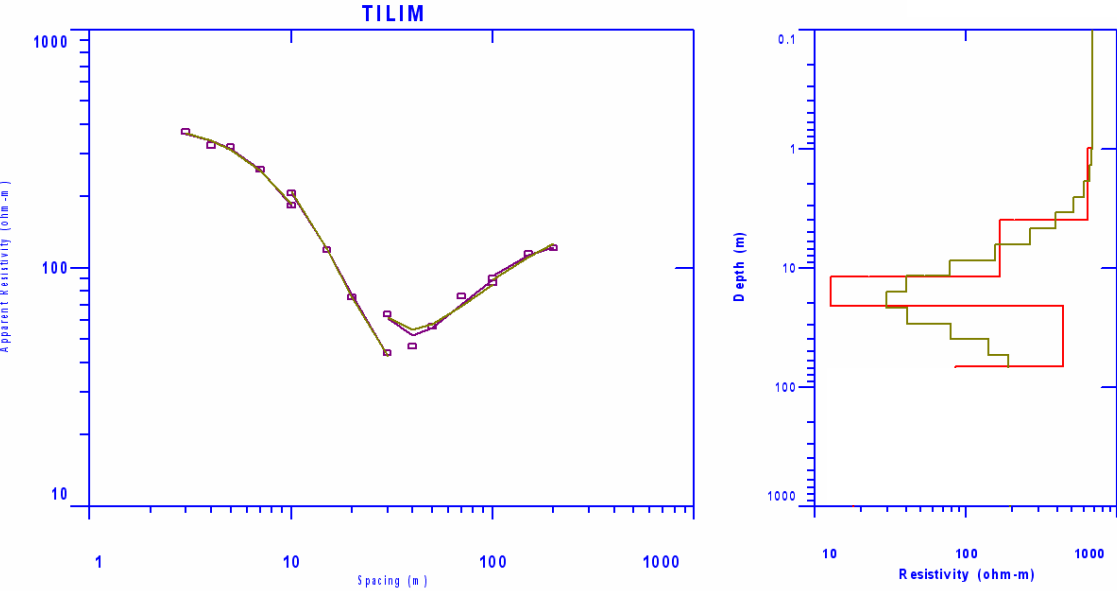


Figure II.13 : Courbe d'interprétation de sondage SE₂ de Tilim.

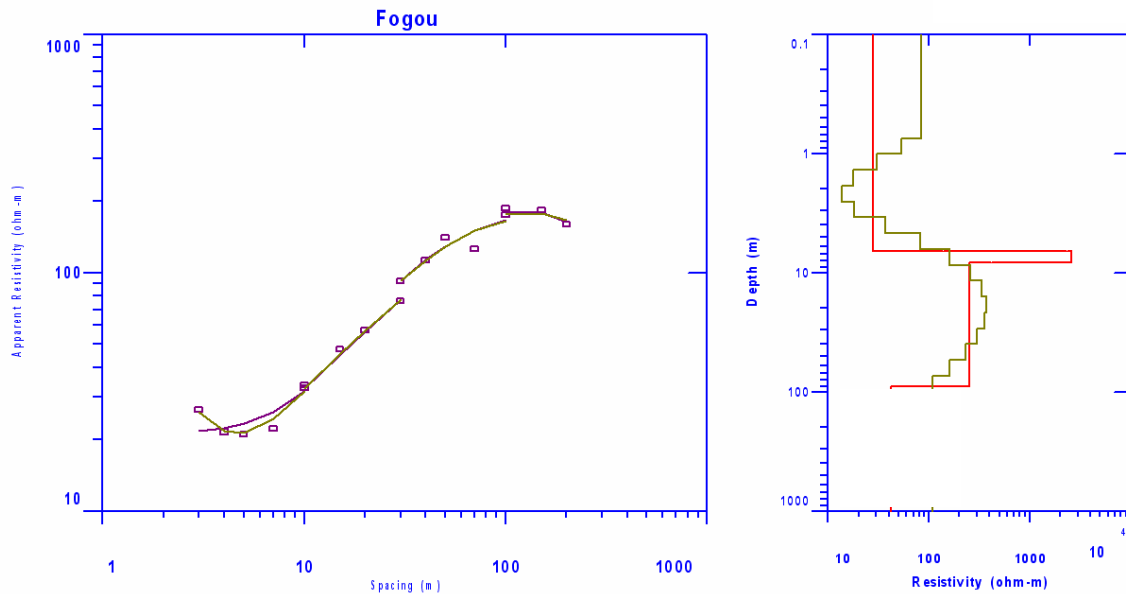


Figure II.14 : Courbe d'interprétation de sondage SE₃ de Fogou.

CONCLUSION

L'analyse et l'interprétation des résultats obtenus ont mis en évidence l'efficacité de la méthodologie adoptée pour la cartographie et la précision au sol des structures linéaires identifiées sur l'image satellite. Cette étude a montré l'opérationnalité et la complémentarité de la technique de détection à distance avec la méthode géophysique appliquée directement sur le terrain.

Le traitement d'image a permis de mettre sur un fond cartographique les linéaments structuraux à partir du traitement d'image satellite. Ces accidents confirmés par l'étude de terrain et les données géologiques sont de directions majeures NW-SE et NE-SW mais aussi des orientations secondaires N-S et E-W. Ces accidents seraient apparus au cours des orogènes libérienne (2900-2500 Ma) et birimienne (2100-2400 Ma). Cependant, ils ont connu des phases de réactivation pendant l'orogène panafricaine (600 Ma).

La complexité géologique de la zone de socle a des conséquences sur la répartition de l'eau souterraine, si bien qu'une étude hydrogéologique à petite échelle est délicate. Une approche à grande échelle doit alors être envisagée pour mieux comprendre les caractéristiques fondamentales des aquifères de socle cristallin. C'est ainsi qu'une étude géophysique locale a été effectuée pour confirmer certaines hypothèses émises par l'étude des linéaments. Cette technique a permis de localiser les fractures correspondant aux anomalies conductrices sur le terrain, mais aussi d'estimer l'épaisseur des couches d'altération qui

couvrent le socle rocheux. À partir de différents sondages électriques, nous avons identifié la nature des couches de terrain représentées sur le site grâce à leur résistivité.

Dans ce contexte hydrogéologique extrêmement difficile où l'on ne peut compter sur aucune nappe généralisée, seule l'interprétation simultanée des investigations spatiales (image satellite, photographie aérienne), géophysiques et hydrogéologiques permet la découverte de ressources suffisantes pour assurer l'alimentation en eau de la population en zone de socle. L'étude hydrogéologique concrétise et justifie l'importance de la fracturation dans la drainance et l'emmagasinement des eaux souterraines.

CHAPITRE III : CARACTÉRISTIQUES HYDROCLIMATIQUES ET HYDROGÉOLOGIQUES DU BASSIN DE DARGOL

INTRODUCTION

Dans la zone semi-aride, les eaux souterraines constituent la seule source d'eau potable et pérenne pendant la longue période sèche. Cependant, des études récentes ont montré une tendance à la baisse des précipitations (Paturel et *al.*, 1997 ; Lubès-Niel et *al.*, 2001 ; L'Hôte et *al.*, 2002 ; Ozer et *al.*, 2005 ; Kouassi et *al.*, 2010). Cela s'est traduit ces dernières années par des variations notables des régimes des cours d'eau (Mahé et *al.*, 2004 ; 2005 ; Séguis et *al.*, 2004) et des baisses de niveaux des nappes phréatiques, en Afrique en général et dans les régions sahéliennes en particulier (Filippi et *al.*, 1990 ; Dasylyva et *al.*, 2004 ; Yaméogo, 2008). Aussi, la récurrence des cycles de sécheresse imposent la prise en compte de ce changement des tendances dans l'étude des eaux souterraines (Rivard et *al.*, 2003 ; Goderniaux et *al.*, 2009). Par conséquent, ce chapitre portant sur les caractéristiques hydrogéologiques du bassin de Dargol va comporter également une analyse approfondie des paramètres pluviométriques et hydrologique du bassin afin de mieux comprendre leurs impacts sur les eaux souterraines.

III.1. CARACTÉRISTIQUES HYDROCLIMATIQUES DU BASSIN DE DARGOL

III.1.1. Données et Méthodes

III.1.1.1. Données disponibles

Les données climatologiques retenues pour cette étude sont les chroniques pluviométriques de Téra et Gothèye (Cf. figure I.11) fournies par la DMN du Niger. Le choix de ces postes a été motivé par la bonne qualité des données, la longue période des observations : 1938 à 2011 dans la station de Téra et 1970-2008 dans celle de Gothèye, et enfin leur position dans le bassin.

Les données des paramètres tels que l'ETP, l'humidité relative et la température sont celles de la station synoptique la plus proche, Tillabéry, chef lieu de la région, seule possédant ces paramètres sur une longue période.

Les données hydrométriques relatives aux débits journaliers de la période 1962-1993, mesurés à la station de Téra, sont fournies par la Direction des Ressources en eau, division de l'hydrologie, du Ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement.

II.1.1.2. Méthodes

Trois méthodes sont utilisées pour mener cette étude. Il s'agit de : indice pluviométrique (hydrométrique), test de rupture et analyse fréquentielle.

II.1.1.2.1. Méthode de l'indice pluviométrique et hydrométrique

Cette méthode permet d'apprécier l'évolution de la pluviométrie et des débits dans le bassin de Dargol, grâce à la mise en évidence des périodes excédentaires et déficitaires. Elle se définit comme une variable centrée réduite exprimée par l'équation (Nicholson, 1983):

$$I_i = \frac{X_i - \bar{X}}{S}$$

avec :

- X_i : valeur de la pluviométrie annuelle (ou du débit annuel) de l'année i ;
- \bar{X} : valeur moyenne interannuelle de la pluviométrie (ou du débit annuel) sur la période étudiée ;
- S : valeur interannuelle de l'écart-type de la pluviométrie (ou du débit annuel) sur la période étudiée.

III.1.1.2.2. Tests de détection de rupture au sein des séries hydroclimatologiques

Le test de Pettitt permet de mettre en évidence les différentes ruptures et les changements de tendance observés depuis plus de quatre décennies en Afrique de l'Ouest (L'Hôte *et al.*, 2002 ; Ozer *et al.*, 2009). Une rupture est définie comme un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées (Servat *et al.*, 1998). Plusieurs auteurs ont utilisé ce test pour apprécier à long terme l'évolution des séries hydroclimatologiques (Servat *et al.*, 1998 ; Paturel *et al.*, 1997 ; Kouamé, 2010 ; Kouassi *et al.*, 2010). Il consiste à découper la série principale de N éléments en deux sous-séries à chaque instant t compris entre 1 et $N-1$. La série principale présente une rupture à l'instant t si les deux sous-séries présentent des distributions différentes. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t (compris entre 1 et $N-1$), les séries chronologiques appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable de Pettitt ($U_{t,N}$). Le test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne. La variable de Pettitt ($U_{t,N}$) est définie par l'équation (Paturel *et al.*, 1997) :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

- $D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j)$;
- $\text{sgn}(X) = 1$ si $X > 0$;
- $\text{sgn}(X) = 0$ si $X = 0$;
- $\text{sgn}(X) = -1$ si $X < 0$.

Son application consiste à tester l'hypothèse nulle (absence de rupture dans la série de taille N), à l'aide de la statistique K_N , définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à N-1.

Si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement approximative de la valeur k est définie par :

$$\text{Pr ob}(K_N > k) \approx 2 \exp(-6k^2 / (N^3 + N^2))$$

Pour un risque α de première espèce donné, l'hypothèse nulle est rejetée, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α ; alors une rupture est enregistrée dans la série au moment φ où est observée K_N .

III.1.1.2.3. Analyse fréquentielle

L'analyse fréquentielle permet de distinguer parmi les années sèches celles qui sont les plus déficitaires. Ainsi, la caractérisation des épisodes de sécheresse et de leur sévérité seront déterminées à travers la loi de distribution des fréquences de non dépassement Fi associées aux valeurs de rang i pendant n années (Bergaoui et Alouini, 2001) :

$$Fi = \frac{i}{n+1}$$

Les pluies annuelles sont classées dans l'ordre croissant suivant leur probabilité au non-dépassement puis réparties en cinq classes (tableau III.1).

Tableau III.1 : Classe de périodes excédentaires et déficitaires.

Classes de sécheresse	Fréquences ou probabilité de non dépassement
Très sèches	$F < 0,15$
sèches	$0,15 \leq F < 0,35$
Normales	$0,35 \leq F < 0,65$
Humides	$0,65 < F < 0,85$
Très humides	$F \geq 0,85$

III.1.2. Variabilité interannuelle de la pluviométrie

III.1.2.1. Analyse de la variabilité interannuelle de la pluviométrie

Les représentations graphiques des indices pluviométriques annuels et des moyennes mobiles sur cinq ans (courbe) des séries de Téra au Nord (1938 - 2011) et de Gothèye au Sud-Est (1970 - 2008) (cf. figure I.11) font ressortir les différentes tendances dans le Liptako. En effet, lorsque la pluviométrie moyenne annuelle est inférieure, égale ou supérieure à la pluviométrie moyenne de la série, les indices pluviométriques négatifs, nuls à faibles ou bien positifs, mettent en évidence respectivement, les années sèches, normales ou humides.

Au centre du bassin, la longue série de la station de Téra montre (figure III.1) une période très humide entre 1938 et 1947 avec une moyenne interannuelle de 538 mm et un écart-type de 172 (tableau II.2). L'année 1939 a été très excédentaire avec une hauteur pluviométrique de 967 mm. Une période à tendance humide est observée également entre 1948 et 1967, avec une moyenne pluviométrique interannuelle de 505 mm et un écart-type de 118 mm. Les chroniques pluviométriques de la station de Téra montrent également trois années déficitaires (1948-1949 et 1951) et trois autres années excédentaires (1952, 1953, 1964), avec des hauteurs annuelles de pluies supérieures à 650 mm.

Une période sèche est enregistrée entre 1968 et 1977 avec une moyenne interannuelle de 380 mm et un écart-type de 52 mm. Ce déficit pluviométrique s'intensifie entre 1978 et 1987 avec des périodes très déficitaires (1982-1984 et 1986), caractérisées par des hauteurs pluviométriques interannuelles inférieures à 300 mm. Au cours de cette période de grande sécheresse, la moyenne interannuelle est de 353 mm et l'écart-type de 113 mm.

De 1988 à 2011, il a été observé une nette amélioration des précipitations avec une moyenne interannuelle de 427 mm avec un écart-type de 87 mm.

Dans la partie Sud du bassin, les hauteurs pluviométriques de la station de Gothèye (figure II.2), font apparaître une période humide de 1970 à 1980, avec une moyenne

interannuelle des précipitations de 449 mm et un écart-type de 70 (tableau III.3). Contrairement à la station de Téra, à l'exception de l'année 1989, toute la période 1981 – 1989 a été très déficitaire, avec une moyenne interannuelle de 355 mm et un écart-type de 71. Une période de retour à des précipitations normales est observée de 1990 à 2008, elle est marquée également par une alternance régulière entre année sèche et année humide.

L'analyse des différentes figures (figures III.1, III.2) montre que les périodes 1938-1967 sont dominées par des années très humides. Cette période est suivie par une phase de sécheresse très marquée entre 1968 et 1990. À partir de 1990, un retour progressif à une pluviométrie normale est observée, avec cependant, une alternance assez fréquente entre années humides et années déficitaires, voire parfois très déficitaires.

Tableau III.2 : Caractéristiques pluviométriques à la station de Téra.

Périodes	Mini	Maxi	Moyenne	Ecart-Type	C.V (%)
1938-1967 (Avant Rupture)	311	967	516	136	26
1968-2011 (Après rupture)	224	560	394	90	23
Précipitations moyennes décennales (1938-2007)					
1938-1947	360	967	538	172	32
1948-1957	311	661	487	131	27
1958-1967	400	712	523	108	21
1968-1977	316	481	380	52	14
1978-1987	224	531	353	113	32
1988-1997	285	560	438	102	23
1998-2007	271	525	423	77	18

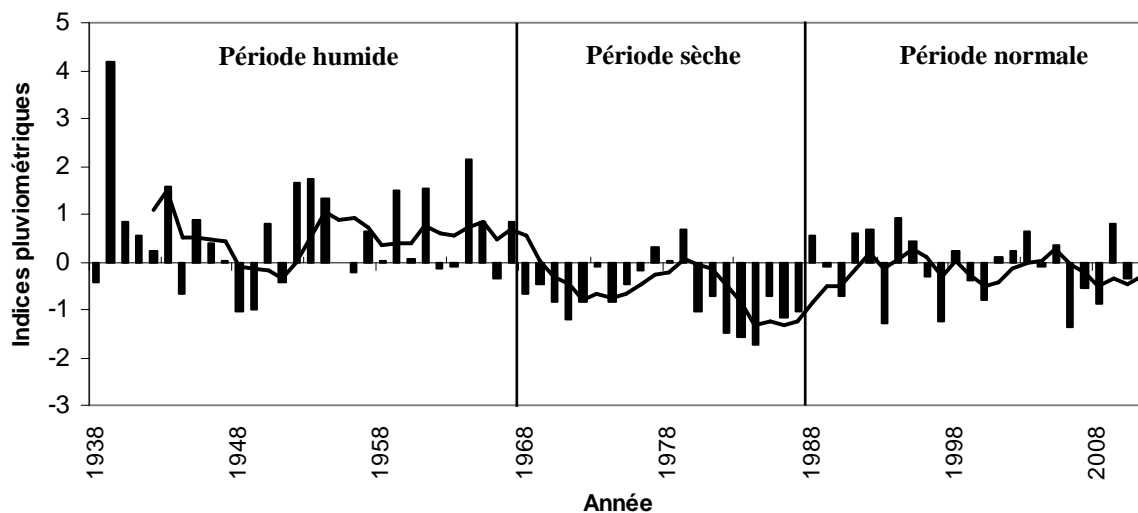


Figure III.1 : Evolution des indices centrés réduits des pluies annuelles à la station de Téra (1938-2011).

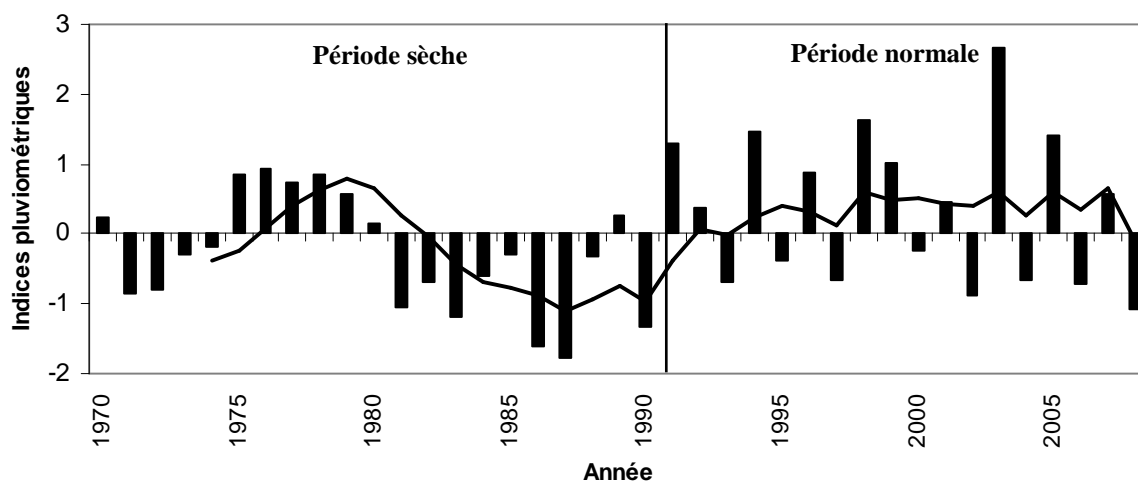


Figure III.2 : Evolution des indices centrés réduits des pluies annuelles à la station de Gothèye (1970 - 2008).

Tableau III.3 : Caractéristiques pluviométriques à la station de Gothèye.

Périodes	Mini	Maxi	Moyenne	Ecart-Type	C.V (%)
1970-1987	247	522	399	88	22
1988-2008	293	701	452	109	24
Précipitations moyennes interannuelles (1970 – 2008)					
1970-1979	341	522	449	70	16
1980-1989	305	454	355	71	20
1990-1999	293	596	465	107	23
2000-2008	319	572	445	127	29

III.1.2.2. Détection des changements de tendance dans les séries pluviométriques

Les résultats des tests de détection (test de Pettitt) de rupture appliqués aux séries pluviométriques annuelles de Téra (1938-2011) et de Gothèye (1970-2008) sont présentés dans le tableau III.4.

La seule rupture significative détectée par le test de Pettitt est observée en 1967 sur la longue chronique de Téra (figure III.3). Au niveau de la série de Gothèye, aucune rupture significative n'a été détectée sur la période postérieure à 1970.

L'absence des ruptures constatée pour cette période selon le test de Pettitt ne signifie pas qu'il n'y pas de variation temporelle des précipitations, mais que cette variation, si elle existe, reste peu significative (tableau III.4). Des variations de tendance sont observées de part et d'autre de l'année 1987 dans les deux séries (figure III.1, III.2). La sécheresse observée depuis la fin des années 1960 en Afrique de l'Ouest s'est amplifiée pendant les périodes 1980-1983, puis les pluies se sont normalisées à partir de 1987, et elles ont connu même une hausse au niveau de la station de Gothèye.

De part et d'autre de chaque rupture (significative et peu significative), des déficits pluviométriques ont été calculés (tableau III.4). La baisse des précipitations observée est variable d'une station à l'autre en fonction de la signification de la rupture. Ainsi, pour la rupture significative observée à Téra, on enregistre un déficit élevé de 24% à partir de 1967, contre 16% (Téra) et 13% (Gothèye) de hausse pour les ruptures non significatives détectées à partir de 1987.

Les moyennes pluviométriques avant et après 1967 à la station de Téra sont respectivement de 516 et 395 mm ; ce qui correspond à une baisse de 122 mm (24%). Par contre, pour la période 1970-2008, les moyennes pluviométriques enregistrées avant et après 1987 montrent une hausse de 61 et 53 mm respectivement à Téra (16%) et à Gothèye (13%). Ces observations, montrent que le changement est plus ressenti dans la station du Nord du bassin (Téra) que dans celle du Sud (Gothèye). D'une manière générale, ces résultats confirment que la récession pluviométrique, débutée en début des années 1970, a atteint son intensité maximum dans les années 1980. Par contre, c'est à partir de 1987, que la reprise de la pluviométrie redevienne normale, avec néanmoins quelques poches de sécheresse.

Tableau III.4 : Déficients pluviométriques enregistrés après la rupture climatique.

Stations	Périodes	Ruptures	Observation	Moy. avant rupture	Moy. après rupture	Déficits (%)
Téra	1938-2011	1967	significatif	516	395	24
	1970-2008	1987	peu significatif	366	426	16
Gothève	1970-2008	1987	peu significatif	399	452	13

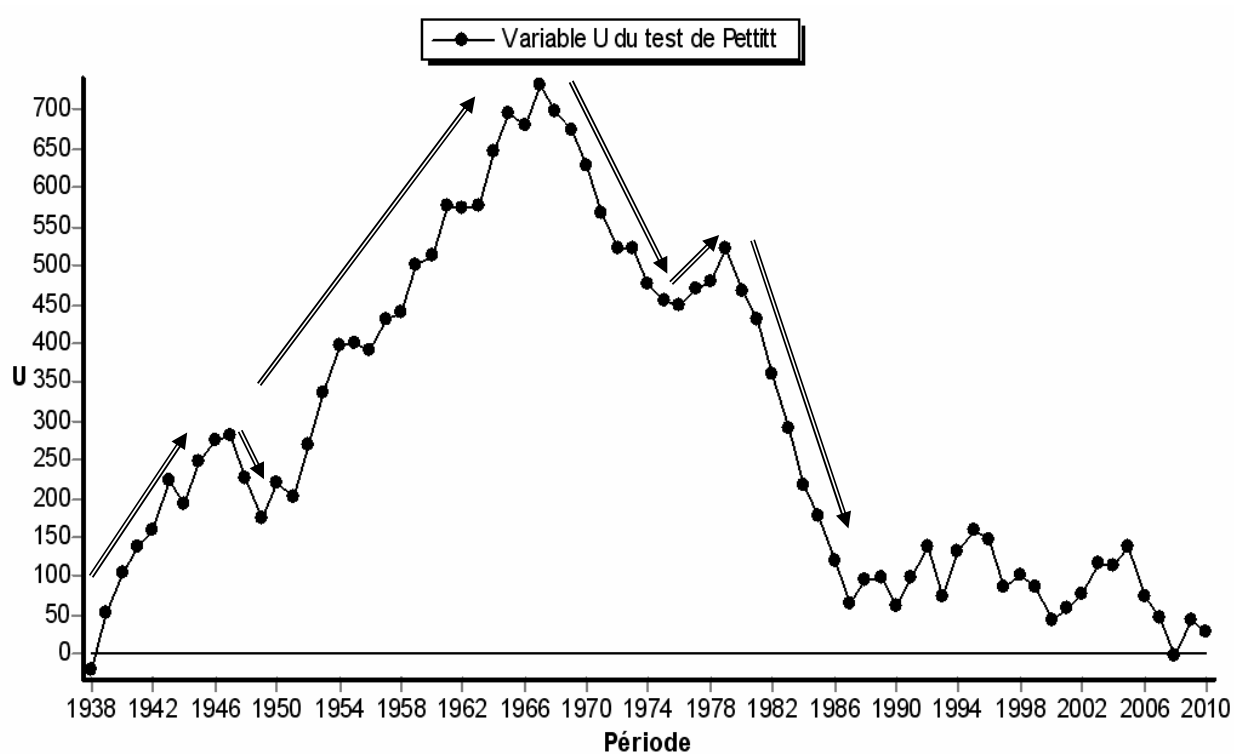


Figure III.3 : Test de Pettitt appliqué à la série pluviométrique annuelle de Téra (1938-2011).

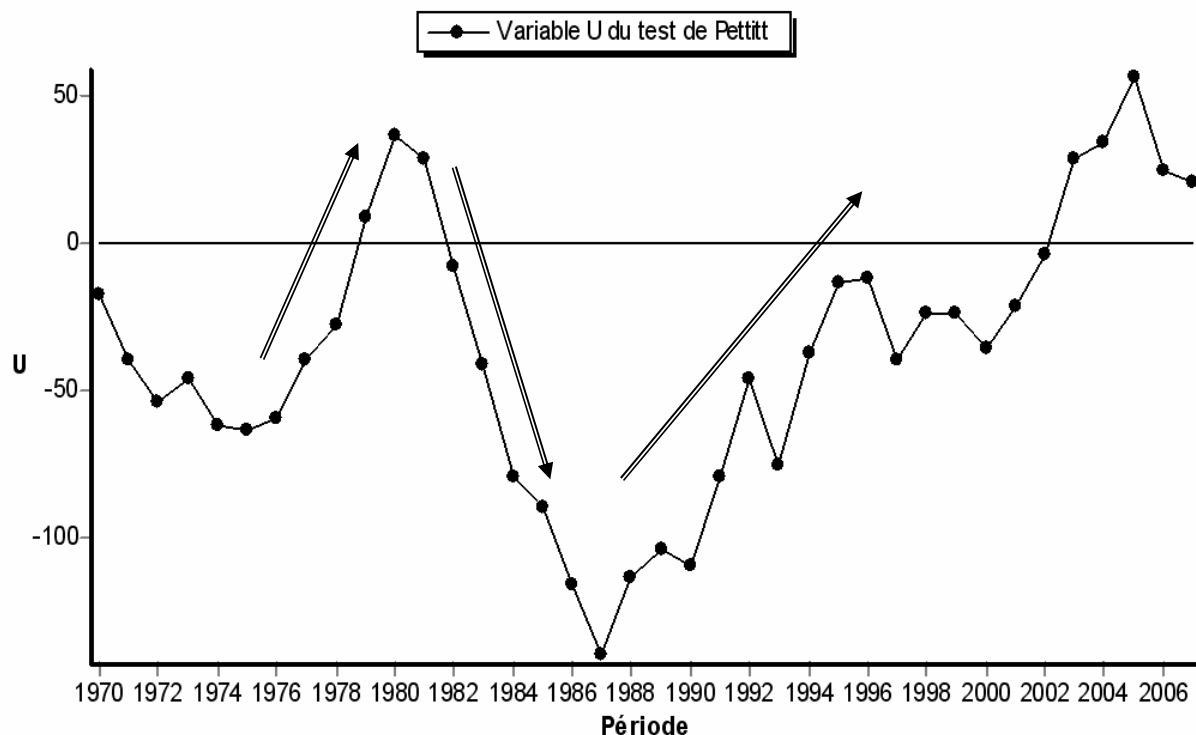


Figure III.4 : Test de Pettitt appliqué à série pluviométrique annuelle de Gothèye (1938-2011).

III.1.2.3. Déficit pluviométrique et persistance de la sécheresse

L'indice pluviométrique annuel et le test de rupture appliqués aux séries chronologiques ont permis de déterminer simplement les années sèches et les années humides ainsi que les tendances générales ; l'analyse fréquentielle permettra à son tour de distinguer parmi ces années sèches, celles qui sont les plus déficitaires. Cette approche permet d'apprécier la persistance de sécheresse sur une période donnée, car l'impact est différent entre une année sèche isolée et une sécheresse récurrente sur plusieurs années. Une sécheresse courte ou isolée serait rapidement compensée par le retour des pluies alors qu'une succession des années sèches aurait un impact important sur les régimes hydrologiques et la reconstitution du stock hydrique de sol à cause de l'effet mémoire (Rognon, 1996).

La longue série de Téra (74 ans) montre que, de part et d'autre de l'interface sèche – humide fixée par la fréquence de non dépassement F_i égale à 0,35, la distribution est très inégale (figure III.5). On observe une concentration des années humides sur la période antérieure à 1967, alors que la décennie 1980 se caractérise par une succession des années sèches. Sur cette dernière période, la sévérité de la sécheresse et sa persistance se démarquent des autres récessions pluviométriques que l'Afrique a connues (Paturel et *al.*, 1997 ; Lubès-Niel et *al.*, 2001 ; Saley, 2003 ; Kouamé, 2010). Dans le bassin de Dargol, les phases très sèches des décennies 1980-1990 (1982, 1983, 1984, 1986, 1993, 1997) ont été très sévères

avec des pluies annuelles inférieures à 300 mm, largement en dessous de la moyenne interannuelle de la série qui est de 444 mm (1938-2011).

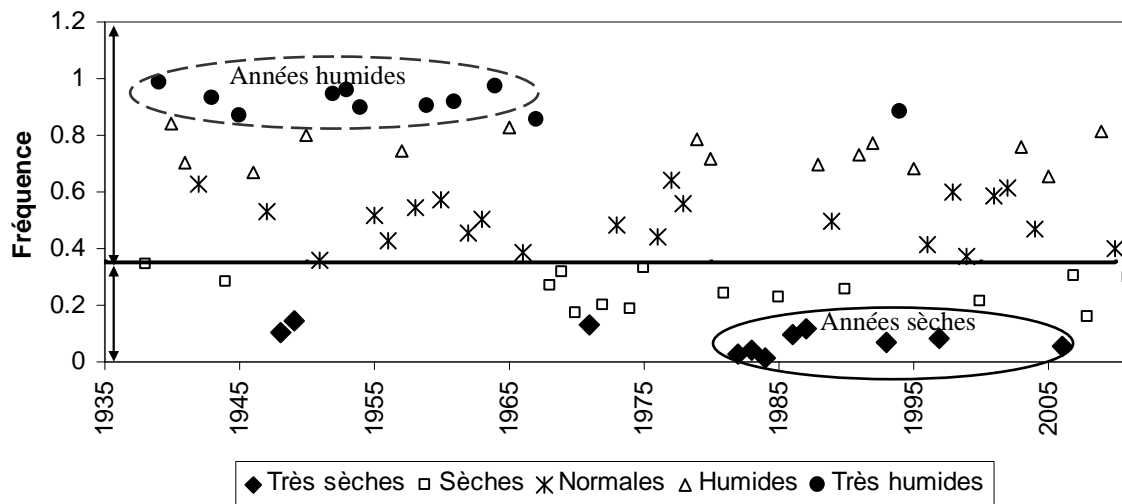


Figure III.5 : Années excédentaires et déficitaires à la station de Téra (1938-2011).

III.1.2.4. Variabilité saisonnière des précipitations

Les figures III.6, III.7 présentent les moyennes mensuelles calculées sur les différentes décennies de la période 1970-2008. Pour cette analyse, sont considérés uniquement les quatre mois les plus pluvieux. En effet, près de 90% des pluies tombent sur la période allant de juin à septembre, et le mois d'août reste le plus arrosé suivi par celui de juillet (Ousmane, 1988). Cette tendance est maintenue selon que la période soit humide ou déficitaire. Néanmoins, on observe une modification au niveau du degré de la pluviosité mensuelle, ressentie surtout au niveau des mois les plus pluvieux de juillet et août.

Les périodes 1970-1979 et 1980-1989 ont été déficitaires par rapport à celles de 1990-1999 et 2000-2008. Pour la décennie 1970-1979, on observe que le mois d'août enregistre presque la même hauteur pluviométrique que celui de juillet à Téra et à Gothèye. Au cours des décennies 1980-1989 et 1990-1999, le mois d'août est largement plus arrosé que les autres mois. Ousmane (1988) montre que cette concentration des précipitations est favorable à la recharge mais elle serait néfaste pour les cultures (Balme-Debionne, 2004).

En considérant les périodes antérieures et postérieures de l'année de rupture (1987), une hausse pluviométrique est observée sur tous les mois excepté celui de juillet à Téra (figure, III.8). La sensibilité à la variation climatique très marquée de la zone de Téra par rapport à celle de Gothèye sont les caractéristiques propres au climat sahélien (Ozer et al., 2009).

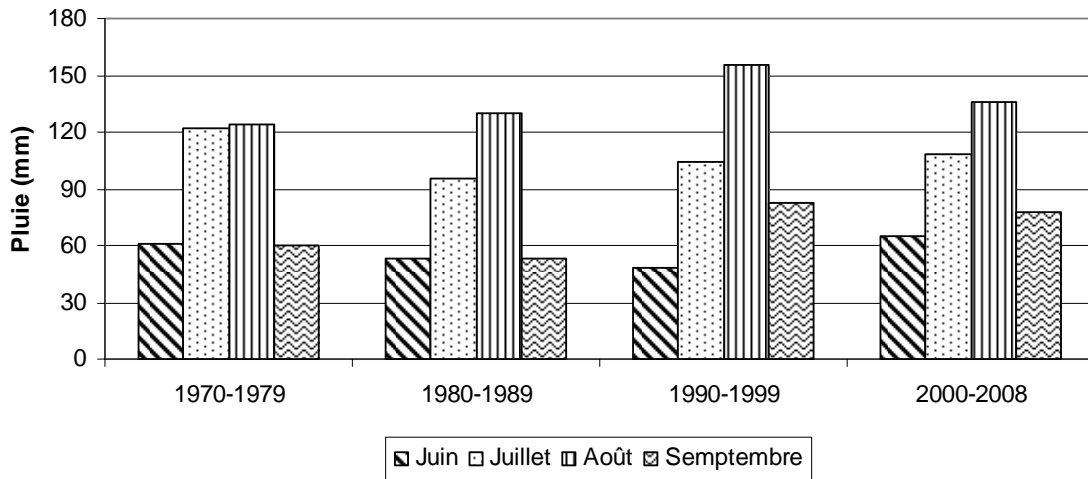


Figure III.6 : Variation moyenne mensuelle de la pluviométrie à Téra (1970-2008).

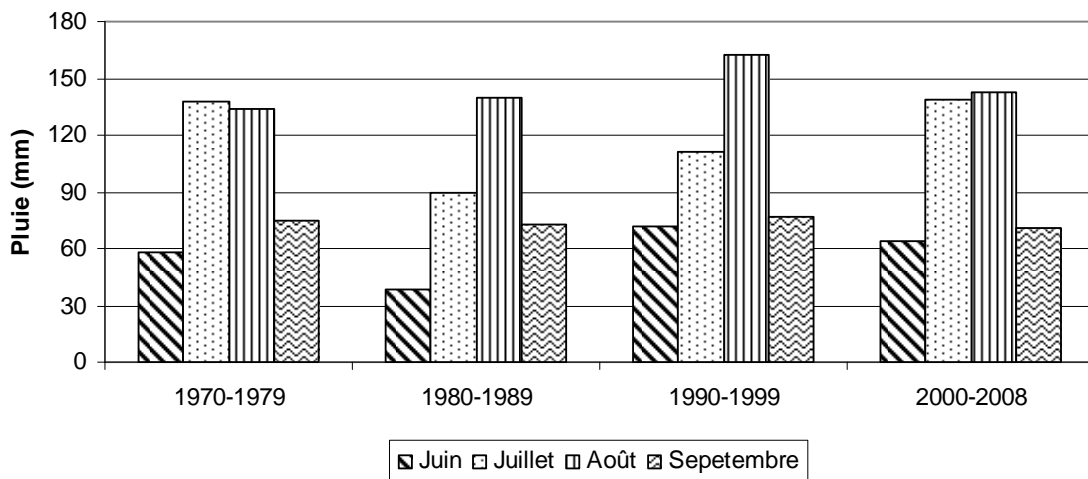


Figure III.7 : Variation moyenne mensuelle de la pluviométrie à Gothèye (1970-2008).

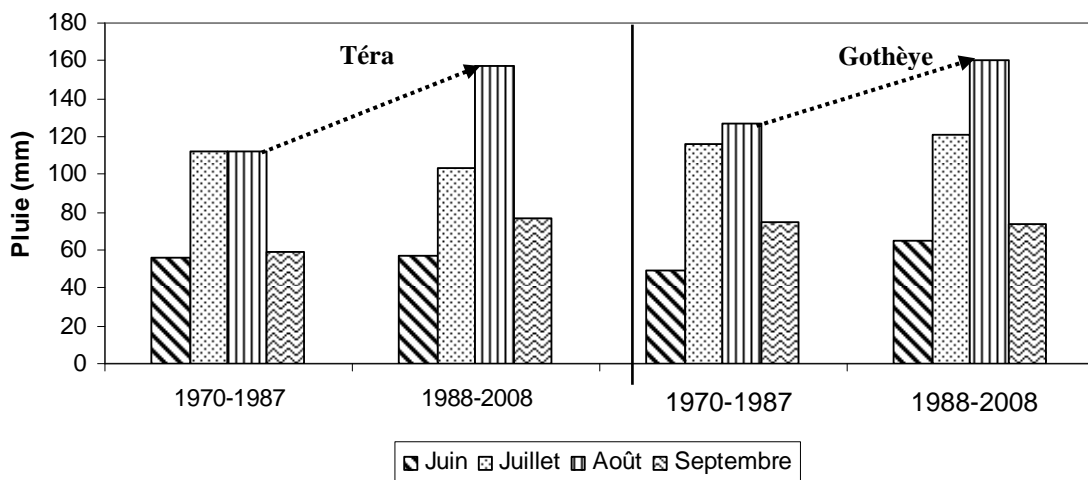


Figure III.8 : Variation moyenne mensuelle avant et après 1987 (1970-2008).

III.1.2.5. Fluctuation interannuelle du débit et du coefficient d'écoulement du Dargol

Les indices hydrométriques annuels de Dargol (1961-1993) mettent en évidence deux tendances matérialisées par la courbe (tireté) des moyennes mobiles (figure III.9). Une tendance à la baisse est observée sur la période 1961-1972, suivie d'une hausse à partir de 1973. Les analyses du test de Pettitt confirment ces tendances avec une rupture peu significative identifiée autour de 1972 (figure III.10). Ces résultats indiquent que les débits de la rivière augmentent à partir de 1972 alors que les pluies diminuent. Les travaux réalisés sur les rivières sahéliennes d'Afrique de l'Ouest (Mahé et *al.*, 2003 ; 2005) expliquent ce paradoxe et l'ont lié à la dégradation des états de surface (Leduc et Loireau, 1997 ; Amogu, 2009). Ainsi, le coefficient d'écoulement calculé sur le Dargol à Téra avant 1972 est de 6,2%, contre 8,4% sur la période allant de 1972 à 1993. Ce phénomène explique, en partie, la fréquence des crues enregistrées ces dernières années dans les pays sahéliens (Gallaire, 1995 ; Mahé et *al.*, 2004 ; 2005 ; Séguis et *al.*, 2004), ainsi que la hausse localisée du niveau des nappes observée sur plus de 30 ans (Leduc *al.*, 1998 ; Favreau, 2000 ; Favreau et *al.*, 2009) au Niger. Leduc et *al.* (1998) observent les effets conjugués des fluctuations pluviométriques et des actions anthropiques (déforestation, barrage) sur le volume des écoulements de la Komadougou à la station de Bagara qui a varié de 150 à 700 millions de m³/an sur la période 1965-1985.

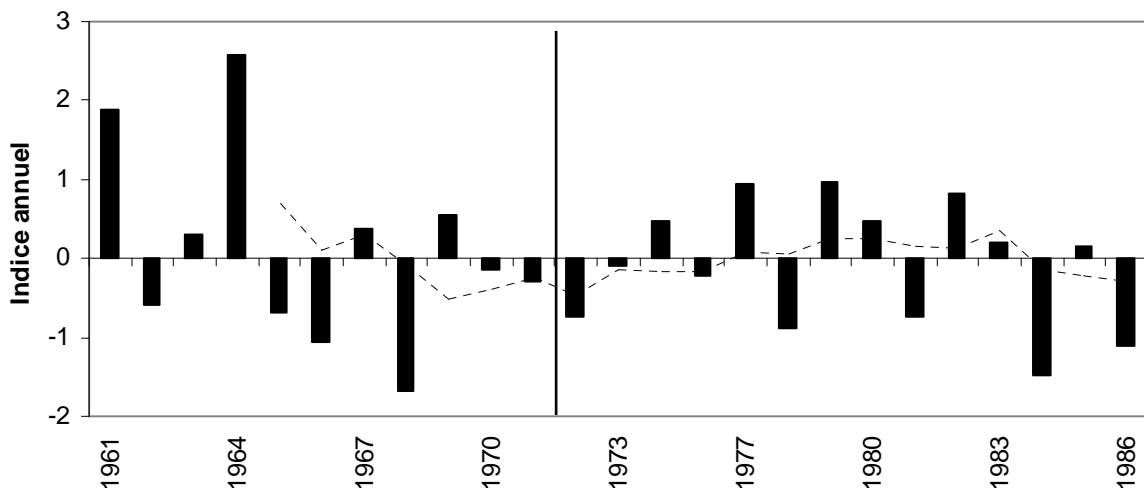


Figure III.9 : Evolution des indices centrés réduits des débits annuels de Dargol à Téra (1961-1993).

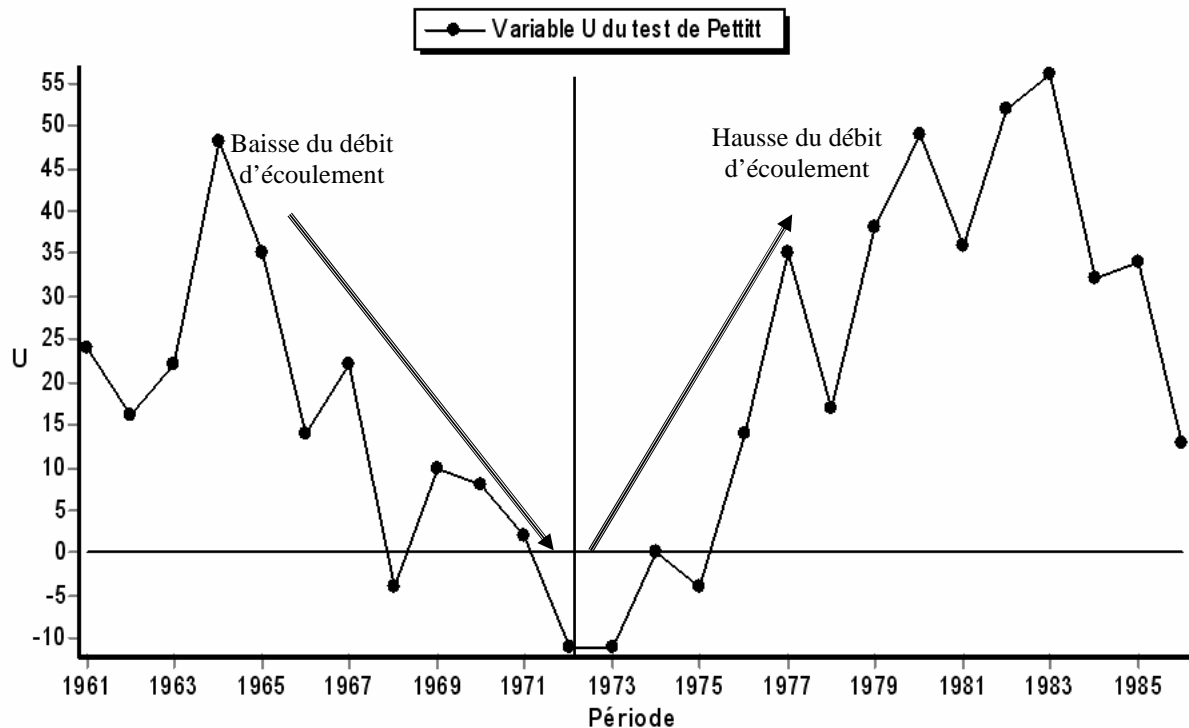


Figure III.10 : Test de Pettitt appliqué aux débits moyens annuels de Dargol à Téra (1961-1993).

III.1.3. Évapotranspiration et bilan hydrologique

III.1.3.1. Évapotranspiration

L'évapotranspiration, notée ET, regroupe les phénomènes d'évaporation et de transpiration qui correspondent, respectivement, à la quantité d'eau extraite par la vapeur d'eau et celle du flux d'évaporation à travers les racines des plantes et les pores des feuilles. Ainsi, l'évapotranspiration potentielle, notée ETP, est l'évapotranspiration calculée avec l'hypothèse selon laquelle, il y a toujours suffisamment d'eau disponible pour la satisfaire. Si cette quantité d'eau est insuffisante, l'évapotranspiration réelle, notée ETR, est alors fonction de l'ETP et de la quantité d'eau disponible (de Marsily, 2004 ; Dassargues, 2007). La valeur de l'ETR est donc toujours inférieure ou égale à celle de l'ETP. Il existe plusieurs formules empiriques pour estimer l'évapotranspiration potentielle (Thorntwaite, Turc, Penman, ...). Ces formules sont basées sur des mesures de variables climatologiques (température, ensoleillement, vitesse de vent, ...).

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé les valeurs journalières de l'ETP calculées sur la période 1984 – 1993 par la Direction de la Météorologie Nationale du Niger selon la formule de Penman. Le choix de cette période est motivé par le souci d'être en

conformité avec la série chronologique d'écoulement de Dargol en notre possession, mais aussi, par la particularité de cette période en terme de bouleversement d'ordre climatique.

Les valeurs mensuelles moyennes de l'ETP calculées à la station de Tillabéry (1984-1993) sont comprises entre 152 mm (en novembre) et 215 mm (en mai). Comme attendu, la figure III.11 montre que les fortes valeurs de l'ETP sont observées pendant la période de forte chaleur (mars à mai), par contre, elles s'abaissent en début de la saison des pluies (juin) pour atteindre son minimum au mois de novembre. Ces valeurs restent toujours faibles jusqu'au mois de janvier où les températures sont basses (Ousmane, 1988 ; de Marsily, 2004).

L'évapotranspiration potentielle annuelle calculée à la station de Tillabéry (1984-1993) varie de 2076 mm (1988) à 2408 mm (1990) avec une moyenne interannuelle de 2207 mm pour une pluviométrie de 382 mm. À l'échelle annuelle, on constate que la valeur de l'ETP dépasse de plus de cinq fois la hauteur pluviométrique moyenne. La figure III.11 montre aussi que les moyennes mensuelles de l'ETP sont supérieures à la pluviométrie mensuelle sur toute l'année. Il se pose alors le problème de l'applicabilité de la méthode de Thornthwaite pour le calcul de l'ETR au pas mensuel dans ces zones à déficit pluviométrique et à variation spatiale importante de la recharge. Cette contrainte nous a amené à utiliser le modèle de Thornthwaite grâce à l'algorithme développé au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Liège. Cet algorithme utilise les données journalières de l'ETP et des précipitations pour simuler l'ETR et les valeurs de l'eau utile.

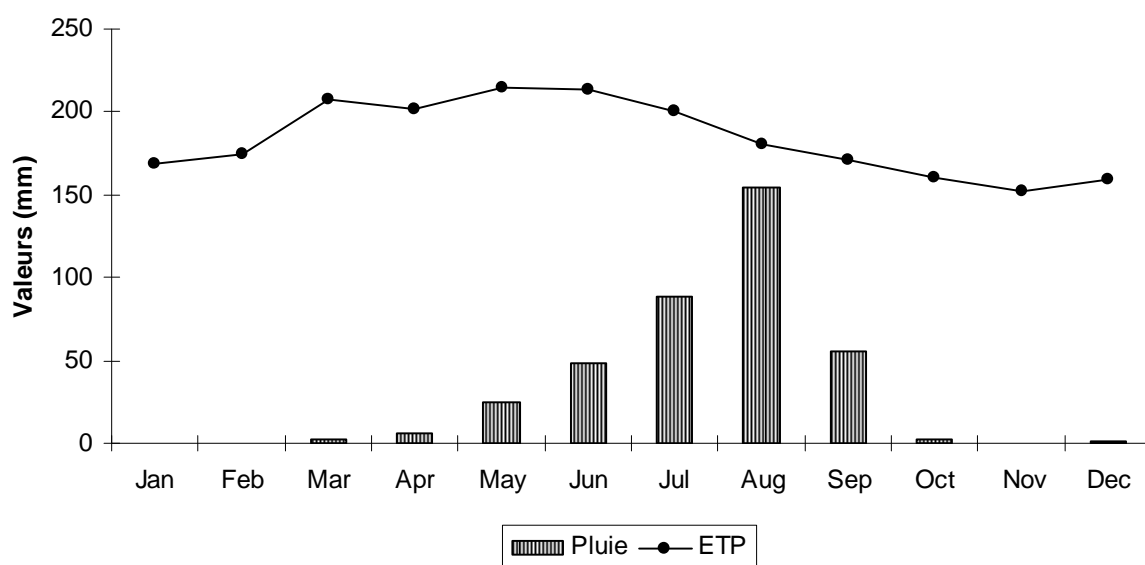


Figure III.11 : Variation moyenne mensuelle de l'ETP et de la pluie (1984-1993).

III.1.3.2. Bilan hydrologique

Le schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite est basé sur le principe selon lequel la pluie tombée sur le bassin se répartit entre l'évapotranspiration réelle, le ruissellement et l'infiltration dont l'équation générale est :

$$P = ETR + R + I + \Delta S, \text{ avec :}$$

P = précipitations ;

ETR = évapotranspiration réelle ;

R = ruissellement ;

I = flux sortants ;

ΔS = variation de l'humidité du sol.

La résolution de cette équation simple réside sur l'évaluation de tous les termes du bilan. Compte tenu de l'insuffisance des données disponibles, et du manque d'informations sur les échanges entre les eaux souterraines et celles de surface, il a été retenu l'établissement d'un bilan hydrologique global. Ainsi, en admettant que pour des périodes très longues les variations de stocks d'eau, ΔS , sont nulles (Banton et Bangoy, 1999), l'équation du bilan devient :

$$P = ETR + R + I$$

La différence entre précipitations et évapotranspiration réelle ($P-ETR$) est égale à la pluie efficace (P_{eff}) regroupant le ruissellement et l'infiltration ($R+I$), ainsi, l'équation ci-dessus peut s'écrire :

$$P \approx ETR + P_{eff}$$

Connaissant les valeurs des précipitations et celles de l'évapotranspiration potentielle, on peut ainsi calculer l'évapotranspiration réelle et la pluie efficace ou l'eau utile à partir de la méthode du stock d'humidité de Thornthwaite.

L'utilisation de cette méthode est basée sur trois hypothèses (de Marsily, 2004 ; Dassargues, 2007) :

- l'humidité dans le sol est représentée par un "stock" renouvelable, noté STO ;
- la valeur maximale du "stock", noté STOMAX, est connue ;
- l'infiltration ne peut se réaliser que si la valeur du "stock" a atteint son maximum. Cette valeur maximale est notée STOMAX.

Ces hypothèses supposent que la satisfaction de l'ETP puis de STOMAX prime sur l'infiltration efficace et le ruissellement.

Cette méthode a pour avantage d'éviter l'étude complexe des écoulements en zone non saturée en utilisant le stock d'humidité rechargeable (Dassargues, 2007). Le principe de la méthode peut se résumer comme suit (Réménieras, 1986) :

- si $P > ETP$: $ETP = ETR$, et l'excédent des précipitations sur l'ETP est emmagasiné dans l'humidité du sol dont il augmente les réserves jusqu'à ce que ce dernier soit saturé (valeur égale à STOMAX). Après la satisfaction du STOMAX, le surplus des précipitations sera utilisé pour la recharge de nappe et l'écoulement de surface ;
- si $P < ETP$: dans ce cas, les précipitations sont insuffisantes pour satisfaire l'ETP, alors, l'ETR est égale à la somme des précipitations du mois et de toute ou une partie de la réserve du stock d'humidité du sol. L'utilisation de ce stock mène aux situations suivantes :
 - si la réserve du mois précédent est assez suffisante pour combler le déficit des précipitations, l'ETR est encore égale à l'ETP ;
 - si la réserve est insuffisante pour satisfaire l'ETP, alors l'ETR est égale aux précipitations du mois plus la réserve disponible.

La difficulté rencontrée dans l'utilisation de la méthode de Thornthwaite réside dans le choix du STOMAX qui dépend de la nature et de la texture du terrain, et de son couvert végétal. Il dépend aussi de l'influence de l'épaisseur de la couche superficielle. Les valeurs de STOMAX retrouvées dans la littérature varient d'un auteur à l'autre. Selon Réménieras (1986), la saturation est atteinte lorsque ces réserves sont comprises entre 10 et 20 mm par 30 cm d'épaisseur de sol en terrain sablonneux et plus de 100 mm par 30 cm d'épaisseur de sol en terrain limoneux ou argileux. Cette valeur, peut atteindre 300 mm dans les zones arides (de Marsily, 2004).

D'après l'Institut de Radio-Isotope (IRI) de l'Université Abdou Moumouni de Niamey, les valeurs de STOMAX varient de 60 à 110 mm au Niger (Ousmane, 1988). Compte tenu de cette importante gamme de valeurs et du caractère hétérogène des produits d'altération dans le bassin de Dargol, nous ferons varier le STOMAX de 50 à 110 mm dans l'objectif de trouver des valeurs réalistes adaptable à ce genre de milieu.

Le code de calcul de Thornthwaite est conçu pour les données mensuelles ou décennales, toutefois le calcul des données peut se faire au pas journalier grâce à l'algorithme développé au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Liège.

Le tableau III.5 présente les résultats du bilan en fonction de la variation du STOMAX. On constate que :

- plus on augmente le STOMAX, plus la valeur de l'eau utile diminue et pour certaines années on constate qu'il n'y aurait pas de lame d'eau efficace ;
- en dessous d'un certain seuil de précipitation, on peut considérer qu'il n'y a pas d'infiltration, alors que les niveaux des nappes superficielles augmentent pendant chaque saison pluvieuse ;
- une succession d'années à recharge nulle (1984 à 1987) quelque soit la valeur du STOMAX, ce qui est conforme aux années très déficitaires de la décennie 1980 (Cf. figure III.5) ;
- d'une année à l'autre la lame d'eau efficace varie de 0 à près de 92 mm/an, ce qui explique une variabilité temporelle importante de la recharge.

Tableau III.5 : Évaluation de l'eau utile selon les valeurs de STOMAX.

Année	Pluie (mm)	ETP (mm)	Valeurs STOMAX (mm)			
			50	75	95	110
			Eau utile (mm)			
1984	224	2153	0	0	0	0
1985	353	2316	0	0	0	0
1986	297	2114	0	0	0	0
1987	315	2144	0	0	0	0
1988	512	2076	81	54	34	19
1989	432	2320	92	67	47	32
1990	355	2408	10	0	0	0
1991	520	2314	51	17	0	0
1992	529	2095	82	54	34	19
1993	285	2130	0	0	0	0

Ces observations montrent l'importance du choix de STOMAX dans la détermination réaliste de l'infiltration. Selon Réménieras (1986), la valeur du STOMAX peut être fixée à 50 mm dans les terrains rocheux et dans les sols perméables pré- désertiques.

En se référant aux travaux de Ousmane (1988), on peut raisonnablement fixer la valeur de STOMAX à 50 mm car l'environnement de la zone d'étude s'apparente à celui décrit plus haut ; ce qui correspondrait à une lame d'eau de l'ordre de 10 à 92 mm/an, disponible pour l'infiltration et le ruissellement. Ce résultat est valable pour les années à pluviométrie annuelle supérieure à 370 mm (Tableau III.6). Les valeurs de l'ETR calculées varient de 340 à

469 mm. Ainsi, pour les années humides (1988, 1989, 1990, 1991) de la période 1988-1992, l'équation du bilan se résume comme suit :

$$469 \text{ mm (Pluie)} = 406 \text{ mm (ETR)} + 63 \text{ mm (Eau utile)}$$

Pour les études d'eau souterraine, l'élément le plus important à déterminer est la part de la pluie qui atteint la nappe. Les travaux réalisés dans la partie Sud-Ouest du Niger ont montré l'impact des modifications environnementales sur le ruissellement et le régime hydrologique des cours d'eau (Mahé et *al.*, 2003), ainsi que les mécanismes de recharge des nappes (Leduc et Loireau, 1997 ; Favreau et *al.*, 2009). Lors des pluies intenses, les koris se remplissent rapidement et débordent les berges de leurs lits mineurs voire majeurs, pour provoquer des inondations parfois violentes (Gallaire, 1995). Par contre, les pluies douces et prolongées, produisent des faibles ruissellements mais favorisent l'infiltration. Ce constat fait apparaître la complexité de la détermination de différents termes du bilan. Néanmoins, le ruissellement a pu être déterminé à partir des débits mesurés sur Dargol à la station de Tétra. Ainsi, la valeur moyenne de coefficient de ruissellement est de 8% pour la période postérieure à la rupture de 1972 (Cf. figure II.10), alors l'équation ci-dessus devient :

$$469 \text{ mm (Pluie)} = 406 \text{ mm (ETR)} + 26 \text{ mm (Infiltration)} + 37 \text{ mm (Ruissellement)}$$

Tableau III.6 : Évaluation de l'infiltration dans le bassin de Dargol (1984-1993).

Année	Pluie (mm)	ETR (mm)	Eau utile (mm) STOMAX = 50 mm	Ruissellement (mm)	Infiltration (mm)	Coefficient Infiltration (%)
1984	224	224	0	18	0	0
1985	353	353	0	28	0	0
1986	297	297	0	24	0	0
1987	315	315	0	25	0	0
1988	512	431	81	41	40	8
1989	432	340	92	35	58	13
1990	355	345	10	28	0	0
1991	520	469	51	42	10	2
1992	529	447	82	42	40	2
1993	285	285	0	23	0	0

Ces résultats sont conformes à ceux obtenus au Maroc (Wildemeersch, 2007) au Burkina Faso (Campaoré et *al.*, 1997 ; Dakouré, 2003 ; Filippi et *al.*, 1990) et au Niger (Ousmane, 1988 ; Girard, 1993). Ils montrent la prépondérance du ruissellement par rapport à l'infiltration, contrairement à ce qui s'observe dans les zones plus pluvieuses (Dakouré, 2003).

Cependant, il ne faut pas perdre de vue que la méthode de Thornthwaite est utilisée à l'échelle du bassin, or en zone semi-aride l'infiltration se fait très localement, en plus elle est fonction de la grande variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie. Compte tenu de ces contraintes, les taux de la recharge pourraient être supérieurs à ceux calculés à l'échelle du bassin. Toutefois, au cours des années particulièrement sèches l'infiltration pourrait être nulle. Les résultats de cette étude sur les taux d'infiltration laissent supposer qu'en dessous des hauteurs pluviométriques de 350 mm, ceux-ci seraient quasiment nuls. Toutefois, cette conclusion doit être nuancée, car s'il est admis que l'infiltration dépend de l'intensité et de la durée de la pluie instantanée, celle – ci est tributaire également de l'hivernage précédent, comme en témoigne la valeur importante d'infiltration, 92 mm, de l'année 1989 dont la pluie annuelle est de 432 mm, tandis qu'elle était de 81 mm pour l'année 1988, plus pluvieuse, 512 mm.

III.2. CARACTÉRISTIQUES HYDROGÉOLOGIQUES DU BASSIN DE DARGOL

Après l'analyse des réseaux de fractures et l'étude hydroclimatique au sein du bassin, ce volet de l'étude porte sur les paramètres hydrodynamiques et géologiques des aquifères fracturés de socle du bassin de Dargol. Les données utilisées dans le cadre de cette étude sont celles des fiches techniques de 140 forages des différents Programmes d'Hydraulique Villageoise et les relevés piézométriques effectués, pendant trois campagnes, au cours des travaux de thèse. Les données contenues dans les fiches techniques comprennent : les coupes lithologiques, les épaisseurs des altérites (EA), les profondeurs des ouvrages, les profondeurs des arrivées d'eau (AE), les débits air lift et des paramètres hydrodynamiques (transmissivité, débit spécifique, coefficient d'emmagasinement, niveau statique) pour certains forages. La durée des essais de pompages destinés à déterminer les débits critiques d'exploitation des ouvrages et les profondeurs d'installation des pompes à motricité humaine, ne dépasse jamais quatre heures. Cette masse importante des données peut être considérée comme assez représentative et fiable pour déterminer les caractéristiques hydrogéologiques des aquifères de

socle du bassin en vue d'améliorer la connaissance de leur potentialité hydrique pour un développement socio-économique et environnemental durable au sein du bassin de Dargol.

III.2.1. Étude piézométrique

Dans la zone d'étude, les mesures piézométriques ou des niveaux d'eau des ouvrages remontent à la période de mise en exploitation des forages. Aucun suivi régulier du niveau d'eau n'est réalisé dans les forages et même pas dans ceux exploités par la SEEN. Tous les ouvrages sont en exploitation et les mesures se font très tôt le matin après démontage des pompes. Les données piézométriques interprétées dans ce paragraphe sont les mesures saisonnières faites en mai 2009, en octobre-novembre 2009, en avril-mai 2010, ainsi que, celles des campagnes de mesures mensuelles réalisées sur sept ouvrages, pendant la période allant d'octobre 2009 au mois de janvier 2012. Ces mesures seront comparées à celles du BRGM (1980 et 1988), d'IWACO (1983), de Ousmane (1988) et de World Vision (2003), afin de mieux apprécier les variations interannuelles des niveaux d'eau ainsi que les facteurs qui influencent ces variations.

III.2.1.1. Directions principales d'écoulement

La carte des directions principales d'écoulement a été établie à partir de 40 points de mesure répartis sur une superficie d'environ 1000 Km². Tous les points d'observation ont été nivelés au niveau optique par l'équipe de l'IRD de Niamey. Les référentiels utilisés à cet effet sont les côtes des bornes de nivellement routier, l'altitude de la côte du déversoir du barrage et les côtes d'échelles limnimétriques placées au niveau du barrage et sur le lit de Dargol.

La carte des directions principales d'écoulement (figure III.12) établie en période de hautes eaux (octobre-novembre 2009), montre une forte influence du relief sur les niveaux piézométriques. L'orientation des flux souterrains semble être influencée par celle des eaux de surface, dont les directions générales sont guidées par les directions des fractures majeures, Nord-Est, Sud-Est et Est-Ouest (Cf. chapitre II).

Les points hauts de la nappe constituant des petits dômes piézométriques sont observés à l'Ouest, au Sud-Ouest, au Nord et au centre. Ces points hauts semblent être influencés respectivement par la mare de sékomé, la zone d'épendage de Tchantchaga, la mare de Fonéko et le barrage de Téra. Les gradients hydrauliques, très prononcés près de la ligne des crêtes (limite Nord-est), montrent, par ailleurs, l'influence de la topographie sur les écoulements souterrains. Les bas niveaux piézométriques se situent dans la partie Sud-est du bassin en suivant le lit de Tilim jusqu'à sa zone de confluence avec le lit majeur de Dargol.

Les figures III.13 et III.14 montrent l'influence des eaux de surface sur quelques forages réalisés autour du barrage de Téra.

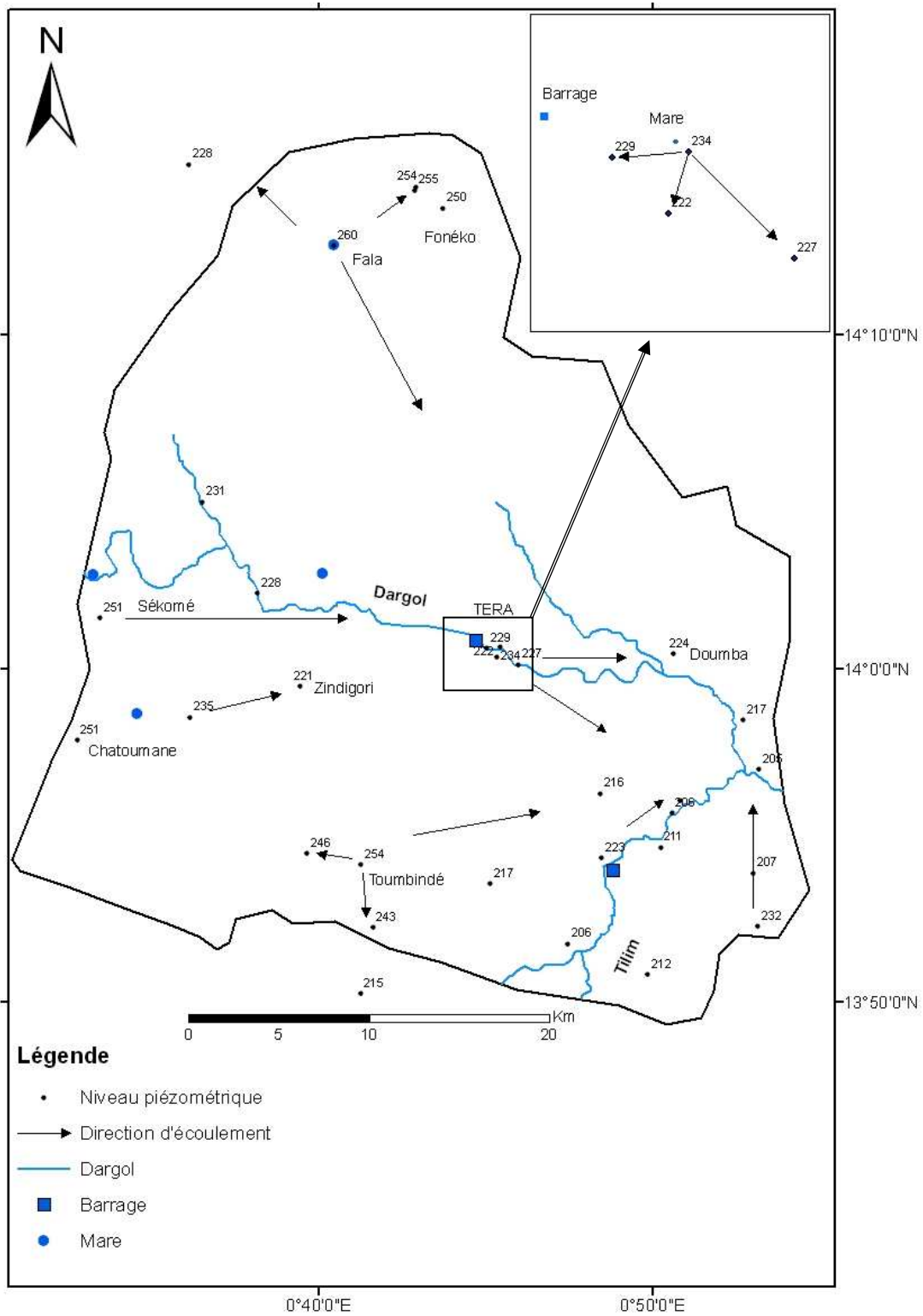


Figure III.12 : Directions principales d'écoulement (Octobre-Novembre 2009).

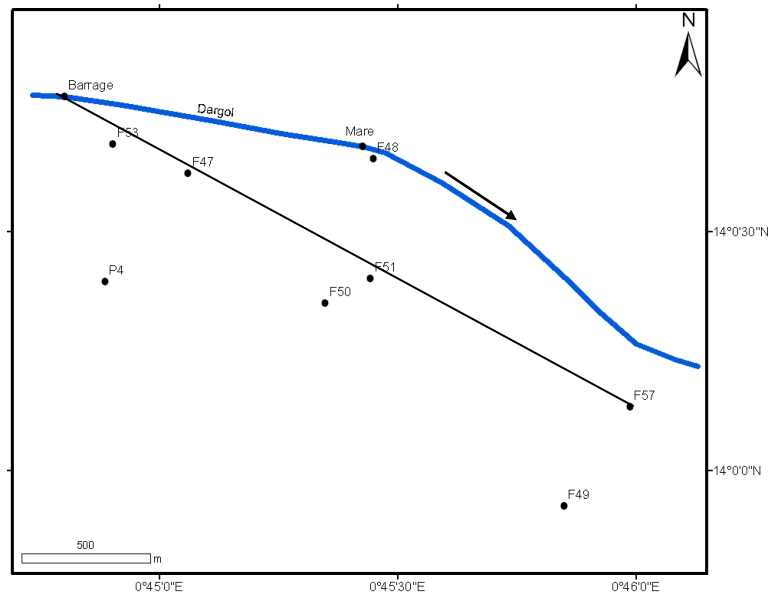


Figure III.13 : Exemple des forages implantés à proximité d'un cours d'eau.

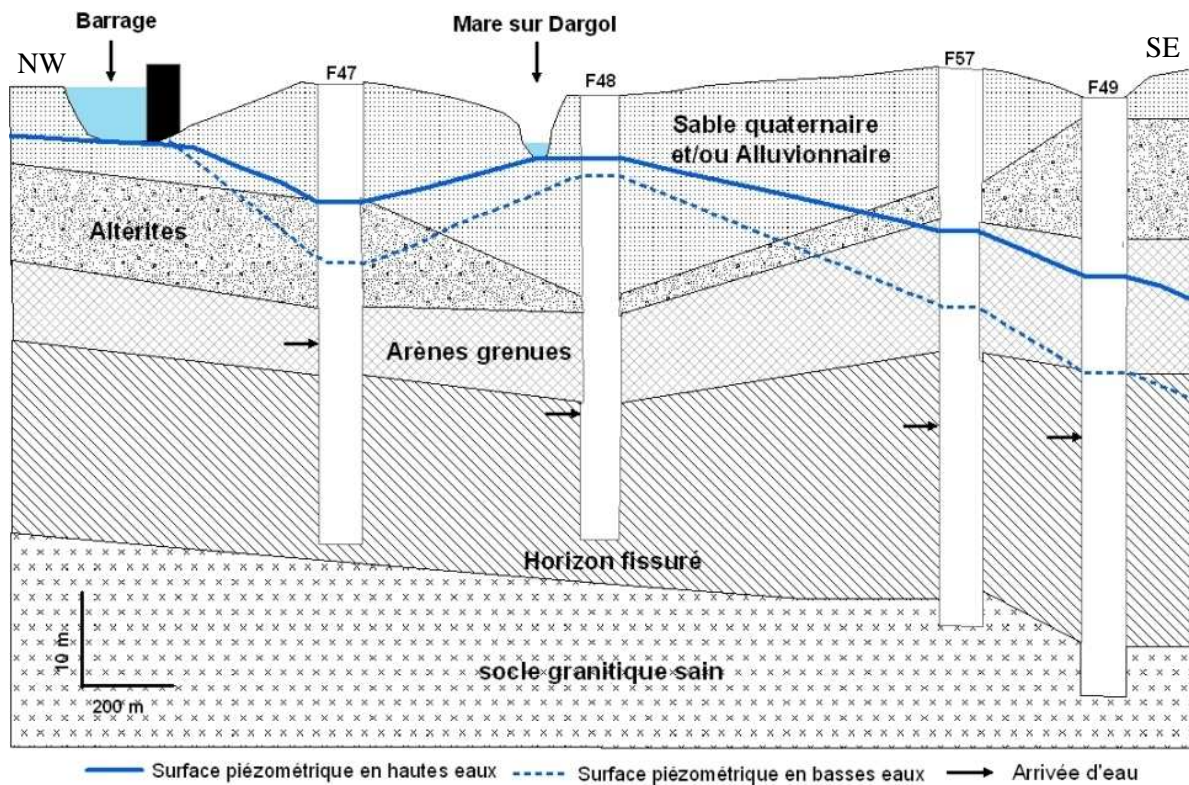


Figure III.14 : Influence des eaux de surface sur la recharge.

III.2.1.2. Étude temporelle de la piézométrie

Le suivi mensuel des sept (7) piézomètres du mois d'octobre 2009 au mois de janvier 2012 a porté sur les observations des niveaux de la nappe superficielle d'altérites (2 puits) et ceux des aquifères fracturés profonds du socle (5 forages). Les graphiques dressés à partir des ces mesures (figure III.15) permettent de faire les observations suivantes :

- en période sèche (étiage), les niveaux piézométriques commencent à s'abaisser à partir de la fin du mois d'octobre – début novembre, pour atteindre leurs niveaux les plus élevés en mai ;
- en période pluvieuse (les hautes eaux), on observe une remontée brutale et progressive des niveaux des nappes. Les maxima sont atteints en août-septembre voire en octobre, soit deux à quatre mois après le début de la saison des pluies.

Les mesures effectuées pendant les deux périodes de basses eaux (mai 2009 et avril - mai 2010) et au cours de la période de hautes eaux (octobre-novembre 2009) montrent que les hauteurs des fluctuations des niveaux des nappes varient en fonction de la géomorphologie, des saisons et de l'année (tableau III.7). L'amplitude de fluctuations des niveaux des nappes entre les périodes de hautes et basses eaux varie de 0,29 m à 13,1 m.

Les variations des niveaux d'eau sont plus importantes dans les forages implantés en altitude (plateaux, dunes, points assez éloignés des marigots) que dans ceux situés à proximité immédiate des principaux marigots (Boukari, 1982 cité par Guiraud et Travi, 1990). L'accentuation de cette amplitude qui s'observe au niveau des zones dunaires pourrait s'expliquer par la décharge liée à l'évaporation.

L'évolution des niveaux piézométriques observée au cours de l'année 2011 se caractérise par une très faible variation des niveaux d'eau tendant à la stabilité dans certains points d'eau (PC₂, et F₄₅). Ainsi, les pluies de 2011 dont la hauteur est de 367 mm pour une hauteur moyenne interannuelle de 447 mm (1938-2011) ne semblent pas avoir contribué à la recharge directe des nappes. Par contre, les niveaux d'eau dans les ouvrages situés à proximité des barrages de Diagourou et de Téra (PC₂, F₃, F₄₈) montrent des remontées sensibles qui pourraient s'expliquer par une recharge indirecte des nappes à partir des eaux de surface ou par un phénomène de transmission de la pression hydraulique entre aquifères. Cette observation corrobore celle relevée par certains auteurs dans le Liptako au cours de la période déficitaire de 1981 (Ousmane, 1988). Elle confirme, par ailleurs, les résultats des calculs du bilan hydrologique, selon lesquels, le seuil de la recharge directe est de 350 mm de pluie annuelle (Cf. III.1.3.2.).

La comparaison des niveaux piézométriques entre les périodes de basses eaux (2009 et 2010) montre en général une hausse qui varie de 0,1 m à 1,4 m. Cette variation interannuelle est faible par rapport à la hauteur pluviométrique importante enregistrée en 2009 (545 mm en 2009 contre 334 mm en 2008). Cela pourrait s'expliquer par le fait que la succession des années exceptionnellement sèches ou pluvieuses a un effet cumulatif sur la recharge des nappes. Dans ce milieu semi-aride où la sécheresse est récurrente depuis la fin des années 1960, la recharge des nappes suit aussi l'influence de ces fluctuations pluviométriques interannuelles, et varie considérablement d'une année à l'autre (Filippi et *al.*, 1990 ; Yaméogo, 2008).

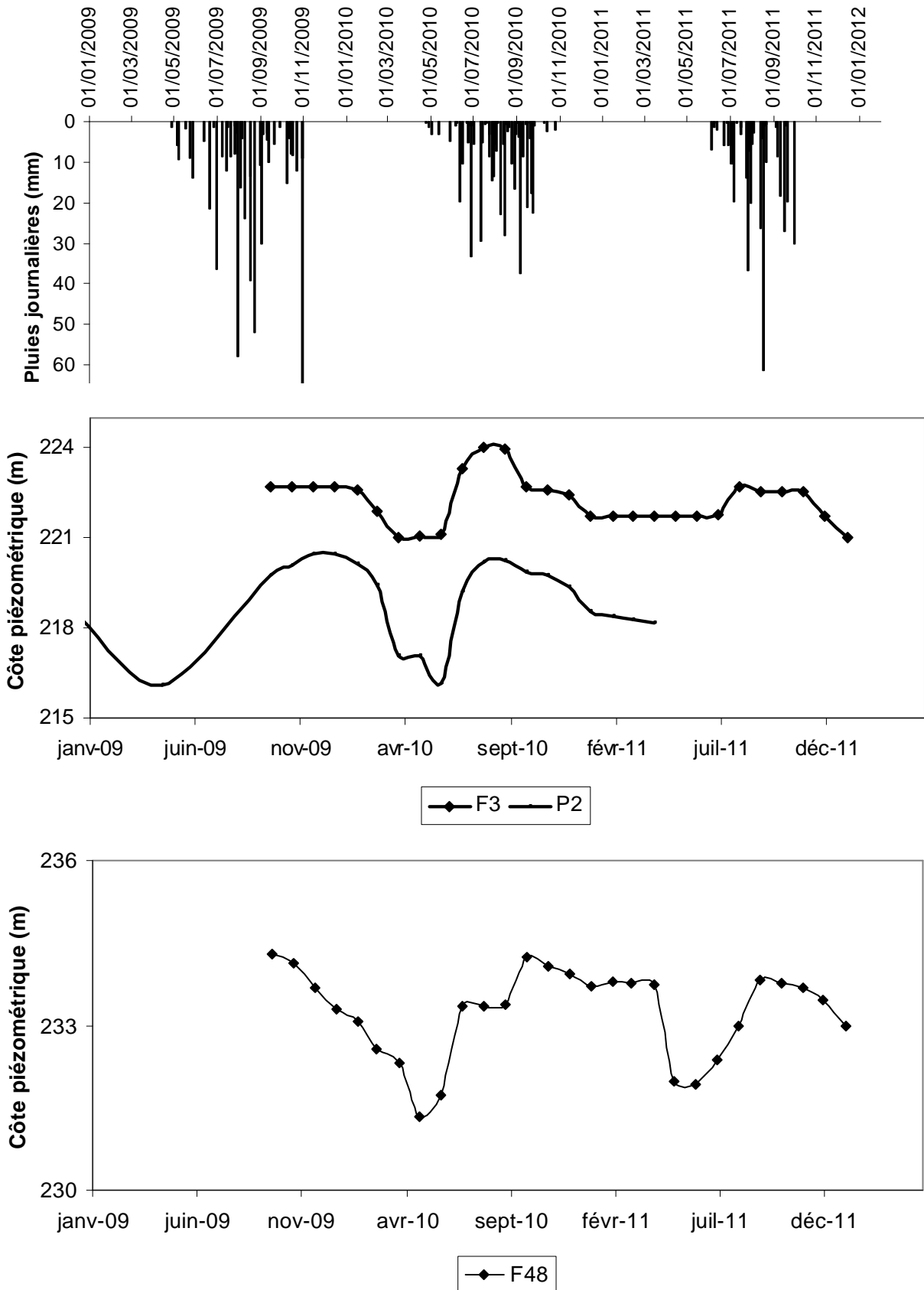


Figure III.15 : Fluctuation de niveaux piézométriques des puits et forages dans le bassin de Dargol (Janvier 2009 à janvier 2011).

Tableau III.7 : Variation inter-saisonnière et inter-annuelle des niveaux piézométriques.

F : forage, PC : puits cimenté, PT : puits traditionnel, A : altérites, G : granitoïdes, RV : roches vertes, BE : basses eaux, HE : hautes eaux.

Localités	Type	Aquifères	HE09-BE09	BE10-HE09	BE10-BE09	Observations
Yanga Peulh	F44	RV	0,29	-1,22	-0,93	dune
Tilim	F40	RV	1,21	-0,97	0,24	bas-fond
Tondigoungou	F6	G	13,1	-9,58	3,52	dune
Toumbindé	F15	RV	1,24	-1,74	-0,5	ruisseau
Foneko	F17	G	7,82	-6,42	1,4	dune
Chatoumane	F30	G	0,91	-0,59	0,32	bas-fond
Kababangou	F27	G	1,12	-1,25	-0,13	ruisseau
Lilingo	F9	RV	1,22	-0,12	1,1	Tilim
Fantafotou	F10	RV	0,48	-5,5	-5,02	dune
Tchantchaga	F11	RV	3,41	-3,14	0,27	plateau
Tampiana	F13	RV	0,67	6,83	7,5	mare
Kalbara	F16	RV	1,23	-1,77	-0,54	ruisseau
Doumba	F37	RV	1,76	-1,15	0,61	ruisseau
Doundyel	F38	G	1,06	-1,04	0,02	ruisseau
Tourikoukoye	F39	RV	1,76	-1,57	0,19	Tilim
Sékomé	F32	G	0,69	-0,65	0,04	mare
Tera camp	F47	G	1,74	-1,32	0,42	barrage
Bondyo	F42	G	11,71	-13,34	-1,63	Plateau
Guerobanguia	PT1	G	3,12	-3,1	0,02	dune
Guerobanguia	PC3	A	5,9	-5,88	0,02	dune
Tera	PC4	A	0,86	-0,46	0,4	barrage
Diagourou CSI	F1	RV	0,91	-0,71	0,2	Tilim
Diagourou PC école	PC1	A	2,7	-2,6	0,1	Tilim
Diagourou PC	PC2	A	3,7	-2,69	1,01	Tilim
Zindigori	F25	G	3,87			dune

III.2.2.3. Comparaison de nos mesures piézométriques à celles des années antérieures

Les comparaisons sont effectuées sur le même ouvrage et à des périodes identiques. Elles portent sur les données des mesures piézométriques effectuées en 1980, 1988, 2003 et celles de 2009, 2010 et 2011. Cette comparaison concerne 29 ouvrages dont un seul seulement capte la nappe d'altérites. Ces résultats (figure III.16, III.17) montrent que le niveau piézométrique a augmenté dans 34% des cas (10 sur 29) alors que la majorité des ouvrages a enregistré une baisse du niveau (18 ouvrages soit 66%). L'augmentation du niveau d'eau varie de 1 à 19 m, avec une moyenne de 5,3 m. Les points ayant enregistré une augmentation se localisent au niveau des points bas du paysage (mare, zone d'épandage, lit majeur). Les quatre ouvrages qui ont enregistré les hausses les plus importantes à savoir Tchantchaga (F₁₁ : 19 m), Handaga (F₂₈ : 12,3 m), Kalbara (F₁₆ : 9,18 m) et Tampiana (F₁₂ : 6,38 m), se situent au niveau des grandes zones d'épandage des eaux ; et particulièrement, trois de ces ouvrages captent les aquifères fissurés schisteux.

L'amplitude des baisses des niveaux varie de 1,12 m à 12,92 m, pour une moyenne de 5,80 m. Les plus importantes chutes sont enregistrées à Fonéko (F_{17'} : 11,92 m), à Begorou (F₃₅ : 11,56 m) et à Zindiori (F₃₅ : 7,93 m). Ces forages se situent dans les zones dunaires. Certains forages proches des cours d'eau, ou des barrages tels que Doundyel (F₃₈ : 1,42 m) et Téra pont (F₄₈ : 1,12 m) affichent une faible variation de leurs niveaux.

D'une manière générale, ces variations du niveau de la nappe peuvent être mises en relation avec les précipitations et la dégradation des états de surface, aspects déjà discutés dans le premier paragraphe. La comparaison des niveaux d'eau dans les ouvrages entre les années antérieures réputées très déficitaires (décennie 1980) avec les mesures des années excédentaires 2009 (545 mm) et 2010 (401 mm), confirme l'impact des fluctuations climatiques sur la recharge des nappes. Paradoxalement, la comparaison entre ces niveaux et les mesures de l'année 2011, très déficitaire avec 365 mm, montre aussi une hausse des niveaux dans certains points d'eau. Cette hausse pourrait s'expliquer par l'effet de mémoire dû aux pluies excédentaires de 2009 et 2010, ayant certainement eu un impact très positif sur la recharge des nappes. Dans les régions sédimentaires voisines de la zone d'étude, plusieurs travaux ont montré une hausse piézométrique progressive des niveaux des forages situés dans les bas-fonds, depuis les années 1970 (Leduc et Loireau, 1997 ; Favreau et *al.*, 2011).

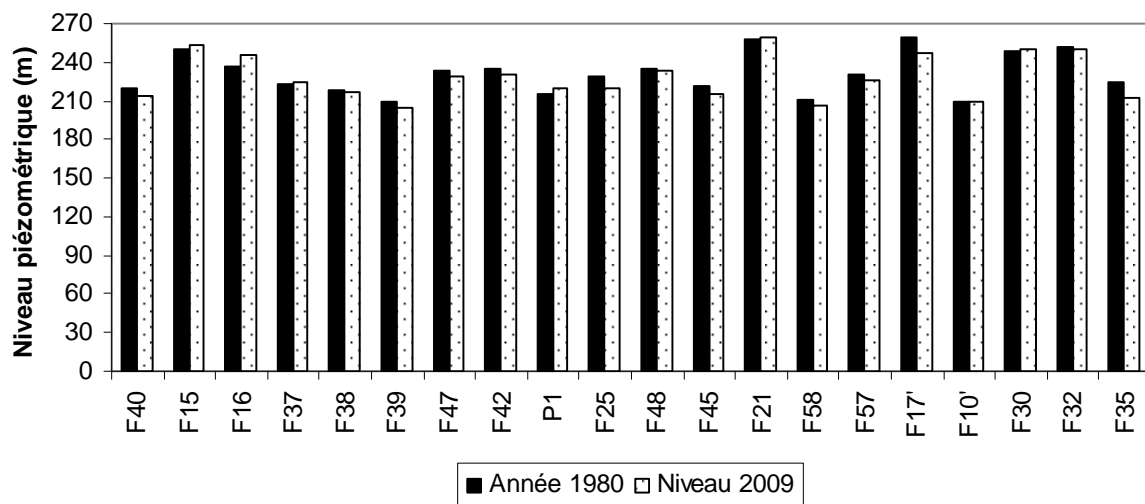


Figure III.16 : Comparaison de niveaux piézométriques entre 1980 et 2009.

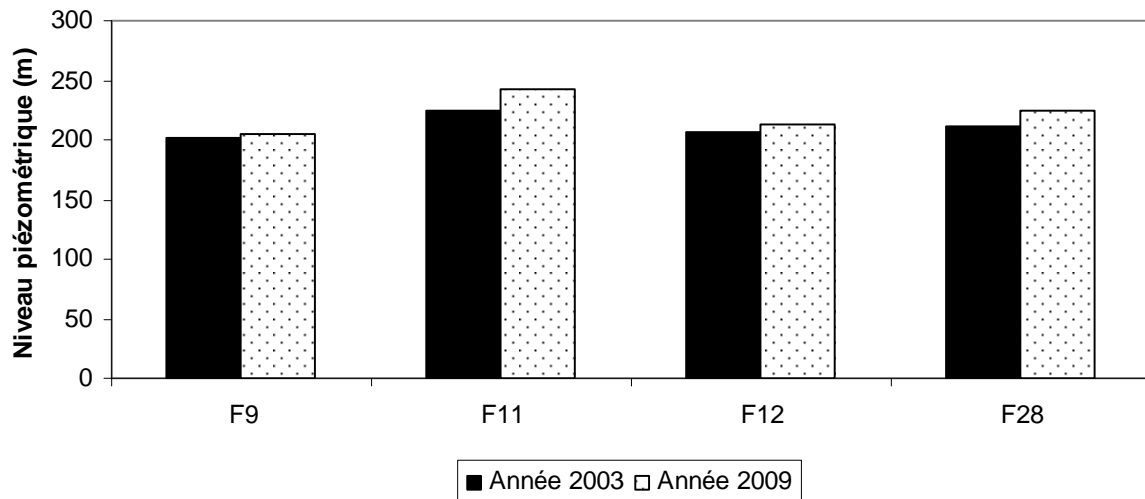


Figure III.17 : Comparaison de niveaux piézométriques entre 2003 et 2009.

Conclusion partielle

L'étude de la piézométrie a montré que l'écoulement souterrain se superpose avec la topographie définissant un écoulement du NW vers le SE, SW-NE et E-W. Ces orientations rappellent les directions majeures de champ de fractures discutées dans le chapitre précédent. La carte piézométrique montre les points bas de paysage comme pôle d'infiltration des eaux.

L'évolution temporelle de la piézométrie montre qu'elle suit la fluctuation pluviométrique. La comparaison des niveaux piézométriques des années 1980 à ceux des années 2009 et 2010 montre une baisse des niveaux pour plus de 65% des ouvrages. Par contre certains ouvrages proches du lit majeur ou mares montrent une hausse alors que d'autres restent stables.

III.2.2. Propriétés hydrodynamiques des aquifères fissurés

Dans le cadre de cette thèse, il n'a pas été possible de réaliser des essais de pompages pour déterminer les paramètres hydrodynamiques des aquifères de socle. Les données existantes sont celles des essais de puits réalisés sur des forages isolés sans aucun piézomètre. Dans ce cas, les mesures utilisées pour calculer les paramètres hydrodynamiques, notamment la transmissivité, sont celles de remontée pour minimiser les effets dus aux pertes de charge.

Les calculs des paramètres hydrodynamiques (transmissivité, coefficient d'emménagement) sont effectués à l'aide de l'équation simplifiée de Theis. Par la suite, nous avons effectué le calcul de la "conductivité hydraulique" équivalente "Ke" (perméabilité) après la détermination de l'épaisseur de la nappe sur la base des niveaux crépinés. Pour les

forages à deux ou trois niveaux des crépines, nous avons tout simplement fait la somme de ces niveaux uniquement. Cette hypothèse est très forte car l'épaisseur des nappes fissurées et/ou fracturées de socle est mal connu du fait que les forages ne dépassent rarement les cent premiers mètres de sol.

Les valeurs moyennes des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de socle sont portées dans le tableau III.8.

Tableau III.8 : Paramètres hydrodynamiques des aquifères fissurés du Liptako.

Aquifère	Caractéristiques	Nombre	Moy.	Mini.	Max.	Ecart-Type	C.V. (%)
Granitoïdes	Qsp (m ³ /h/m)	38	0,13	0,007	0,58	0,13	100
	T (m ² /s)	39	5,7.10 ⁻⁵	4,5.10 ⁻⁶	3,5.10 ⁻⁴	6,13.10 ⁻⁵	108
	K (m/s)	21	3,35.10 ⁻⁶	2,42.10 ⁻⁷	9,32.10 ⁻⁶	2,79.10 ⁻⁶	83
	S (%)	23	2,3.10 ⁻⁵	1,1.10 ⁻⁸	8,1.10 ⁻⁵	2,6.10 ⁻⁵	115
	Débit (m ³ /h)	57	1,91	0,3	5,8	1,5	78
	Profondeur (m)	57	62	39	120	19,8	32
	Epaisseur d'alt. (m)	54	18,66	2	38	8,76	47
Roches vertes	Qsp (m ³ /h/m)	10	0,33	0,004	1,69	0,5	153
	T (m ² /s)	10	2,1.10 ⁻⁴	3,2.10 ⁻⁵	8,7.10 ⁻⁴	2,4.10 ⁻⁴	116
	K (m/s)	8	1,14.10 ⁻⁵	2,77.10 ⁻⁶	2,6.10 ⁻⁵	7,32.10 ⁻⁶	64
	Coeff. d'emm. S (%)	6	3,89.10 ⁻⁵	1,2.10 ⁻⁶	1,5.10 ⁻⁴	5,62 ⁻⁵	145
	Débit (m ³ /h)	33	2,72	0,4	10	2,5	92
	Profondeur (m)	33	63	35	115	22	35
	Epaisseur d'alt. (m)	33	22	7	64	11	49

III.2.2.1. Débit spécifique (Qsp)

Le débit spécifique noté Qsp correspond au débit pompé (Q), rapporté au rabattement (ΔH) pour un temps (t) de pompage. Les valeurs calculées pour toutes formations confondues oscillent entre 0,004 m³/h/m et 1,69 m³/h/m, avec une moyenne de 0,23 m³/h/m. Ces valeurs sont en général faibles (< 1 m³/h/m), car sur 46 forages, un seul présente un Qsp supérieur à 1 m³/h/m. Il s'agit du forage de Tilim (F₄₀), en terrain schisteux, captant la même fracture kilométrique que les forages de Tourkoukoye (F₃₉), Diagourou (F₃), dont les débits enregistrés varient de 5 à 10,8 m³/h. Selon Engalenc (1978), pour obtenir des débits spécifiques > à 0,2 m³/h/m, il faut rechercher les fractures kilométriques.

Ces résultats sont du même ordre de grandeur que ceux trouvés par d'autres auteurs dans le socle de l'Afrique de l'Ouest (Biemi, 1992 ; Lasm, 2000).

III.2.2.2. Transmissivité (T)

Les valeurs moyennes sont respectivement de $5,7 \cdot 10^{-5}$ m²/s dans les granitoïdes et $2,1 \cdot 10^{-4}$ m²/s dans les roches vertes. La plus faible valeur, de l'ordre 10^{-6} m²/s, a été observée dans les granitoïdes, par contre les valeurs de T relativement fortes, sont généralement supérieures ou égales à 10^{-4} m²/s. C'est le cas du forage le plus productif (F₄₀), avec une transmissivité de $8,7 \cdot 10^{-4}$ m²/s. Les travaux de Lasm (2000) en Côte d'Ivoire ont montré comme cette étude, qu'il existe des corrélations entre la transmissivité et les autres paramètres hydrogéologiques des aquifères de socle dont, entre autre, les débits spécifiques, la nature lithologique des réservoirs, les directions et la densité de fracturation.

Ces résultats s'inscrivent dans la même gamme des valeurs de transmissivité observées en zone de socle de l'Afrique de l'Ouest (Biemi, 1992 ; Savané, 1997 ; Lasm, 2000) en général, et du Niger en particulier (Ousmane, 1988).

III.2.2.3. Perméabilité (K)

Les valeurs calculées sont comprises dans l'intervalle de $2,42 \cdot 10^{-7}$ m/s et $2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s avec des moyennes de $3,35 \cdot 10^{-6}$ m/s et $1,14 \cdot 10^{-5}$ m/s respectivement observées sur les granitoïdes et les roches vertes.

Dans la zone de socle en général et de l'Afrique de l'Ouest en particulier, les mesures de la perméabilité sont très rares, car l'estimation de cette grandeur est très délicate. Néanmoins, des auteurs ont donné l'ordre de grandeur de ce paramètre.

Ainsi, les valeurs calculées sont comparables à celles trouvées par Yaméogo (2008) dans le socle granitique du Burkina Faso. Des valeurs similaires sont obtenues dans d'autres régions de socle notamment en Suède (Carlsson et Olsson, 1981 cités par Faillat, 1986), en Inde (Maréchal et *al.*, 2003) et en Djibouti (Houmed-Gaba, 2009).

III.2.2.4. Coefficient d'emménagement (S)

Les valeurs du coefficient d'emménagement calculées varient de $1,1 \cdot 10^{-8}$ à $2,6 \cdot 10^{-5}$ avec des valeurs moyennes respectives de $2,3 \cdot 10^{-5}$ et $3,89 \cdot 10^{-5}$ pour les aquifères des granitoïdes et des roches vertes. Dans les roches fracturées en général, ce coefficient varie de 10^{-7} à 10^{-2} (Engalenc, 1978). Les résultats obtenus dans le cadre de ce travail s'inscrivent donc dans cette tranche, par ailleurs, ils sont concordants avec ceux obtenus par d'autres auteurs dont Savadogo (1984) ; Faillat (1986) ; Biémi (1992), et Yaméogo (2008) en Afrique de l'Ouest et Durand (2005) en France. Cependant, des valeurs élevées, de l'ordre de 10^{-2} et 10^{-3} ont été obtenues respectivement dans les aquifères volcaniques très fracturés de Djibouti (Jalludin, 1993) et dans les aquifères granitiques de Madagascar (Grillot, 1992).

Cette analyse brève des paramètres hydrodynamique montre leur grande variabilité due à plusieurs facteurs dont, entre autre, la fracturation.

III.2.3. Relations entre les paramètres hydrogéologiques et la productivité des ouvrages

III.2.3.1. Profondeur des forages

La profondeur des forages varie de 36 à 120 m avec une moyenne de 60 m et un écart-type de 20 m. L'observation de la figure III.18 montre que la relation entre le débit et la profondeur totale de forage n'est pas linéaire. Les meilleurs débits sont observés entre 30 et 65 m.

Parmi ces forages, 24% (33 forages sur 140) ont des profondeurs supérieures à 65 m de profondeur et malgré cela, deux d'entre eux seulement enregistrent des bons débits (6 et 9 m³/h), tandis que tous les restes ont des débits inférieurs à 2 m³/h. Les deux forages les plus profonds à savoir Tampiana (115 m) et Sinéssika (120 m) enregistrent des débits très faibles, respectivement de 0,6 m³/h et 0,4 m³/h. Cela montre que la productivité des ouvrages semble être liée à d'autres facteurs que la profondeur.

Des auteurs ont donné des limites de profondeur à ne pas dépasser pour la recherche d'eau en zone de socle (Engalenc, 1978-1981 ; Savadogo, 1984 ; Biemi, 1992 ; Ousmane, 1988 ; Kouamé, 1999 ; Jourda ; 2005). Sur les roches granitiques, la profondeur limite pour avoir un bon débit n'excède jamais 50 m, alors qu'elle peut atteindre 60 m et même être légèrement dépassée dans les schistes.

Ces résultats sont conformes avec les études antérieures (Ousmane, 1988 ; Yaméogo, 2008) qui fixent une profondeur optimale de 50 à 60 m et au-delà de 80 m de profondeur, la recherche devient aléatoire et plus souvent inutile car la quasi-totalité des fractures sont fermées. D'après Engalenc (1981), il est possible de trouver de l'eau jusqu'à 120 m de profondeur sur un accident majeur (plus de 10 km de long) soigneusement étudié

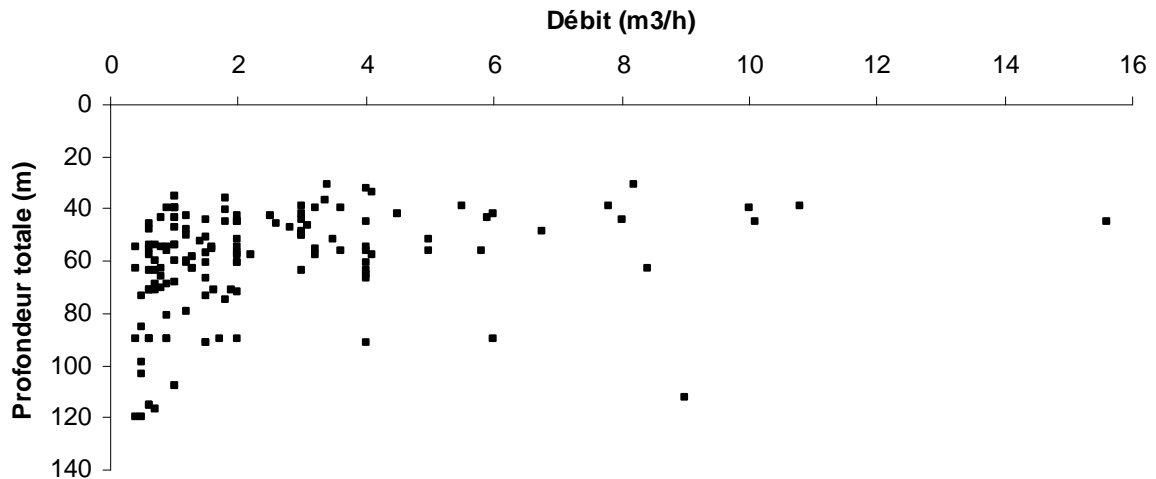


Figure III.18 : Relation entre le débit moyen et la profondeur totale des ouvrages.

III.3.3.2. Arrivées d'eau (AE)

Dans le bassin de Dargol, le nombre des venues d'eau au niveau des forages varie de deux à trois, mais il peut parfois atteindre quatre voire cinq. La distribution des venues d'eau dans les forages du bassin de Dargol (figure II.19) montre que 76% de ces venues d'eau sont observées dans les 60 premiers mètres au dessus du socle sain. Au-delà de cette profondeur, les arrivées deviennent rares voire quasi-absentes. Cependant, la zone la plus productive se situe à une profondeur comprise entre 40 et 50 m en moyenne dans les granitoïdes, et autour de 60 m environ dans les schistes. A partir de ce constat, la profondeur optimale des forages serait de 50 m dans les granitoïdes et de 60 m dans les roches vertes, ce qui a été déjà retenu par d'autres auteurs (Faillat, 1986 ; Ousmane, 1988 ; Kouamé, 1999 ; Lasm, 2000).

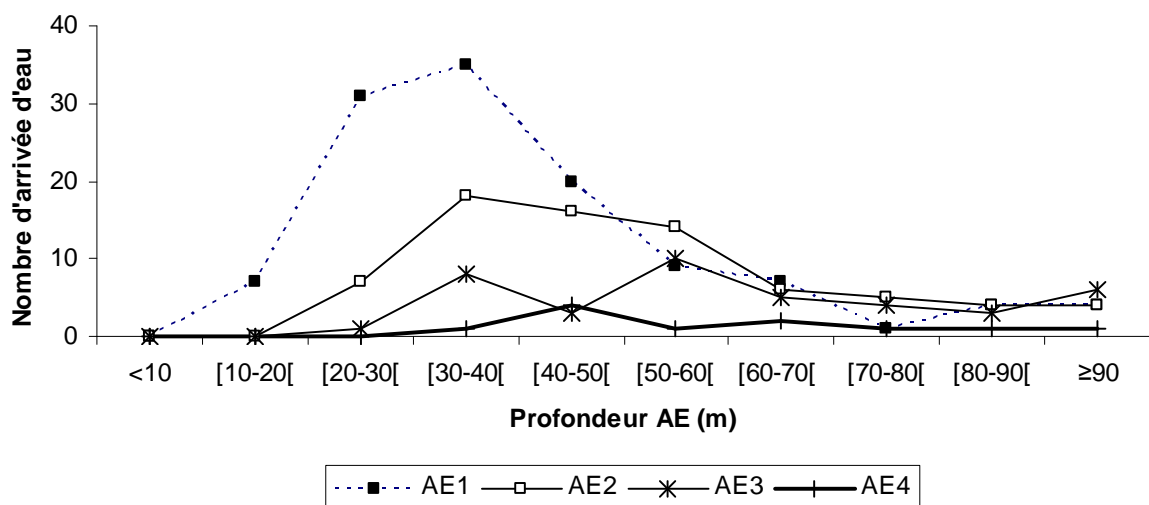


Figure III.19 : Relation entre le nombre d'arrivées d'eau et la profondeur.

III.2.3.3. Épaisseur d'altération

La figure III.20 ne montre aucune relation significative entre la puissance de l'altération et les débits des forages dans le bassin de Dargol, contrairement aux travaux d'autres auteurs.

En effet, selon Kouamé (1999) et Yaméogo (2008), les tranches d'altérites comprises entre 15 et 40 m donnent des bons débits, mais en dehors de cet intervalle, la fraction argileuse devient dominante d'où, des débits faibles voire nuls.

De même, une relation positive existe entre l'épaisseur de l'altération et la productivité des ouvrages dans les formations granito-gneissiques, cette relation tend à être négative dans les formations schisteuses (Engalenc, 1978). La figure III.21, élaborée à partir des débits moyens (débits $\geq 2 \text{ m}^3/\text{h}$), montre que cette relation est de tendance franchement positive au niveau des forages captant les granitoïdes, mais nuancée dans les roches vertes.

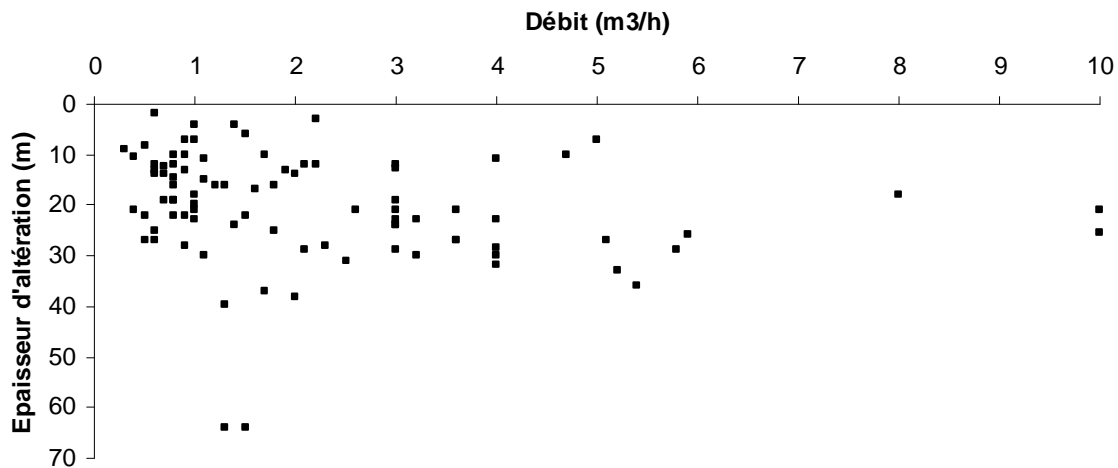


Figure III.20 : Relation entre le débit moyen et l'épaisseur d'altération.

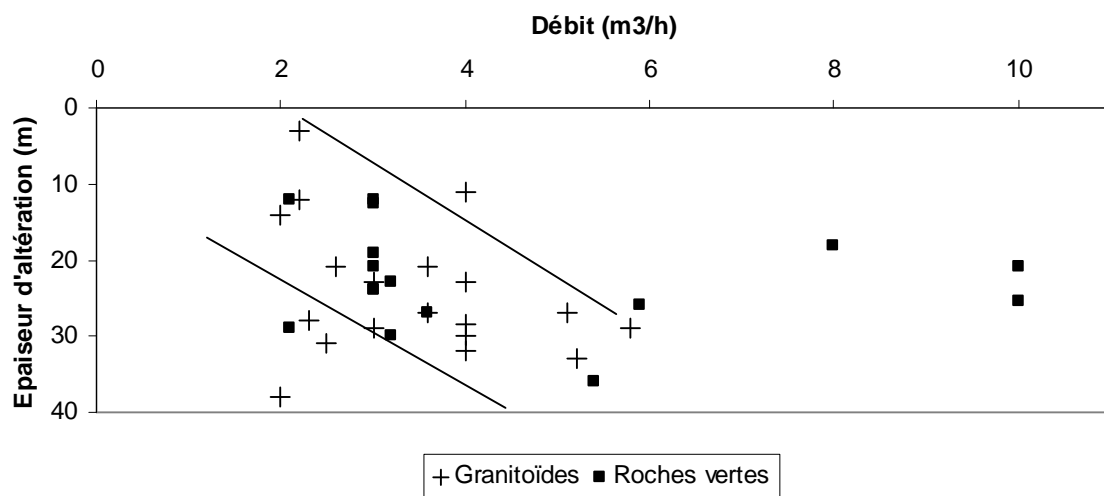


Figure III.21 : Relation entre le débit moyen $\geq 2 \text{ m}^3/\text{h}$ et l'épaisseur d'altération.

III.3.4. Relation fracturation et productivité des ouvrages

Dans la région de socle de l'Afrique, le C.I.E.H. subdivise les débits des ouvrages en quatre classes principales qui sont :

- de 0 à 1 m³/h, très faibles ;
- de 1 à 2,5 m³/h, débits faibles ;
- de 2,5 à 5 m³/h, moyens ;
- supérieur à 5 m³/h, débits forts.

Dans le bassin de Dargol, les débits des forages varient de 0,5 à 15 m³/h. La classe des débits moyens et forts est de 33%, ce qui est acceptable pour l'hydraulique villageoise. Les débits très faibles et faibles ont des taux respectifs de 35% et 32%. L'importance de ces dernières classes (67%) montre que le problème d'approvisionnement en eau potable de la population et leur cheptel se pose encore avec beaucoup d'acuité dans cette zone. Par conséquent, des nouvelles investigations s'imposent afin de localiser les sites susceptibles de donner de forages à forts débits. Dans cette perspective il a été dressé une carte multicouches (figure III.22) permettant de tirer les renseignements suivants :

- les forages à gros débits sont ceux implantés sur les nœuds des fractures ou proches de ceux-ci, et leurs volumes des débits semblent proportionnels aux tailles des fractures. Toutefois, la productivité des fractures est fonction de leurs caractéristiques hydrauliques (Lasm, 2000 ; Saley, 2003 ; Kouadio et *al.*, 2008) ;
- dans le bassin de Dargol, les directions les plus productives sont principalement : NE-SW (N40° à N60°), E-W (N70° à N100°). Par contre, les directions NW-SE et N-S n'offrent que des débits modestes, généralement inférieurs à 2,5 m³/h. Ces principales directions de fracturation ont été mises en évidence par l'étude des images satellitaires et des observations de terrain (Cf, chapitre II) ;
- les roches vertes (schistes) sont plus productives que les granitoïdes, cela pourrait s'expliquer par la présence massive des roches filoniennes (quartz, quartzites, microdiorites) ou des bancs de grès dans les schistes (Engalenc, 1978), et par le rôle capacitif de ces roches dû à la grande puissance de la couche d'altération ;
- la direction d'allongement birrimien NE-SW, la plus productive, correspond au grand couloir de cisaillement (N45°) et à la direction de schistosité observés dans le Liptako (Soumaila et Konaté, 2005). La productivité relativement faible de la direction NW-SE, pourrait être liée aux colmatages de ces fractures par des injections doléritiques (Abdou et *al.*,

1998 ; Affaton *et al.*, 2000), car l'altération de ces roches donnent des produits argileux (Engalenc, 1978).

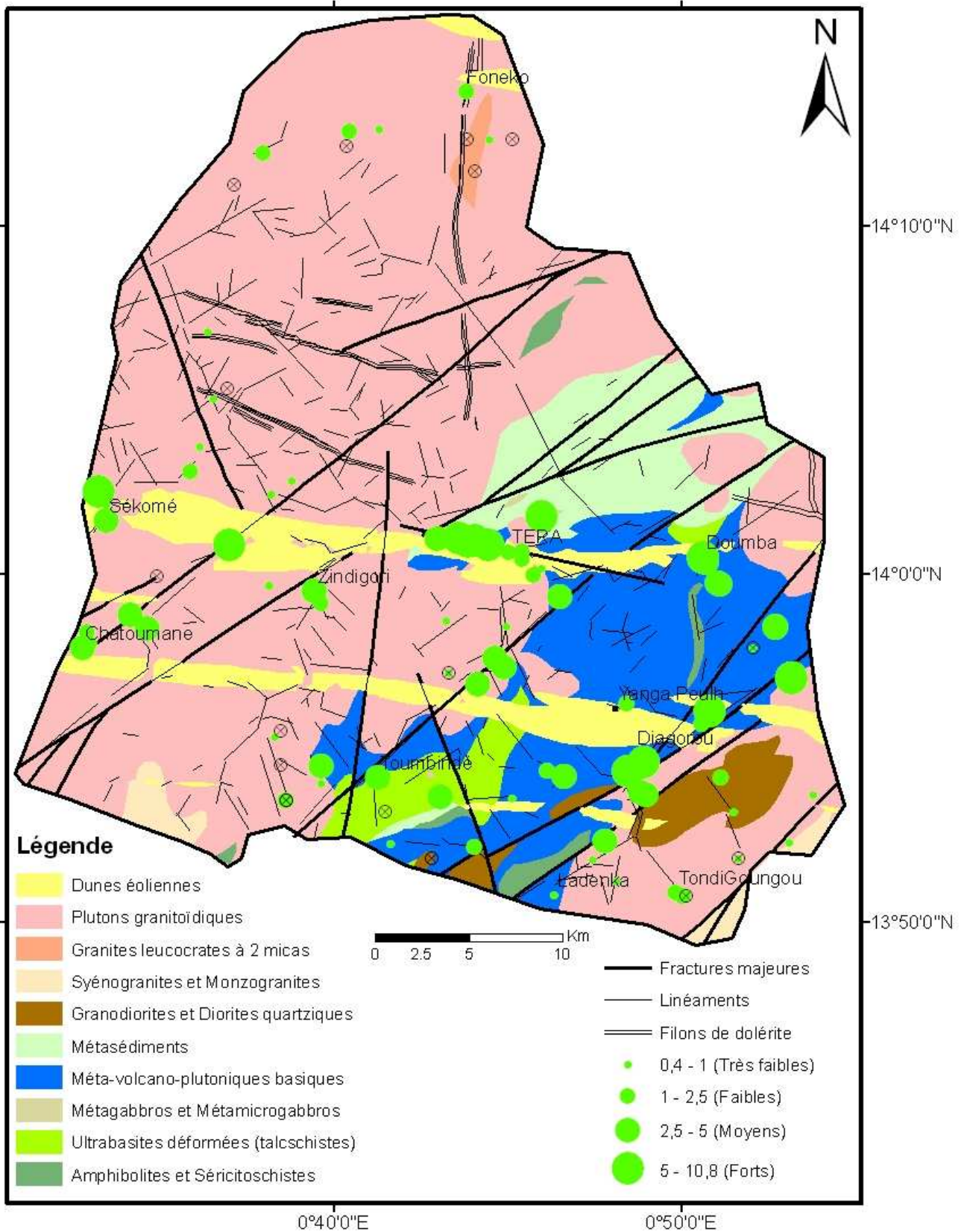


Figure III.22 : Relation productivité des ouvrages – lithologie – fracturation.

Conclusion partielle

Ces résultats, certes limités, font apparaître que la cartographie des fractures kilométriques repérées à partir des imageries satellitaires, pourrait conduire à l'accroissement des taux de pourcentage des forages à gros débits, susceptibles d'améliorer la desserte en eau potable dans la zone de socle du Liptako voire du Niger en général.

CONCLUSION

Ce chapitre dont le but est de faire le point sur les ressources en eau du bassin de Dargol, a permis de mettre en évidence la persistance et la gravité du phénomène de sécheresse, ainsi que les ruptures qu'a connu les régimes hydroclimatiques en Afrique de l'Ouest. Cette étude a aussi révélé que malgré les conditions climatiques du Sahel, les nappes pourraient se recharger à partir d'un seuil annuel des pluies supérieur à 350 mm. Cela est observé par les fluctuations piézométriques naturelles qui montrent un minimum aux mois d'avril-mai et un pic maximum aux mois d'août-septembre ou même octobre si la saison pluvieuse est prolongée. Cela est à prendre avec précaution car il pourrait être l'effet de la pression. Cette interrogation pourrait être levée à partir des études hydrogéochimiques et isotopiques.

L'étude des paramètres hydrogéologiques montre que chaque ouvrage est spécifique dans le socle du Liptako. Cette discontinuité ne facilite pas une circulation générale des eaux que si ces ouvrages captent une même fracture d'envergure régionale. Cette continuité isolée est soutenue par l'alignement des forages à fort débit sur une fracture majeure. L'apport remarquable de cette étude est la détermination des différentes directions productives NE-SW et E-W et dans une moindre mesure les directions NW-SE et N-S. La carte thématique des zones préférentielles d'écoulement produite, servira de guide pour les futures recherches d'eau souterraine dans le socle du Liptako.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA DEUXIÈME PARTIE

ABDOU A., BONNOT H., BORY KADEY D., CHALAMET D., ST MARTIN M., YOUNFA I. (1998) : Notice explicative des cartes géologiques du Liptako à 1/100 000 et 1/200 000. *Ministère des mines et de l'énergie du Niger*, 64p.

ADEPELUMI A. A., AKO B. D., AJAYI T. R., OLORUNFEMI A. O., AWOYEMI M. O., FALEBITA D. E. (2008): Integrated geophysical mapping of the Ifewara transcurrent fault system, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* 52, pp 161–166.

AFFATON P., GAVIGLIO P., PHARISAT A. (2000) : Réactivation du craton ouest-africain au Panafricain : paléocontraintes déduites de la fracturation des grès néoproterozoïques de Karey Gorou (Niger, Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci.*, 331, pp 609–614.

AL-FARES W. (2002): Caractérisation des milieux aquifères karstiques et fracturés par différentes méthodes géophysiques. *Thèse Univ. Montpellier II*, 221p.

AMOGU O. (2009) : La dégradation des espaces sahéliens et ses conséquences sur l'alluvionnement du fleuve Niger moyen. *Thèse Univ. Joseph Fourier Grenoble 1*. 425p.

BALL L. B., GE S., CAINE J. S., REVIL A., JARDANI A. (2010): Constraining fault-zone hydrogeology through integrated hydrological and geoelectrical analysis. *Hydrogeology Journal*, pp 1057–1067.

BALME-DEBIONNE M. (2004) : Analyse du régime pluviométrique dans une perspective hydrologique et agronomique. Etude de l'impact de sa variabilité sur la culture du mil. *Thèse INP Grenoble*. 162 p.

BERGAOUI M., ALOUINI A., (2001) : Caractérisation de la sécheresse météorologique et hydrologique : cas du bassin versant de Siliana en Tunisie. *Sécheresse*, 12, 205-13.

BIEMI 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 Univ. Natio. Côte d'Ivoire*, 493p.

BISCALDI R. (1962) : Reconnaissance hydrogéologique du Liptako Sud. Rapport de fin de campagne 1961 – 62. 66p. BRGM, MTP/MH).

BONNET T., COLBEAUX J.-P. (1999) : L'analyse morphologique spatialisée: apports d'une méthode à la détection des accidents, une nécessité dans l'approche hydrodynamique et karstologique des aquifères fissurés. Exemples dans le Nord de la France crayeux. *Geodinamica Acta*, 12 (3-4), 223-235.

BOUCHER M., FAVREAU G., MASSUEL S. VOUILLAMOZ J.M. (2006) : Caractérisation hydrogéologique de l'aquifère libre du Continental Terminal 3 (CT3) au Niger

par la méthode de Résonance Magnétique Protonique (RMP). *Rapport final BRGM/RP-54746-FR et Rapport IRD, 106 p.*

COMPAORE G., LACHASSAGNE P., POINTET T., TRAVI Y. (1997) : Evaluation du stock d'eau des altérites : expérimentation sur le site granitique de Sanon (Burkina Faso). *IAHS. No. 24, pp 37-46.*

DAKOURE D. (2003) : Étude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso - Mali) – Essai de modélisation. *Thèse Univ. Paris VI - Pierre et Marie Curie, 223 p.*

DASSARGUES A. (2007) : Hydrogéologie, notes de cours. *Université de Liège. inédit.*

DASSARGUES A., MONJOIE A. (1991) : Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride. *Ed, AUPELF-UREF, pp 17-22.*

de MARSILY G. (2004) : Hydrogéologie. notes de cours. *Université Paris VI. inédit.*

DEGUEN J., GUILLON J.C., MAKARSKY J., REFORD M.S., TYL I. (1978) : Interprétation du levé aéromagnétique exécuté sur la partie nigérienne du liptako - Gourma. *TERRA Survey ltd / ACDI, Contrat n° 380/00205, étude 77-10. p 233.*

DIOUF S. (1999) : Hydrogéologie en zone de socle cristallin et cristallophyllien du Sénégal oriental application de la méthode électrique 1D et 2D à la localisation et à la caractérisation des aquifères du batholite de Saraya et ses environs. *thèse univ. cad, dakar, 86p.*

DUPUIS D., PONS J., PROST A.E. (1991) : Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. *C.R. Acad. Sci. Paris, 312 (II), pp 769 – 776.*

EDET A.E., OKEREKE C.S., TEME S.C., ESU E.O. (1998): Application of remote-sensing data to groundwater exploration: A case study of the Cross River State, southeastern Nigeria. *Hydrogeology Journal, 6, pp 394–404.*

EL HADANI D. (1997) : Télédétection et système d'information géographique pour la gestion et la recherche de l'eau. *IAHS Publ. no. 242, pp 197-202.*

EL HARTI A., BANNARI A., BACHAOUI EL M., AARAB EL M., GIROUARD G., EL GHMARI A. (2004) : Synergie entre la télédétection multispectrale et les données de terrain pour la conception d'un nouveau modèle géodynamique d'ouverture du bassin paléozoïque des Jebilet centrales (Maroc). *C. R. Géoscience 336, pp 1311–1320.*

ENGALENC M. (1978) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Comité interafricain d'études hydrauliques (CIEH) – Géohydraulique, 318p.*

ENGALENC M. (1981) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines – Atlas de photo-interprétation. *C.I.E.H. – Géohydraulique, Tome III. 38p.*

FAILLAT J.P. (1986) : Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest). *Thèse Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier, 480p.*

FAVREAU G., NAZOU MOU Y., LEBLANC M., GUÉRO A., GONI I. B. (2011) : Groundwater resources increase in the Iullemeden Basin, west Africa. *IAH – International Contributions to Hydrogeology, 27. pp 113-128.*

FAVREAU G., CAPPELAERE B., MASSUEL S., LEBLANC M., BOUCHER M., BOULAIN N., LEDUC C. (2009) : Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res., 45. W00A16, doi : 10.1029/2007WR006785, pp 1-18.*

FILIPPI, C., MILVILLE, F., THIERY, D., (1990) : Évaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale : application à dix sites au Burkina-Faso. *Hydrol. Sci. J., 35, pp 29-48.*

GALLAIRE R. (1995) : Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude. Le cas de l'Aïr (Niger). *Thèse Univ. Paris Sud – Orsay. 392p.*

GIRARD P., HILLAIRE-MARCEL C., OGA M.S. (1997) : Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. *Journal of Hydrology, n° 197, pp 189–202.*

GREIGERT J., MARTIN G. (1977) : Etude pour le développement de socles hydrogéologiques de l'Ouest nigérien. Troisième campagne. Implantation de puits par sondages à la tarière mécanique et par géophysique. *Rapp. BRGM 77 age 023. P 143.*

GODERNIAUX P., BROUYÈRE S., FOWLER H. J., BLENKINSOP S., THERRIEN R., ORBAN P., DASSARGUES A. (2009) : Large scale surface–subsurface hydrological model to assess climate change impacts on groundwater reserves. *Journal of Hydrolog., 373, pp 122–138.*

GRONAYES C.C., KOFFI B. P., KOUAMÉ F. K., BROU B. K. (2003) : Identification de couloirs de cisaillement à partir de l'imagerie tm de landsat : Application à l'Archéen de Bloléquin (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Téledétection, vol. 3, n° 2-3-4, pp 217–226.*

GREIGERT J. (1968) : Les eaux souterraines de la république du Niger. Ministère des Travaux Publics, des Transports, des Mines et de l'Urbanisme de la république du Niger. *Rapport BRGM, 68 ABI 006 NIA, 2 volumes, 407 p.*

GRILLOT J. C. (1992) : Régime des eaux souterraines en milieu cristallin altéré: un exemple en zone intertropicale humide d'altitude (Madagascar). *Hydrological, 37, pp 105-117.*

GUIRAUD R., TRAVI Y. (1990) : Synthèse des connaissances l'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Socle cristallin et cristallophyllien et sédimentaire ancien. *Univ. Avignon – CEFIGRE, 2è édi., 147p.*

HOUMEDE-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 Univ. Poitiers, p 215.

HUNG L.Q., BATELAAN O., DE SMEDT F. (2005): Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Proc. of SPIE Vol. 5983, 59830T, pp 1-12.*

JALLUDIN M. (1993) : Propriétés géométriques et hydrodynamiques des aquifères en milieux volcaniques fissurés sous climat aride. République de Djibouti. *Thèse Univ. Poitiers, 261 p.*

JOURDA J. P. R. (2005) : Méthodologie d'application des techniques de télédétection et des systèmes d'information géographique à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'ouest. Concept de l'hydrotechniquespatiale : cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat d'état, Univ. Cocody 403 p.*

KARIMOUNE S., OZER A., ERPICUM M. (1990) : Les modelés éoliens de la région de Zinder (Niger méridional), étude de photogéomorphologie, note préliminaire. *Éd. AUPELF-UREF, pp 145-161.*

KOUAMÉ K. F. (2010) : Influences de la variabilité climatique et de la dégradation environnementale sur le fonctionnement de l'hydrosystème du N'zo dans la région guinéenne humide et semi-montagneuse de la Côte d'Ivoire. Contribution de la télédétection, des Systèmes d'Informations Géographiques et du modèle hydrologique HYDROTEL. *Thèse Univ. Cocody. 379p.*

KOUAME, K. F. (1999) : Hydrogéologie des aquifères discontinus de la région semi-montagneuse de Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire). Apport des données des images satellitales et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un système d'information hydrogéologique à référence spatiale. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Cocody-Abidjan, 194 p.*

KOUAMÉ K. F., PENVEN M. J., KOUADIO B. H., SALEY M. H., GRONAYES C. C. (2006) : Contribution des images d'aster de terra et D'un modèle numérique d'altitude à la cartographie morphostructurale du massif des Toura (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Télédétection, vol. 6, n°2, pp 103-121.*

KOUADIO E. K., SAVANE I., LASM T., BIEMI J. (2008) : Hydrogeology Prospecting in Crystalline and Metamorphic Area by Spatial Analysis of Productivity Potential. *European Journal of Scientific Research, 22, 3, pp 373-390.*

KOUSSOUBE Y. (1996) : Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso. Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi (province du Yatenga). *Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Univ. Cheikh Anta Diop, 210 p.*

KOUSSOUBE Y., SAVADOGO A. N., NAKOLEDOUSSÉ S. (2003) : Les différentes signatures des fractures de socle cristallin en zone sahélo-soudanienne du Burkina Faso (Bassin versant de Bidi, province du Yatenga). *Télédétection, 2003, vol. 3, n° 5, pp 419-427.*

KOUSSOUBE Y., SAVADOGO A. N., NAKOLENDOUSSE S., BAZIE P. (2006) : Efficience de trois méthodes d'investigation latérale dans la mise en évidence de contacts entre les formations géologiques du protérozoïque inférieur du Burkina Faso. *J. Sci., Vol.6, N°2, pp 105-115.*

LASM T. (2000) : Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle: Analyses statistiques et géostatistique de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire (Domaine Archéen). *Thèse Univ. Poitiers, 272 p.*

LEDUC C., SALIFOU O., LEBLANC M. (1998) : Évolution des ressources en eau dans le Département de Diffa (bassin du Lac Tchad. sud-est nigérien). *IAHS Publ, no, 252, pp 281-288.*

LEDUC C., LOIREAU M. (1997): Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahéenne (Sud-Ouest du Niger). *IAHS Publ, 240, pp 1993-2000.*

L'HÔTE Y., MAHÉ G., SOME B., TRIBOULET J. P. (2002): Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Scienc., 47, pp 56 –572.*

LUBES-NIEL H., SEGUIS L., SABATIER R. (2001) : Étude de stationnarité des caractéristiques des événements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956–1998. *C. R. Acad. Sci., 333, pp 645 – 650.*

MACHENS E. (1973) : Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mémo. BRGM, n°82, 167p.*

MAHE G., LEDUC C., AMANI. A., PATUREL J.E., GIRARD S., SERVAT E., DEZETTER A. (2003) : Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahéenne et impact sur les ressources en eau. *IAHS Pub, 278, pp 215-222.*

MAHE G., OLIVRY J.C., SERVAT E. (2005) : Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux: extrêmes et paradoxes. *IAHS Publ, 296, pp 169-177.*

MAHE G., PATUREL J-E., SERVAT E., CONWAY D., DEZETTER A. (2004) : The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River. Burkina-Faso. *Journal of Hydrology, 300, pp 33–43.*

MARECHAL J.C., WYNS R., LACHASSAGNE P., SUBRAHMANYAM K, 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. Geoscience 335, pp 451–460.*

NAKOLENDOUSSE S. (1991) : Méthode d'évaluation de la productivité des sites aquifères au Burkina Faso Géologie - Géophysique - Télédétection. Thèse Uni. Joseph Fourier – Grenoble I, 256p.

NIAMKE K. H., SALEY M. B., N'DRI B. E., OUATTARA A., BIEMI J. (2008) : Contribution à L'interprétation des Linéaments par L'exploitation des Pseudo Images, de

L'hydrographie en Région Tropicale Humide: Cas du N'zi-Comoé (Centre de la Cote D'ivoire). *Euro. Jour. Sci. Research*, Vol.24, n°1, pp.74-93.

NICHOLSON S. E. (1983): Sub-saharan rainfall the years 1976-1980: Evidence of continued drought. *Monthly Weather review*, 111, pp1646-1654.

NICHOLSON S. E. (1983): Sub-saharan rainfall 1981-1984. *Jour. Climate and applied meteorology*, 24, pp 1388-1391.

OLORUMFEMI M. O., DAN-HASSAN M. A., OJO J. S. (1995): On the scope and limitations of the electromagnetic method in groundwater prospecting in a Precambrian basement terrain – a Nigerian case study. *Jour. Oh African Earth Sci.*, vol. 20, No. 2, pp 151-160.

Ogier M. (1976): Etude géophysique par méthode électrique pour l'implantation de puits dans le Liptako nigérien (Niger). Convention F.A.C. *Rapport BRGM 79 SGN 412 GPH*, 59 p.

OUSMANE B. (1988): Étude géochimique et isotopique des aquifères du socle de la bande sahéenne du Niger (Liptako, Sud-Maradi, Zinder-Est). *Thèse Univ. Niamey*, 175p.

OZER. P., HOUNTONDI. Y-C., LAMINOU MANZO. O. (2009): Evolution des caractéristiques pluviométriques dans l'est du Niger de 1940 a 2007. *Geo-Eco-Trop*, 33, pp 11 – 30.

PATUREL J E., SERVAT E., LUBES-NIEL H., DELAITRE M-O (1997): Variabilité climatique et analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et centrale non sahéenne. *C.R. Acad. Sci.*, 325, 779-782.

PONS J., BARBEY P., DUPUIS D., LÉGER J.M. (1995): Mechanism of emplacement and structure of a 2,1 Ga juvenile continental crust: the Birimien of southwestern Niger. *Precambrien research*, 70, pp 281 – 301.

RAMANANTSIZEHENA P., ANDRIAMANANTENA H., RANDRIAMAMPIONONA S. (2003): Télédétection et mesures géophysiques pour la prospection du gisement de Fer Nickel d'Ambatovy, madagascar. *Télédétection*, vol. 3, n° 2-3-4, pp 203–215.

RANA S. S. (1998): Application of Directional Filtering in Lineament Mapping for Groundwater Prospecting Around Bhinmal – A Semi Arid Part of Thar Desert. *Jour. Indian Society of Remote Sensing*, Vol. 26, n° 1-2, pp 35-44.

RAZACK M. (1984): Application de méthodes numériques et statistiques à l'identification des réservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie. *Thèse Doct. ès Sci., Univ. Languedoc*, 384 p.

RÉMÉNIÉRAS G. (1986): L'hydrologie de l'ingénieur. 2è éd. Ed. Eyrolles, 456p.

RIVARD C., MARION J., MICHAUD Y., BENHAMMANE S., MORIN A., LEFEBVRE R., RIVERA R. (2003): Étude de l'impact potentiel des changements climatiques sur les ressources en eau souterraine dans l'Est du Canada. *Commission Géologique du Canada, Dossier public 157*, 39p.

ROGNON P. (1996) : Sécheresse et aridité : leur impact sur la désertification au Maghreb. *Sécheresse*, 7, 4, pp 247-297.

RUELLEU S., MOREAU F., BOUR O., GAPAIS D., MARTELET G. (2010) : Impact of gently dipping discontinuities on basement aquifer recharge: An example from Ploemeur Brittany, France). *Journal of Applied Geophysics* 70, 161–168.

SALEY, M. B. (2003) : Cartographie thématique des aquifères de fissures pour l'évaluation des ressources en eau. Mise en place d'une nouvelle méthode d'extraction des discontinuités images et d'un SIHRS pour la région semi-montagneuse de Man Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire), *Thèse Univ. Cocody-Abidjan*, 209 p.

SALEY M.B., KOUAMÉ F.K, PENVEN M.J., BIÉMI J., BOYOSSORO K.H (2005) : Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire : apports des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Téledétection*, vol. 5, n°(1-2-3), pp 53-67.

SAVADOGO A. N. (1984) : Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta – Etude régionale du bassin versant de la Sissili. *Thèse d'Etat, Univ. Grenoble 1*, 350 p.

SAVANE I. (1997) : Contribution a l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odiénné (Nord-Ouest de la cote d'ivoire). Apport de la télédétection et d'un système d'information hydrogéologique a référence spatiale. *Thèse, univ. Cocody*, 396p.

SCANVIC J.-Y. (1993) : Utilisation de la télédétection dans les sciences de la Terre. *Manuels et méthodes, BRGM, Orléans*, 284 p.

SEGUIS L., CAPPELAERE B., MILESI G., PEUGEOT C., MASSUEL S., FAVREAU G. (2004) : Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrol. Process*, 18, 3401 – 3413.

SERVAT E., PATUREL J. E., KOUAME B., TRAVAGLIO M., OUEDRAOGO M., BOYER J. F., LUBES-NIEL H., FRITSCH J. M., MASSON J.M., MARIEU B. (1998) : Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et centrale. *IAHS Publication*, n°252, pp.323-337.

SOUMAILA A. (2000) : Étude structurale, pétrographique et géochimique de la ceinture de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger Occidental (Afrique de l'Ouest). *Thèse, Univ. Franche-Comté*, 253p.

SOUMAILA A., KONATE M. (2005) : Caractérisation de la déformation dans la ceinture birimienne (paléoprotozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako nigérien, Afrique de l'Ouest). *Afr. Geo. Revew.*, vol. 13, n°3, pp 161-178.

ST-JULIEN P. (1992) : Étude structurale préliminaire des indices de Kourki, de Dounga, de Kossa et Borobon de la ceinture de Gorouol (Liptako). *Projet d'assistance en recherches minières, phase II Niger. PBK Engineering Ltd n° 88053, rapport n° 13, annexe VII.*

VOUILLAMOZ J. M., DESCLOITRES M. (2003) : La caractérisation des aquifères de socle cristallin par les sondages de résonance magnétique protonique. Rapport projet conduit par l'unité de recherche 027 GEOVAST / IRD et ACF, 39 p.

WILDEMEERSCH S. (2007) : étude du bassin d'alimentation et des captages d'eaux minérales de Sidi Ali (Oulmes, Maroc). *TFE Ingénieur civil, univ. Liège, 133p.*

YAMEOGO O. S. (2008): Ressources en eau souterraine du centre urbain de Ouagadougou au Burkina Faso. *Qualité et vulnérabilité. Univ. Avignon et pays de Vaucluse, Univ. Ouagadougou, 245p.*

YOUAN TA M. (2008) : Contribution de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques à la prospection hydrogéologique du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest: Cas de la région de Bondoukou Nord Est de la Côte d'Ivoire. *Thèse Univ. Cocody-Abidjan (Côte d'Ivoire), 236 p.*

YOUAN Ta M., LASM T., JOURDA J. P., KOUAME K. F., RAZACK M. (2008) : Cartographie des accidents géologiques par imagerie satellitaire landsat-7 ETM+ et analyse des réseaux de fractures du socle précambrien de la région de Bondoukou (Nord-Est de la Côte d'Ivoire). *Revue télédétection, vol. 8, n° 2, pp 119-135.*

RÉFÉRENCES WEB

KOUASSI A.M., KOUAME K. F., KOFFI Y.B., DJE K. B., PATUREL J. E., OULARE S. (2010) : Analyse de la variabilité climatique et de ses influences sur les régimes pluviométriques saisonniers en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire ». *Cybergeo : European Journal of Geography*. Article mis en ligne le 07 décembre 2010. Consulté le 07/08/2012. <http://cybergeo.revues.org/index23388.html>.

DASYLVA S., COSANDEY C., SAMBOU S. (2004) : Acuité des problèmes liés à l'eau et la nécessité d'une gestion «intégrée» des eaux pluviales dans la Région de Dakar. Colloque Développement Durable : leçons et perspectives, Ouagadougou. Consulté le 23/07/2012. <http://www.francophonie-durable.org/documents/colloque-ouaga-a3-dasyuva.pdf>.

SALEY M. B., TANO R., KOUAMÉ K. F., OGA M. S., KOUADIO B. H., DJAGOUA E. V., OULARE S., YOUAN T. M., AFFIAN K., JOURDA J. P., SAVANE I., BIEMI J. (2009) : Variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie et son impact sur les ressources en eaux souterraines : cas du district d'Abidjan (sud de la Côte d'Ivoire), 18p. Consulté le 05/07/2011. www.sifee.org/Actes/actes_niamey_2009/.../3_SALEY_comm.pdf

OZER P., BODART C., TYCHON B. (2005) : Analyse climatique de la région de Gouré. Niger oriental : récentes modifications et impacts environnementaux. *European Journal of Geography*. 308. Mis en ligne le 02 mai 2005, modifié le 03 juillet 2007. Consulté le 11 juillet 2011. <http://cybergeo.revues.org/3338>.

TROISIÈME PARTIE

CHAPITRE IV : CARACTÉRISATION HYDROGÉOCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE BASSIN DE DARGOL

CHAPITRE V : HYDROGÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

CHAPITRE IV : CARACTÉRISATION HYDROGÉOCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DANS LE BASSIN DE DARGOL

INTRODUCTION

La géochimie est un puissant outil permettant de contribuer à la compréhension des circulations des eaux souterraines en se basant sur le mécanisme d'acquisition des ions et leurs évolutions dans les aquifères (Schoëller, 1962). Depuis les travaux de Ousmane (1988), les aquifères de socle du Liptako n'ont plus fait l'objet d'une étude scientifique détaillée.

Dans cette zone, la quasi-totalité des analyses chimiques existantes, remonte à l'année de mise en exploitation du forage concerné. Il est d'autant plus nécessaire de suivre l'évolution de la qualité physico-chimique de ces eaux vu que certains forages enregistrent parfois des concentrations en nitrate dépassant largement les normes OMS (0,8 meq/l soit 50 mg/l). Ces teneurs anormalement élevées en nitrate (> 100 mg/l) sont fréquemment observées dans les eaux de socle cristallin de l'Afrique (Faillat, 1986 ; Biemi, 1992 ; Girard, 1993 ; Nkotagu, 1996 ; Yaméogo, 2008). Si en zone tropicale humide, la nature offre plusieurs alternatives en matière de production d'eau potable de la population, en zone semi-aride de socle, les aquifères fissurés restent les seuls points de recours pendant les longues saisons sèches (2/3 de l'année). L'étude de la qualité physico-chimique des eaux devient impérative dans le schéma régional de gestions quantitative et quantitative des ressources en eaux souterraines de socle.

L'objectif de ce travail n'est pas simplement de décrire les mécanismes d'acquisition de la minéralisation, mais il vise aussi à :

- utiliser les paramètres physico-chimiques et chimiques, traceurs naturels d'écoulement d'eau pour mieux caractériser le fonctionnement hydrodynamique du système ;
- apporter de nouvelles informations sur l'identification des unités aquifères et sur la circulation des eaux souterraines, ainsi que sur les conditions de recharge à travers une approche descriptive, comparative et statistique.

IV.1. MÉTHODES D'INVESTIGATIONS

Cette partie présente l'organisation des campagnes d'échantillonnage, les méthodes analytiques et les méthodologies adoptées pour traiter les données hydrogéochimiques.

IV.1.1. Points d'eau et campagnes d'échantillonnage

Dans le cadre de ces travaux, plusieurs campagnes de prélèvement ont été effectuées au niveau des puits, des forages et des eaux de surface. A chaque campagne, les paramètres physico-chimiques (pH, Température, Conductivité électrique) ont été mesurés *in situ* à l'aide d'un multimètre. Ces mesures ont concerné tous les 71 points d'eau identifiés lors de la campagne de reconnaissance réalisée en décembre 2008. A partir des logs de forage et des valeurs de la conductivité électrique, 45 points d'eau ont été retenus pour les analyses chimiques. Les campagnes de prélèvement ont porté sur les trois périodes suivantes :

- Une première campagne de prélèvement s'est déroulée pendant la période des basses eaux (avril – mai 2009) et n'a concerné que 20 points (2 puits captant les nappes d'altérites et 18 forages profonds captant les nappes de socle).
- Une deuxième campagne réalisée en période des hautes eaux (octobre à décembre 2009). Cette campagne générale de prélèvement est destinée à l'échantillonnage de tous les 45 points (1 échantillon d'eau de surface, 2 puits et 42 forages profonds) pour les analyses chimiques des ions.
- Une troisième campagne de prélèvement de 18 points (2 puits et 16 forages) est effectuée en période des basses eaux (mai 2010) afin d'apprécier la variation intra- ou intercyclique de la minéralisation des eaux souterraines.

Les mesures et le prélèvement ont été effectués sur les ouvrages en fonctionnement après au moins 30 minutes de pompage (forages) ou de puisage (puits) pour évacuer l'eau du tuyau (forage) et des débris (puits) afin d'avoir une eau représentative de la nappe. Ces prélèvements sont effectués dans des flacons polyéthylène de 200 ml pour le dosage des ions (anions et cations) et de la silice.

Ces échantillons sont hermétiquement fermés et gardés à l'abri de la lumière, et mis au frais au laboratoire d'analyse de l'eau du Département de Géologie de l'Université Abdou Moumouni (UAM) de Niamey. Ils ont ensuite été transportés au laboratoire d'hydrochimie du Département ArGEnCo de l'Université de Liège (ULg) pour l'analyse des éléments majeurs.

IV.1.2. Méthodes analytiques et précision des données

Les échantillons destinés aux analyses chimiques des ions et de la silice, ont été dosés au laboratoire d'hydrochimie du Département ArGEnCo de l'Université de Liège. Les dosages des éléments chimiques sont réalisés sur une électrophorèse capillaire ou "*Capillary Ion Analysis*" (C.I.A.). Les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) et la silice sont déterminés par

absorption atomique de flamme. L'analyse des nitrates (NO_3^-), ammonium (NH_4^+) et chlorures (Cl^-) a été faite par titration potentiométrique directe, alors que les ions carbonatés (CO_3^{2-}) et bicarbonatés (HCO_3^-) sont obtenus par calcul après la détermination du pH et du TAC.

Les résultats des analyses chimiques sont vérifiés par le calcul de la balance ionique. Une analyse est considérée valable si la valeur de sa balance ionique est inférieure à $\pm 5\%$. Tous les échantillons analysés dans le cadre de cette thèse, remplissent ces conditions et leurs balances ioniques varient autour de $\pm 3\%$ malgré les différences observées entre les mesures de terrain et celles du laboratoire. L'évolution de la minéralisation des eaux entre le prélèvement et les analyses, a été mise en évidence en comparant les conductivités électriques mesurées sur le terrain et en laboratoire (figure IV.1). L'écart entre les deux valeurs est en général lié aux erreurs de mesure. C'est l'exemple du forage de Lambangou (F_5) dont la conductivité a varié de 339,9 à 814 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

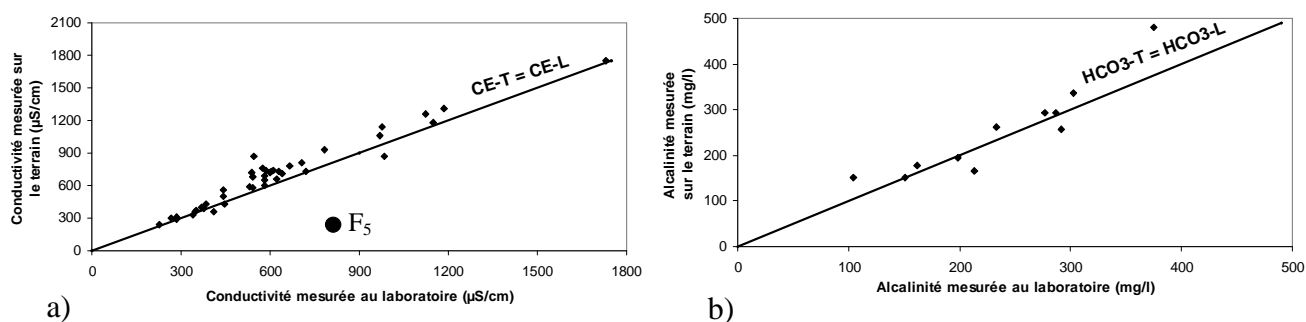


Figure IV.1 : Corrélation entre les valeurs de la conductivité (a) et de l'alcalinité (b).

Les mesures doublées de l'alcalinité (*in situ* et laboratoire) montrent une précision de 2 à 5% (figure IV.1b). Cela est confirmé par une variation faible qui ne dépasse guère 0,3 $\text{m}\text{eq}/\text{l}$. On observe aussi une hausse de la valeur du pH d'au moins 1,5 unité entre les mesures de terrain et celles du laboratoire. Cette hausse peut s'expliquer par le départ du CO_2 de l'échantillon traduisant probablement un rééquilibrage avec le CO_2 atmosphérique (Clark et Fritz, 1997).

IV.1.3. Traitements et analyses des données

IV.1.3.1. Faciès des eaux souterraine et relations entre les ions

Les traitements des données chimiques et les calculs des indices de saturation et de la pression partielle en CO₂ sont effectués à partir du programme "diagramme" mis en service par l'Université d'Avignon.

Les résultats de l'étude sont présentés à travers les diagrammes binaires, les analyses spatio-temporelles et les traitements statistiques.

IV.1.3.2. Analyse en composantes principales : principes

L'analyse multivariée est une méthode statistique descriptive utilisée pour faciliter l'interprétation globale d'une masse importante des données existantes. Elle vient en appui aux méthodes classiques (diagrammes, statistique univariée) pour faire apparaître des informations présentes mais cachées dans la population des données. La technique utilisée dans ce travail est l'analyse en composantes principales. L'intérêt de cette technique est qu'elle permet de résumer à quelques axes factoriels le maximum d'informations contenues dans les longs tableaux des données. La projection des individus sur un plan factoriel offre l'avantage d'appréhender la similitude ou l'opposition entre les caractéristiques des individus et les sources de leur variabilité (Canceill M. et Landreau A., 1978).

L'applicabilité de cette technique exploratoire repose sur le choix du nombre d'axes représentant le maximum d'inertie conservée avec le minimum possible de facteurs. En général, l'ACP d'une région n'est valable, que lorsque les plans factoriels étudiés retiennent au moins 70% d'informations (Faillat, 1986 ; Biemi, 1992). En dessous de cette limite, on considère que l'étude de la région n'a pas tenu compte d'une grande quantité d'informations. L'analyse multivariée a été réalisée à l'aide de la plateforme STATISTICA.

IV.1.3.3. Interaction eau – roche et âge relatif des eaux

IV.1.3.3.1. Diagramme d'équilibre

Cette étude est réalisée à partir du diagramme de stabilité des minéraux silicatés (Ca-Na-K). L'utilisation du diagramme d'activité de Korjinski permet de situer la composition minéralogique de l'eau en fonction de sa teneur en cations (Ca²⁺, Na⁺, K⁺), en silice dissoute et en fonction du pH et de la température de solution. La position d'un point dans un domaine quelconque de stabilité d'une argile de néoformation donne une information précise sur le temps de séjour de l'eau et par conséquent, le degré de confinement ou d'ouverture du système aquifère vis-à-vis du milieu extérieur.

IV.1.3.3.4. Indice de saturation

Il est exprimé par le rapport de produit d'activité ionique (IAP) à la constante d'équilibre (K_s) à une température donnée. Cet indice montre les tendances des phases minérales à se dissoudre ou précipiter, et en ce sens il permet de suivre ou de connaître le degré de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents ou ceux susceptibles de se précipiter dans l'aquifère. Si un minéral (D) dans le milieu se dissout de façon congruente pour produire ($U^+ + V^-$), alors l'indice de saturation (IS) peut s'écrire :

$$IS = \log \left[\frac{PAI}{K_s} \right]$$

où K_s (constante d'équilibre) est le produit de $[U^+] \times [V^-]$, et PAI le Produit d'Activité Ionique.

Si $IS > 0$: l'eau est dite sursaturée à l'égard du minéral D qui a tendance à se précipiter,

Si $IS < 0$: l'eau est sous-saturée vis-à-vis du minéral D,

Si $IS = 0$: la solution est de ce fait saturée vis-à-vis du minéral D.

IV.2. HYDROCHIMIE DES NAPPES DE SOCLE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

En zone de socle cristallin et cristallophyllien, les aquifères fonctionnent généralement en système composite avec une couche supérieure capacitive (altérites) surmontant le socle sain, à perméabilité de fractures et/ou des fissures, au rôle essentiellement transmissif (Guiraud et Travi, 1990). Cette différence lithologique entraîne une différenciation hydrochimique au niveau de ces nappes superposées (Faillat et Drogue, 1993). D'une façon générale et en condition naturelle, la nappe d'altérites est moins minéralisée que celle des fissures du fait de son caractère transitoire dans le circuit des eaux d'infiltration. Dans ce type du milieu, les hydrofaciès dominant des eaux sont en général bicarbonaté calco-magnésien ou sodique (Savadogo, 1984 ; Faillat, 1986 ; Ousmane, 1988 ; Girard, 1993 ; Krimissa et *al.*, 1997 ; Soro et Goula Bi Tie, 1997; Diouf, 1999 ; Kamagaté, 2006 ; Yaméogo, 2008 ; Oga et *al.*, 2009).

Le processus dominant d'acquisition des ions est surtout l'hydrolyse. Néanmoins, d'autres processus peuvent intervenir pour perturber l'équilibre naturel eau – roche. Ainsi, dans les zones côtières de socle du Maroc, de Djibouti et du Madagascar, les eaux des nappes sont parfois très chlorurées par l'introduction d'eau salée (Krimissa et *al.*, 2004 ; Rabemanana

et *al.* 2005 ; Houmed-Gaba, 2009). Dans d'autres régions, c'est surtout les eaux des sources qui sont affectées par la dissolution de couches évaporitiques déposées dans les fissures des roches (Martelet, 1997 ; Zuppi et *al.*, 2004). Un autre élément qui menace dangereusement la qualité chimique des eaux de socle est la pollution nitratée due aux actions anthropiques. En région de socle de France (régions de Pyrénées et Bretagne), les travaux réalisés par les auteurs (Krimissa et *al.*, 1997 ; Martelet et *al.*, 1997 ; Durand, 2005) révèlent des concentrations élevées en nitrates dues aux activités agricoles. Ils notifient aussi la présence des sulfates appréciables dans les eaux liée aux réactions de dénitrification par l'oxydation de pyrite. En Afrique, cette contamination est ponctuelle et a pour origines les rejets d'égout et/ou latrines (Nkotagu, 1996) et les activités pastorales (Diouf, 1999). Aussi, Faillat (1996) et Favreau (2009) interprètent cette contamination comme une conséquence respective de la déforestation ou de la disparition des grands arbres susceptibles de fixer l'azote du sol.

Après ce bref aperçu sur les processus intervenant dans l'acquisition de la minéralisation des eaux en zone de socle, les notes suivantes présenteront de façon synthétique, l'intérêt de l'utilisation de la technique statistique multivariée dans l'étude hydrochimique complexe à travers les résultats antérieurs (Faillat, 1986 ; Biemi, 1992 ; Nkotagu, 1996 ; Savané, 1997 ; Adiaffi, 2008 ; Yaméogo, 2008 ; Houmed-Gaba, 2009 ; Fehdi et *al.*, 2009 ; Moore P.J. et *al.*, 2009 ; Dassi, 2011). Concernant les différentes techniques d'analyse statistique multidimensionnelle en chimie des eaux souterraines, nous renvoyons le lecteur pour plus de détails aux écrits de Canceill et Landreau (1978).

Ainsi, dans la zone de socle de Côte d'Ivoire, Biemi (1992), Savané (1997), Adiaffi (2008) ont utilisé la technique d'analyse en composantes principales (ACP) pour déterminer la minéralisation et le temps de séjour des eaux dans la nappe, mais aussi de situer les origines spatiales des ions. En plus de ces conclusions, l'ACP a permis à Faillat (1986) de faire une discrimination interrégionale des eaux en fonction de la lithologie et de l'état de surface. Dans les zones de socle des régions arides (Nkotagu, 1996 ; Yaméogo, 2008 ; Houmed-Gaba, 2009), cette technique est aussi utilisée avec succès. C'est ainsi qu'en Tanzanie, Nkotagu (1996) conclut que le facteur 1 explique la minéralisation liée au lessivage de sels de subsurface et à l'hydrolyse des minéraux ; tandis que le facteur 2 exprime le pôle anthropique lié à la nitrification par les effluents d'égout. Ces conclusions corroborent dans le même sens que celles de Yaméogo (2008) dans l'environnement urbain de Ouagadougou. Quand aux travaux de Houmed-Gaba (2009) dans la zone côtière de Djibouti (aquifère basaltique), ils démontrent que les eaux salées et les eaux douces sont discriminées à partir de leur salinité et de leur température.

L'applicabilité de cette méthode est aussi démontrée dans d'autres contextes géologiques différents de socle cristallin et cristallophyllien. Au niveau de l'aquifère fissuré karstique de Floride (USA), Moore et *al.* (2009) explique les caractéristiques chimiques de la nappe par un processus de mélange d'eau d'infiltration par la recharge diffuse et une remontée d'eau de source profonde. En Corse (France), de La Vaissière (2006) conclut que dans les aquifères carbonatés, les facteurs 1 et 2 expriment respectivement le mécanisme rapide d'acquisition d'ion (pollution anthropique, équilibre-calco-carbonique) et l'interaction eau - encaissant indiquant le temps de séjour des eaux dans l'aquifère. Dans les régions sédimentaires de l'Algérie et de la Tunisie, la méthode d'ACP a permis à Fehdi et *al.* (2009) de lier l'origine de la minéralisation des eaux à la dissolution des évaporites et à la pollution azotée. De même, Dassi (2011) affirme que la première source de minéralisation est la dissolution, tandis que la deuxième est due au processus anthropique dû au retour du flux d'eau d'irrigation.

La généralisation de cette méthode sur d'autres cas d'étude est démontrée par les travaux de Dibi et *al.* (2004). En faisant appel à cette technique exploratoire, ces auteurs montrent que les forages captant les schistes offrent une bonne productivité due à l'épaisseur importante de leurs produits d'altération contrairement aux aquifères granitiques.

IV.3. PARAMÈTRES PHYSICO-CHIMIQUES

IV.3.1. Caractérisation physico-chimiques des eaux souterraines

Les paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain concernent, la température, le pH et la conductivité électrique. La figure IV.2 présente les points de prélèvements d'eau et les types d'ouvrages.

Dans ce paragraphe, seront présentés les résultats globaux de toutes les analyses avant de passer au traitement par famille d'eau. La comparaison entre les eaux de socle et celles des altérites est à prendre avec réserve car les échantillons de la nappe superficielle (altérites) sont très limités (3 échantillons). Néanmoins, ces données sont utilisées à titre indicatif.

L'étude statistique des paramètres *in situ* a concerné 71 points d'eau (68 pour le socle et 3 pour les altérites). Le tableau VI.1 présente les résultats statistiques globaux des eaux souterraines dans le bassin de Dargol.

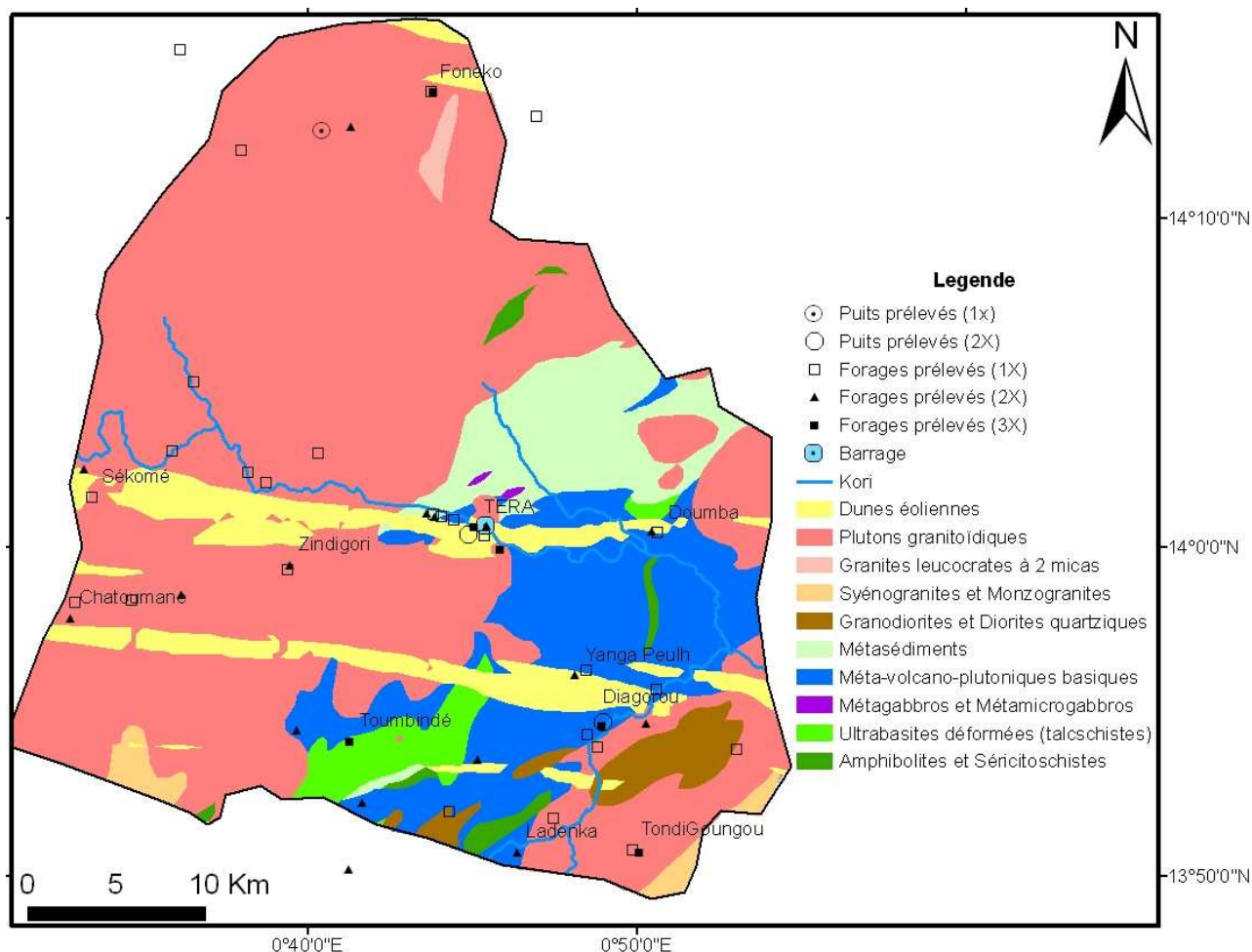


Figure IV.2 : Distribution des points d'eau échantillonnés.
(1X) : prélevés une fois.

Tableau VI.1: Paramètres physico-chimiques des eaux souterraines du Liptako.
Conductivité électrique (CE) en $\mu\text{s/cm}$, Coefficient de variation (C.V) en %.

Paramètres physico-chimiques	Paramètres statistiques globaux (n = 71)					Socle (n = 68)	Altérites (n = 3)
	Moy	Mini	Maxi	Ecart-type (σ)	C.V	Moy	Moy
T°C	31.82	29.1	34	0.95	2.98	31.7	30.3
pH	6.64	5.2	7.6	0.46	6.96	6.75	5.6
CE	619.1	227.7	1740	287.88	46.5	677.5	533

IV.3.1.1. Température

Les températures varient de 29,1 à 34°C dans l'ensemble des eaux. Ces valeurs reflètent celles des températures atmosphériques moyennes observées dans les régions arides à semi-arides : 15 à 35°C.

Les plus fortes valeurs sont rencontrées dans les nappes profondes (aquifères de fissures et de fractures) tandis que les faibles températures sont relevées dans les eaux des nappes superficielles (alluvions, altérites). Au niveau de ces dernières, les eaux sont plus influencées par les variations saisonnières de la température de l'air atmosphérique (Ousmane, 1988).

IV.3.1.2. pH

Les valeurs du pH sont comprises entre 5,6 à 7,6. Comme les valeurs des températures, celles des pH permettent de répartir les eaux souterraines en deux entités distinctes. Ainsi, les eaux des puits captant le niveau superficiel de l'aquifère ont un pH relativement acide avec une valeur moyenne de 5,6. Par contre les eaux des forages profonds ont leur pH variant de 6,4 à 7,6 avec une valeur moyenne de 6,7, donc proche de 7 (la neutralité). Cette tendance à la neutralité dans les aquifères profonds est due à la consommation du CO₂ suite à l'hydrolyse des silicates entraînant l'augmentation de l'alcalinité (HCO₃⁻) des eaux (Schöeller, 1962 ; Faillat et Drogue, 1993).

IV.3.1.3. Conductivité électrique

Elle varie de 227 à 1740 µS/cm avec une moyenne de 605,25 µS/cm. Cette grande étendue de variation montre l'hétérogénéité notable dans la distribution de la charge minérale des eaux souterraines due à la lithologie et aux pollutions ponctuelles. Les eaux les moins minéralisées sont rencontrées dans les puits avec une valeur moyenne de 533 µS/cm, par contre dans les eaux du socle, la minéralisation varie de 227 µS/cm à 1740 µS/cm avec une valeur moyenne de 677,5 µS/cm. Les fortes valeurs de la conductivité méritent une attention particulière, car parmi ces eaux, certaines ont des teneurs anormalement élevées en éléments indésirables dont les nitrates.

De façon générale, la minéralisation des eaux souterraines sur les roches vertes (en l'occurrence les schistes) est plus élevée que celle des terrains granitiques (Ousmane, 1988 ; Savané, 1997).

La figure IV.3 montre les variations saisonnières des valeurs de pH et celles de la conductivité électrique. Ces valeurs sont élevées en saison sèche (basses eaux), et s'abaissent après la saison pluvieuse (hautes eaux) (figure IV.3.a). En revanche, certains forages contaminés observent l'effet contraire dû à l'apport de l'ion NO₃⁻ par les eaux d'infiltration (infra. Figure IV.22) entraînant l'augmentation de la minéralisation des eaux (figure IV.3.b).

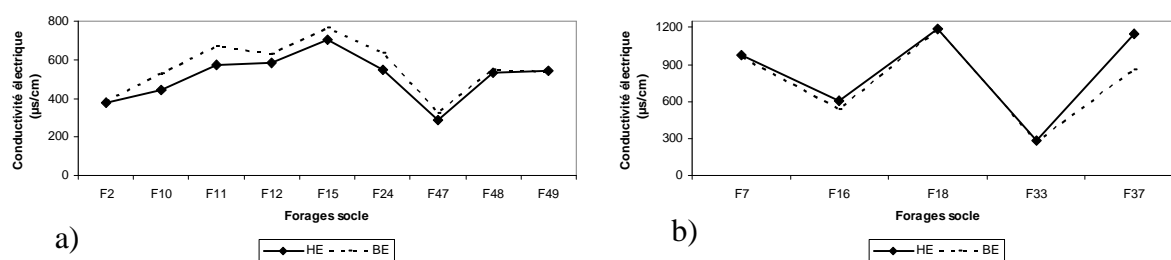


Figure IV.3 : Variation saisonnière de la conductivité électrique.
HE : hautes eaux, BE : basses eaux.

IV.3.2. Caractéristiques chimiques des eaux souterraines

Le tableau IV.2 présente les résultats statistiques des éléments chimiques des eaux prélevées pendant les trois campagnes d'échantillonnage. Pour les ouvrages qui ont fait l'objet d'au moins deux prélèvements, il a été retenu les résultats analytiques d'une campagne. Les résultats sont en méq/l, cependant pour comparer les concentrations des différents éléments chimiques aux normes OMS, elles seront parfois exprimées en mg/l.

Tableau IV.2 : Valeurs statistiques des éléments chimiques des eaux souterraines du Liptako.
*Eléments chimiques et minéralisation totale (MT) exprimés en en méq/l,
 Coefficient de variation (C.V) en %.*

Eléments chimiques	Paramètres statistiques globaux (n = 52)					Socle (n = 49)	Altérites (n = 3)
	Moy	Mini	Maxi	$\bar{\sigma}$	C.V	Moy	Moy
Ca ²⁺	2.73	0.92	10.77	1.69	61.8	2.75	2.6
Mg ²⁺	1.73	0.45	5.15	1.02	58.94	1.88	1.33
Na ⁺	2.11	0.57	5.13	0.91	43.06	2.11	2.09
K ⁺	0.09	0	0.27	0.05	54.78	0.09	0.088
Cl ⁻	0.46	0.05	3.01	0.53	115.58	0.41	0.54
NO ₃ ⁻	1.26	0	11.13	1.97	156.78	1.19	1.1
SO ₄ ²⁻	0.57	0	6.14	0.95	167.44	0.72	0.42
CO ₃ ²⁻	0.14	0.02	0.4	0.09	63.72	0.15	0.07
HCO ₃ ⁻	4.23	1.42	6.49	1.33	31.54	4.36	3.97
MT	13.33	5.21	34.11	6.01	45.13	13.36	12.86

IV.3.2.1. Teneurs des anions

On constate que, les bicarbonates dominent largement tous les anions aussi bien dans les eaux des aquifères des altérites que dans ceux du socle, avec respectivement des valeurs moyennes de 3,97 méq/l et 4,36 méq/l (tableau IV.2). En ce qui concerne les ions Cl⁻, SO₄²⁻ et

NO_3^- , malgré leurs concentrations pour les valeurs moyennes, on remarque des valeurs de coefficient de variation très élevées. Ceci démontre l'étendue importante de la variabilité de leurs valeurs par rapport à la moyenne (figure IV.4.b). En effet pour ces trois éléments chimiques, les nitrates, les sulfates et les chlorures, les valeurs minimales et maximales sont respectivement de 0 méq/l à 11,13 méq/l pour NO_3^- , de 0 méq/l à 6,14 méq/l pour SO_4^{2-} et de 0,05 méq/l à 3,01 méq/l pour Cl^- . La teneur en sulfates est acceptable selon les normes OMS (400 mg/l), mais pour les nitrates, leur teneur dépasse très largement les normes de potabilité acceptées par l'OMS (≤ 50 mg/l). Cette pollution nitratée s'observe au niveau de toutes les catégories des eaux. Ainsi, 37% des eaux des forages captant les aquifères des roches vertes présentent des teneurs en nitrates supérieures à la norme OMS, contre 40% au niveau des granitoïdes dont plus de 25% des eaux ont des taux en nitrates qui varient de 100 à 690 mg/l. Ces fortes concentrations donnent des informations sur l'importance de la pollution nitratée dans les eaux souterraines de socle du Liptako.

IV.3.2.2. Teneur des cations

Les valeurs moyennes des cations des eaux analysées présentent l'ordre d'abondance suivant : $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ (figure, IV.4.a). Parfois, le sodium devient prépondérant dans les eaux des ouvrages proches des zones potentielles de recharge (koris, mares). Aussi, la teneur en sodium se voit dans certains cas dépasser par le magnésium dû à l'importance de terrain schisteux dans la zone et aux intrusions doléritiques dans les massifs granitoïdiques (Machens, 1973; Abdou et al, 1998 ; Soumaïla, 2000). Dans toutes les analyses, le cation le moins important reste le potassium en raison de son adsorption sélective par les argiles (Schoëller, 1962).

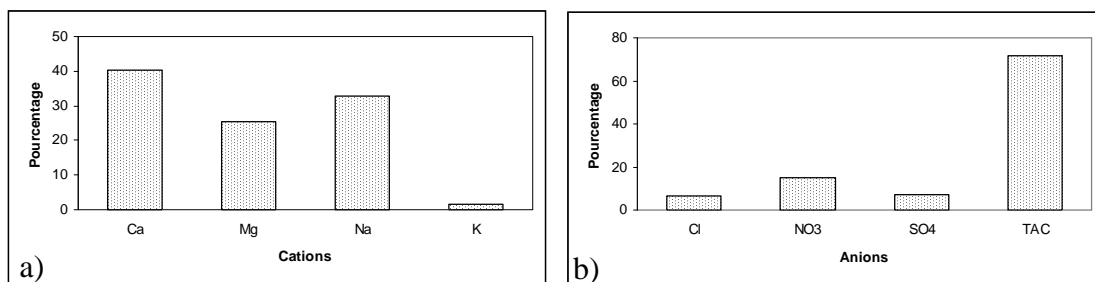


Figure IV.4 : Histogramme de pourcentage des ions majeurs.

IV.3.2.3. Faciès chimiques des eaux

La classification des eaux selon leurs hydrofaciès a été réalisée à partir du diagramme de Piper (Figure IV.5). Cette typologie est basée sur les teneurs en ions majeurs contenus dans les eaux. Les cations (Ca^{2+} , Na^+ , Mg^{2+} , K^+) et les anions (HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^-) se

combinent deux à deux pour former les principaux hydrofaciès de la zone. Ces hydrofaciès sont établis à partir de l'anion dominant et le cation dominant : un faciès de type bicarbonaté calcique, le bicarbonate est l'anion dominant et le calcium, le cation dominant dans l'eau analysée.

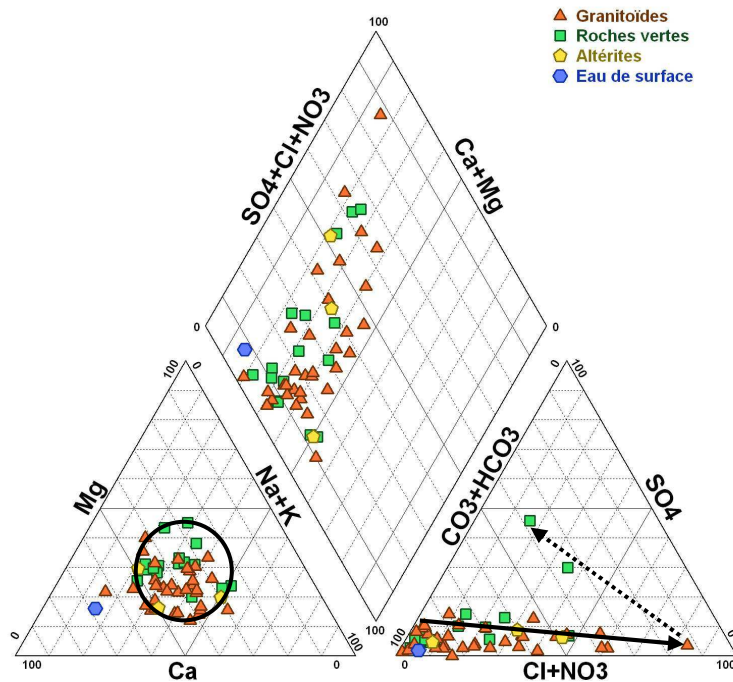


Figure IV.5 : Faciès chimiques de l'ensemble des eaux.

D'une façon générale, la majorité d'échantillons est regroupée au niveau de deux pôles et une phase de transition vers un troisième. Cela est matérialisé par les flèches au niveau du triangle représentant les anions. L'évolution s'effectue du pôle bicarbonaté au pôle chlorure + nitrate, et ensuite une deuxième évolution vers la zone centrale neutre. Ces évolutions expliquent le rôle qu'a joué la contamination en nitrates de certaines eaux, mais aussi l'apport des sulfates dans l'évolution vers un troisième faciès. En ce qui concerne les cations, la majorité des éléments chimiques (voir le cercle) se situent dans la zone neutre où aucun cation n'est dominant. Néanmoins, on remarque la présence des quelques points au niveau des pôles alcalin et calcique.

La combinaison des ensembles cations - anions donne trois principaux types des faciès à savoir : les eaux bicarbonatées calciques ou calco-magnésien, les eaux chlorurées ou sulfatées calciques et les eaux bicarbonatées sodiques. Ces types de faciès sont en général rencontrés dans le socle de l'Afrique de l'Ouest. En général, le faciès bicarbonaté calcique

domine tous les autres à l'image des résultats de cette étude. Cette tendance est confirmée par les travaux antérieurs réalisés au Sénégal (Diouf, 1999), en Côte d'Ivoire (Faillat, 1986 ; Soro, 1987 ; Biemi, 1992 ; Savané, 1997 ; Soro et Goula, 1997 ; Adiaffi, 2008 ; Oga et al., 2009), au Burkina Faso, (Yaméogo, 2008), au Bénin (Kamagaté, 2006) et au Niger (Ousmane, 1988 ; Girard, 1993).

IV.3.2.3.1. Eaux bicarbonatées calciques à magnésien

Avec un pourcentage de 75%, le faciès bicarbonaté calcique est le groupe d'eau le plus représenté. L'hydrofaciès bicarbonaté calcique se caractérise par une répartition régionale qui ne semble pas liée à un faciès pétrographique. Les eaux de ce groupe montrent une dominance des ions alcalino-terreux sur les alcalins malgré la forte présence de ces derniers dans les granitoïdes.

IV.3.2.3.2. Eaux bicarbonatées sodiques

Ce groupe ne concerne que trois ouvrages (2 forages, 1 puits) soit 6% de l'effectif. Il se caractérise par la dominance des alcalins sur les alcalino-terreux et aussi par leurs faibles valeurs de conductivité électrique. On remarque que les eaux de ce groupe ont des teneurs en sodium deux fois supérieures à celles du calcium ($\text{Na}^+ > 1,5\text{Ca}^{2+}$) et l'ion Mg^{2+} reste toujours supérieur à K^+ . Les ouvrages F₃, F₂₄ et P₁ ont respectivement 3,35 méq/l, 3,28 méq/l et 3,06 méq/l des teneurs en sodium contre 1,66 méq/l, 1,83 méq/l et 1,83 méq/l pour le calcium. L'ordre d'abondance des cations est $\text{Na} > \text{Ca} > \text{Mg} > \text{K}$ avec HCO_3^- largement dominant sur les ions Cl^- , SO_4^{-2} et NO_3^- .

IV.3.2.3.3. Eaux Chlorurées ou sulfatées calciques

Les faciès chlorurés ou sulfatés calciques concernent 10 ouvrages soit 19%. Le pôle chloruré - nitraté regroupe huit ouvrages dont sept forages et un puits cimenté (F₆, F₇, F₅₀, F₁₈, F₂₂, F₄₄, F₃₂, PC₂) contre deux forages (F₃₇, F₄₅) évoluant vers le pôle sulfaté.

La caractéristique dominante de ces ouvrages est l'importance des nitrates (> 1,6 méq/l) sur tous les autres anions dépassant même parfois le HCO_3^- pour cinq forages (F₇, F₁₈, F₃₂, F₄₄, F₅₀). En plus de la teneur importante des nitrates (1,6 méq/l), le forage F₃₇ enregistre le taux le plus élevé des sulfates de 6,14 méq/l ($\text{HCO}_3^- = 4,83$ méq/l) contre un taux moyen de 0,72 méq/l des eaux souterraines du Liptako. Cette valeur remarquable des sulfates impose à ce forage la seule signature sulfatée calcique de la zone d'étude.

IV.3.3. Caractéristiques chimiques des eaux de surface

Le barrage de Téra est le seul point d'eau de surface échantillonné. Les eaux de cette retenue sont très faiblement minéralisées avec une conductivité électrique de 143,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les ions dominants sont les ions bicarbonates et calcium avec des valeurs respectives de 1,47 et 1,06 méq/l. Ces eaux ont un faciès bicarbonaté-calcique.

IV.4. FACTEURS DE CONTRÔLE GÉOCHIMIQUE

IV.4.1. La lithologie

Les données du tableau IV.3 montrent l'existence de trois familles d'eau souterraine dans le socle du Liptako : les eaux contaminées, et les eaux dont la minéralisation reflète la pétrographie des terrains traversés.

Ainsi, on constate que les eaux des terrains schisteux (famille 1) sont en moyenne plus minéralisées (MT = 11,88 méq/l) que celles des terrains granitoïdiques (famille 2) (MT = 10,32 méq/l). De ce fait, les valeurs de leurs conductivités sont aussi supérieures (556,56 $\mu\text{S}/\text{Cm}$) à celles des eaux des granitoïdes (467,01 $\mu\text{S}/\text{Cm}$). La présence des alcalino-terreux est plus exprimée dans la famille 1 (Ca+Mg = 4 méq/l) que la famille 2 (Ca+Mg = 3,16 méq/l), tandis qu'on observe une domination des alcalins de la famille 2 (1,99 méq/l) sur la famille 1 (1,95). La dominance d'un élément chimique sur l'autre dans la minéralisation de l'eau pourrait être liée surtout à la nature pétrographique des roches encaissantes.

Le degré d'altération et l'importance des produits d'altérations des roches vertes font que les eaux de ces nappes sont plus minéralisées que celles des granitoïdes. L'épaisseur d'altération augmente le temps de contact eau - roche et entraîne en conséquence l'augmentation de la conductivité électrique des eaux.

La variabilité des coefficients de variation (tableau IV.3) des ions montre que, même au sein d'une formation lithologique, il existe des larges différences. Cela pourrait être dû à la discontinuité hydraulique observée généralement en zone de socle.

IV.4.2. Les activités anthropiques

L'importance de la valeur des coefficients de variation (tableau IV.3) des ions accidentels dépassant les 100% (C.V = 115,58%, 156,78%, 167,44% pour respectivement Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-}) rend compte de la variabilité de la minéralisation due en grande partie au caractère très discontinu de l'aquifère. Les eaux contaminées (famille 3), retirées et traitées

séparément, se démarquent par les fortes valeurs de leurs conductivités, de leurs minéralisations et des teneurs élevées des ions Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-} . Les valeurs de la conductivité électrique de ces eaux ainsi que celles de leurs concentrations ioniques varient respectivement de 784 à 1731 $\mu\text{s}/\text{cm}$ avec une moyenne de 1092,21 $\mu\text{s}/\text{cm}$ et de 17,25 à 34,16 $\text{m}\acute{\text{e}}\text{q}/\text{l}$ avec une moyenne de 23,11 $\text{m}\acute{\text{e}}\text{q}/\text{l}$. Les eaux souterraines des régions de socle de l'Afrique de l'Ouest (Faillat, 1986 ; Soro, 1987 ; Ousmane, 1988 ; Biemi, 1992 ; Savané, 1997 ; Soro et Goula, 1997 ; Adiaffi, 2008 ; Oga et *al.*, 2009 ; Yameogo, 2008) ont généralement des valeurs moyennes en concentrations ioniques inférieures à 12 $\text{m}\acute{\text{e}}\text{q}/\text{l}$.

Tableau IV.3 : Valeurs statistiques des éléments physico-chimiques des eaux de socle du Liptako (49 analyses).

Eléments chimiques et minéralisation totale (MT) exprimés en en méq/l, Température (T) en degré Celsius, pH en unité du pH, Conductivité électrique (CE) en $\mu\text{s}/\text{cm}$, Coefficient de variation (C.V) en %.

Familles	P.Stat.	T°C	pH	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	NO3 ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	MT
(1) Roches vertes (n = 14)	Moy	31.95	6.84	556.56	2.11	1.89	1.84	0.11	0.2	0.47	0.42	0.16	4.67	11.88
	Mini	30.4	6.4	369	0.93	0.86	0.71	0.05	0.05	0	0.06	0.03	2.41	5.36
	Max	34	7.3	814	3.43	3.33	3.35	0.2	0.39	1.75	1.05	0.35	6.39	15.97
	$\bar{\sigma}$	0.97	0.25	127.47	0.67	0.74	0.76	0.04	0.12	0.57	0.31	0.08	1.06	2.99
	C.V	3.05	3.61	22.9	31.88	39.06	41.38	41.77	59.96	122.69	71.95	47.31	22.79	25.23
(2) Roches granitoïdiques (n = 25)	Moy	31.75	6.54	467.01	2.02	1.14	1.91	0.08	0.34	0.51	0.32	0.14	3.86	10.32
	Mini	29.1	5.4	227.7	0.92	0.45	0.57	0	0.07	0	0	0.02	1.42	5.21
	Maxi	33	7.1	665	3.07	2.1	3.28	0.27	1.25	1.69	0.85	0.4	6.1	15.4
	$\bar{\sigma}$	0.9	0.42	137.33	0.58	0.54	0.8	0.05	0.25	0.51	0.25	0.11	1.47	3.24
	C.V	2.84	6.47	29.41	28.86	47.57	42.16	64.13	74.49	99.72	79.9	79.36	38.14	31.37
Moyennes familles 1 et 2		31.85	6.69	511.79	2.07	1.51	1.87	0.09	0.27	0.49	0.37	0.15	4.27	11.1
(3) Eaux contaminées (n = 10)	Moy	31.86	6.48	1092.21	5.36	3.07	3	0.10	1.1	4.23	1.44	0.15	4.58	23.11
	Mini	29.4	5.2	784	3.04	1.89	2.09	0	0.32	1.35	0.29	0.04	2.12	17.25
	Maxi	33.1	7	1731	10.77	5.15	5.13	0.2	3.01	11.13	6.14	0.25	6.49	34.16
	$\bar{\sigma}$	1.06	0.62	272.34	2.17	1.08	0.93	0.06	0.87	2.88	1.93	0.07	1.23	5.48
	C.V	3.31	9.62	24.9	40.52	35.29	30.86	56.62	79.41	68.16	134.05	48.11	26.8	23.71

IV.4.2. Corrélations entre les éléments

À partir des matrices de corrélation réalisées à partir de douze (12) variables (tableau IV.4), on peut dégager les observations suivantes :

- le pH est bien corrélé aux bicarbonates mais anté-corrélé à la pression partielle en CO₂ (pCO₂) ;
- la conductivité électrique (CE) est fortement corrélée avec la MT, le calcium, les nitrates, les chlorures, le magnésium, et assez bien corrélée au sodium ;
- les bicarbonates sont corrélés au Na ;
- le calcium est bien corrélé avec les nitrates, les chlorures, et le magnésium ;
- le magnésium est corrélé avec les nitrates et peu corrélé aux sulfates et bicarbonates ;
- le sodium est corrélé aux bicarbonates et chlorures.

La limite principale des matrices de corrélation provient du manque de lisibilité lorsque le nombre de paramètres est élevé, de même, il est très difficile d'avoir une vision synthétique de l'ensemble, ce qui oblige au recours à l'ACP centrée réduite pour le traitement de cette masse importante des données.

Tableau IV.4 : Matrice de corrélations sur les analyses globales des eaux souterraines

Paramètres	CE	pH	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	MT	pCO ₂
CE	1											
pH	0.12	1										
Ca	0.91	0.02	1									
Mg	0.78	0.39	0.71	1								
Na	0.55	0.32	0.39	0.42	1							
K	0.21	0.19	0.29	0.15	0.02	1						
Cl	0.80	-0.22	0.84	0.50	0.37	0.11	1					
SO ₄	0.47	0.08	0.49	0.49	0.37	0.23	0.15	1				
NO ₃	0.85	-0.09	0.89	0.62	0.33	0.10	0.91	0.18	1			
HCO ₃	0.14	0.73	-0.01	0.43	0.53	0.17	-0.22	0.13	-0.21	1		
MT	0.94	0.24	0.92	0.86	0.64	0.24	0.75	0.55	0.81	0.29	1	
pCO ₂	-0.16	-0.83	-0.10	-0.29	-0.10	-0.12	0.06	0.00	-0.10	-0.29	-0.19	1

IV.4.3. Analyse en composantes principales (ACP)

L'ACP centrée réduite a été réalisée à partir de 12 paramètres précédemment interprétés. On a constaté que la variance exprimée par les axes factoriels F₁ et F₂ est assez significative (près de 70%) pour observer le comportement global des échantillons.

Néanmoins, nous avons aussi considérés l'axe F_3 pour pouvoir mettre en évidence les autres tendances des échantillons et avoir des projections de bonne qualité (>70%). Les trois premiers axes factoriels (F_1 , F_2 , F_3) expriment près de 80% de la variance totale, ce qui est très significatif pour faire la classification et étudier les tendances et corrélations qui peuvent exister entre les paramètres pour mieux en déduire les mécanismes d'acquisition de la minéralisation dans le milieu.

La projection des variables sur le plan factoriel $F_1 \times F_2$ (figure IV.6) montre que le facteur F_1 est le plus important. Il contrôle à lui seul environ 47% de l'inertie du nuage des points représentatifs des échantillons et regroupe au pôle négatif la majorité des variables en présence (la conductivité électrique (CE), la minéralisation totale, les ions Ca^{2+} , NO_3^- , Cl^- , Mg^{2+} , Na^+ et à un degré moindre l'ion SO_4^{2-}). Le regroupement de ces variables autour de l'axe F_1 montre que l'axe factoriel exprime la source principale de minéralisation de l'eau dans l'aquifère et rend compte aussi de la présence d'autres sources complémentaires de minéralisation des eaux.

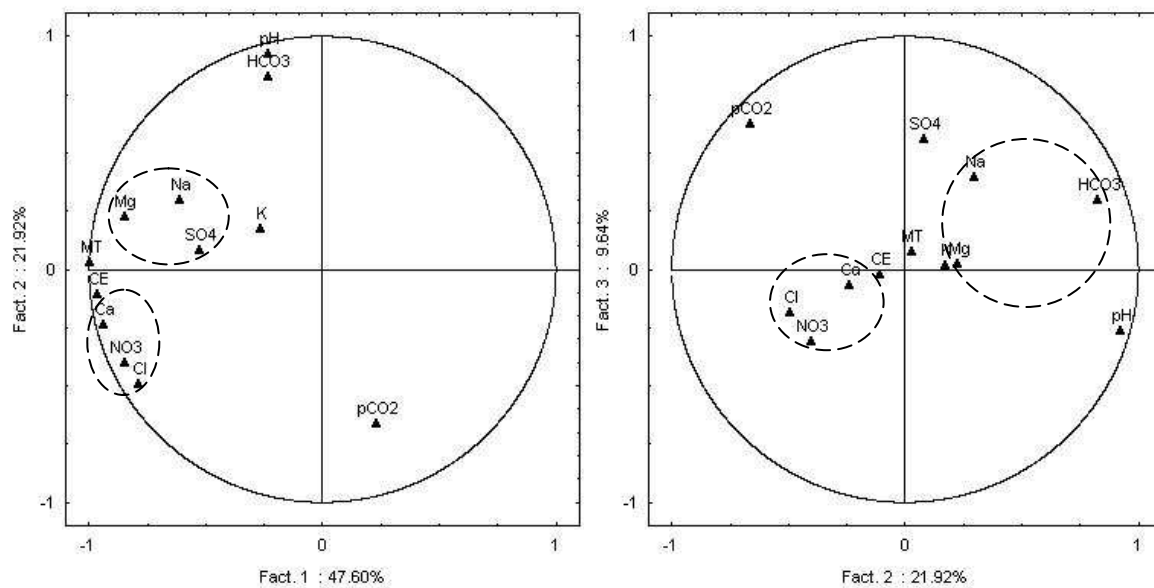


Figure IV.6 : Projection des variables sur les plans factoriels $F_1 \times F_2$ et $F_2 \times F_3$.

En analysant la principale source de minéralisation, on peut constater la présence de deux sous groupes qui relate respectivement l'affinité des ions (Ca^{2+} , NO_3^- , Cl^-) et (Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-}). Le premier sous groupe exprime l'influence des activités anthropiques dans l'acquisition de la minéralisation des eaux qui s'explique en partie par la présence de l'ion NO_3^- (de La Vaissière, 2006 ; Diaw, 2008 ; Yaméogo, 2008). Cela est très révélateur car on sait que l'ion Ca^{2+} est généralement fourni par l'hydrolyse, donc d'origine profonde, alors que

les ions Cl^- et NO_3^- proviennent en général des sources superficielles. Le regroupement Mg^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} laisse croire que ces ions proviendraient d'un processus autre que la pollution à travers les eaux d'infiltration. Dans les eaux de socle de l'Afrique de l'Ouest, ce phénomène est toujours exprimé par le facteur F_1 (Faillat, 1986 ; Biemi, 1992). Cela prouve que l'acquisition de la minéralisation de l'eau dans cette zone est très complexe.

Le facteur F_2 expliquant près de 22% de l'inertie totale, discrimine la source principale de minéralisation et oppose la pCO_2 au groupement HCO_3^- , pH. La corrélation de l'ion HCO_3^- avec le pH montre que cet ion provient en majorité par l'hydrolyse (silicates et alimino-silicates), mais aussi de la diffusion et dissolution du CO_2 atmosphérique et du sol.

Dans les zones géologiquement stables, sans activité volcanique, le CO_2 est produit dans la zone non saturée par la respiration de la couverture végétale et de la dégradation de la matière organique du sol (Affek et *al.*, 1998 ; Adiaffi, 2008 ; Adiaffi et *al.*, 2009), puis entraîné en profondeur par les eaux d'infiltration. Ce qui fait que les eaux infiltrées riches en CO_2 contrôlent les équilibres calco-carboniques de la solution. Cet axe mettra donc en opposition les eaux acides dues aux apports du CO_2 à partir de la surface et les eaux basiques à un temps de séjour relativement long.

L'axe F_3 contrôlant 10% d'informations, discrimine davantage les 2 sources de minéralisations déjà identifiées. Dans le plan factoriel $F_2 \times F_3$, l'opposition du groupement NO_3^- , Cl^- , Ca^{2+} à celui du HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} confirme que la production des ions composant ces deux sous groupes est dominée respectivement par l'apport superficiel et l'interaction eau - roche. Si cela est une évidence pour les autres ions, il est surprenant d'admettre l'origine superficielle de l'ion Ca^{2+} . Ainsi, Faillat (1986) a démontré que l'ion Ca^{2+} pourrait avoir d'autres origines (pluie, sols, pollution) indépendantes de l'hydrolyse. Cet aspect sera discuté dans le paragraphe traitant sur l'origine de la minéralisation des eaux.

La projection des individus sur le plan factoriel $F_1 \times F_2$ (figure IV.7) montre que le regroupement des échantillons se fait selon la minéralisation et le taux du CO_2 contenu dans l'eau. Les eaux fortement minéralisées se placent sur le pôle négatif de l'axe F_1 et celles ayant une minéralisation faible à l'opposé. Les eaux essentiellement polluées sont influencées par la pression extérieure marquée par les activités domestiques et pastorales. Elles se caractérisent par un taux important de NO_3^- qui varie de 0,8 à 11,13 méq/l, associé parfois au SO_4^{2-} et au Cl^- . L'acidité de l'eau est due à la présence de CO_2 , mais elle devient alcaline suite au départ de ce dernier consommé par l'hydrolyse des silicates.

À travers ces analyses on constate que le processus de minéralisation des eaux est très complexe dans la zone d'étude, du fait de son contexte géologique et hydrogéologique lié à la

nature discontinue de l'aquifère et à la variation spatio-temporelle de la recharge. Pour mieux appréhender ce processus et comprendre le fonctionnement de l'aquifère, il est important d'étudier les eaux par famille.

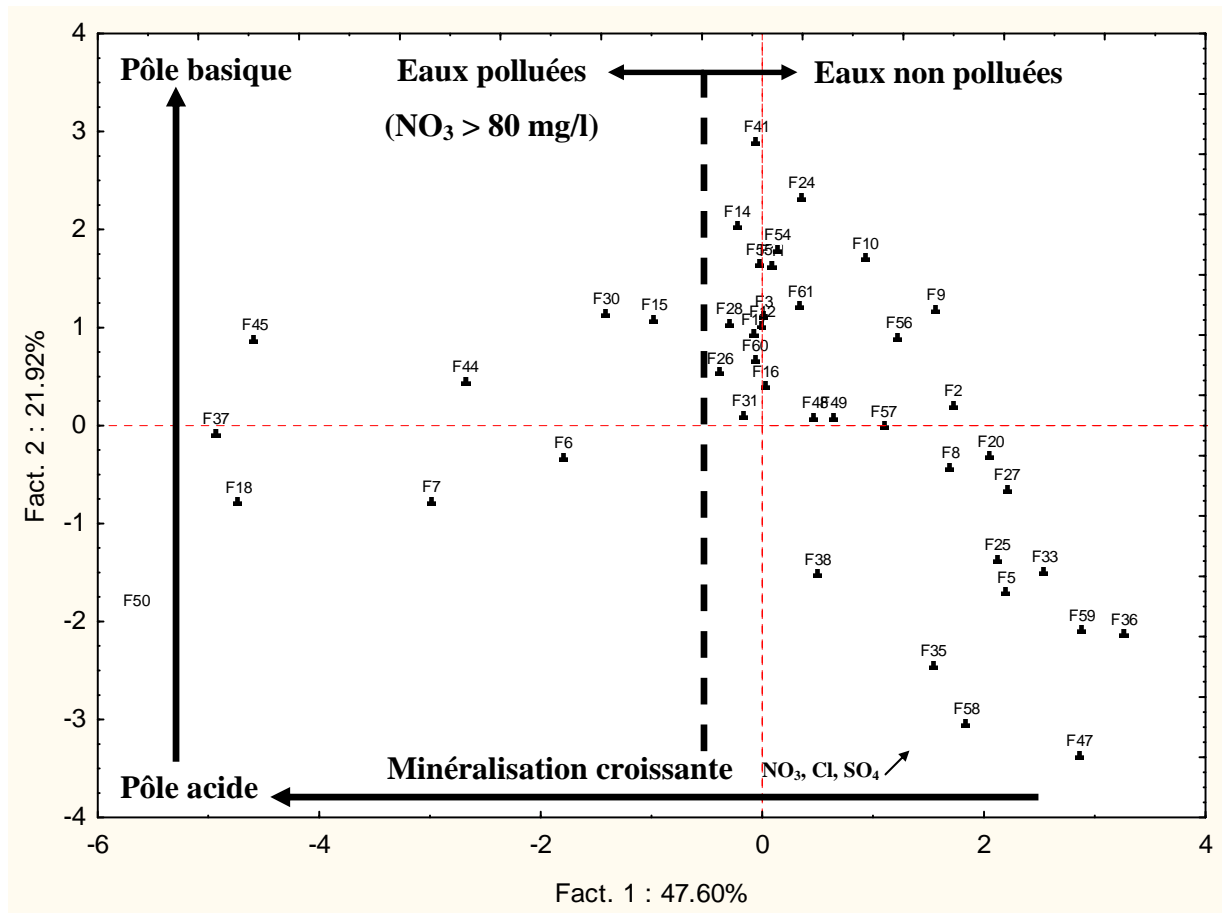


Figure IV.7 : Projection des individus sur le plan factoriel F1 x F2.

IV.5. ORIGINE ET PROCESSUS DE MINÉRALISATION

VI.5.1. Acquisition des ions

VI.5.1.1. Altération des roches silicatées

Les silicates sont les éléments minéraux les plus répandus de l'écorce terrestre. Du fait de cette abondance, leur altération constitue la source la plus importante d'approvisionnement d'éléments dissous des eaux.

L'hydrolyse des silicates est facilitée par les eaux d'infiltration riche en CO_2 dissous. Le contact de ces eaux agressives avec les minéraux silicatés va entraîner la libération des cations les plus mobiles (Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}), de la silice et de l'aluminium suite au processus d'hydrolyse. La destruction des minéraux primaires par dissolution incongruente (plagioclases, minéraux ferromagnésiens, ...) engendre généralement l'apparition d'une

séquence d'argiles de néoformation telles que la montmorillonite, la kaolinite, l'illite ou la gibbsite, en fonction de leur teneur en bases ou le degré du pluviollessivage (Hamdi et *al.*, 1997 ; Dekayir et El-Maataoui, 2001 ; Nguetnkam et *al.*, 2008).

La vitesse d'altérabilité des roches varie en fonction de ses minéraux constitutifs. Ainsi, Goldich, 1938 (cité par Faillat, 1986) a établi un ordre d'altérabilité des minéraux primaires (figure IV.8). Cette figure montre que les minéraux ferromagnésiens, éléments constitutifs majeurs des roches basiques, sont plus altérables que ceux constituant les roches acides. Selon Schöeller (1962), les eaux circulant dans les roches basiques seront plus riches en alcalino-terreux, alors que celles des roches acides sont à dominance alcaline. En région de socle, le facteur le plus déterminant dans l'acquisition des cations est l'hydrolyse. Le contact prolongé de l'eau chargé en CO₂ avec l'encaissant se traduit par un enrichissement en cations majeurs (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺) et en ions bicarbonates. La forte corrélation entre les bicarbonates et les cations majeurs (figure IV.9) montre que ce sont les ions bicarbonates qui contrôlent la minéralisation des eaux souterraines de socle à partir des réactions chimiques d'altération (tableau IV.5). Dans ces réactions, on remarque que le départ des cations des minéraux primaires s'accompagne par la fixation des ions H⁺ et la libération des ions HCO₃⁻, par conséquent, l'augmentation du pH.

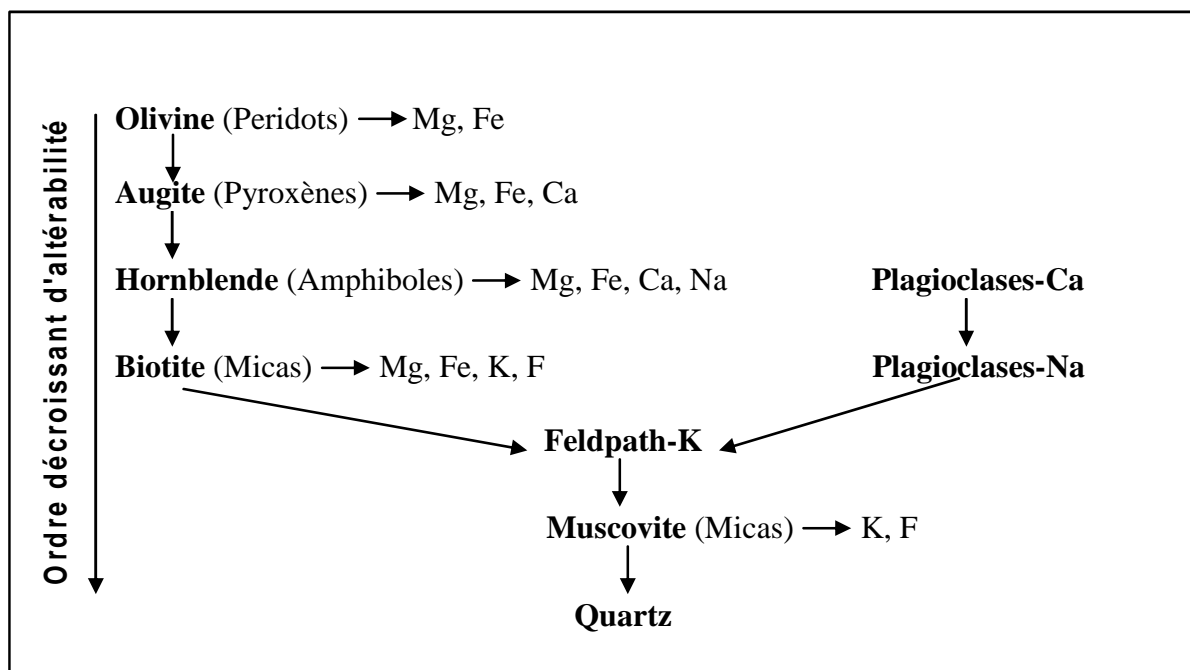


Figure IV.8 : Séquence d'altération des minéraux de Goldich (1938) cité par Faillat (1986).

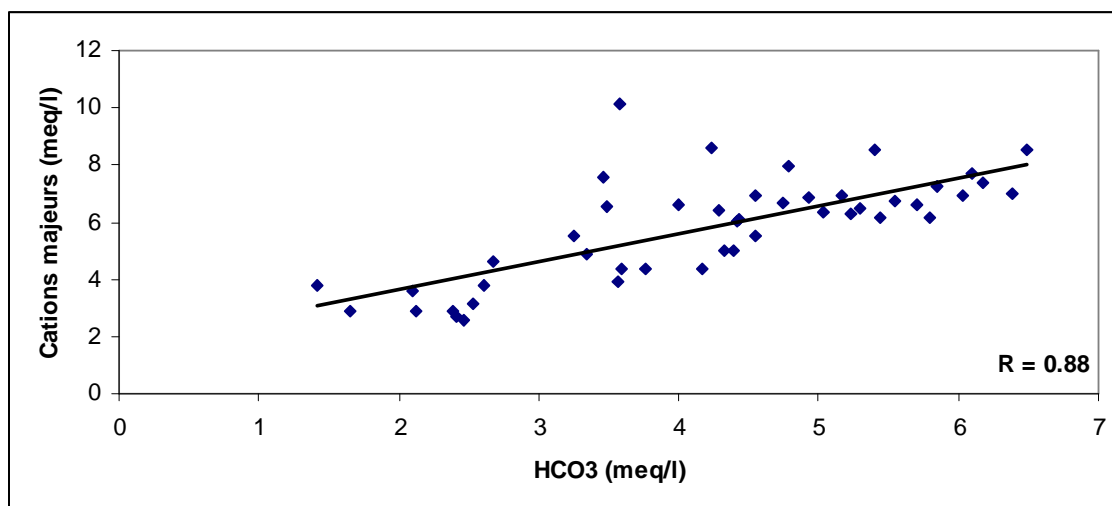


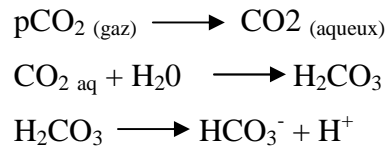
Figure IV.9 : Relation entre les cations majeurs et les ions bicarbonates.

Tableau IV.5 : Réactions de transformation des certains minéraux primaires des roches.

1	$Mg_2SiO_4 (S) + 4H_2CO_3 \longrightarrow 2Mg^{2+} + 4HCO_3^- + H_4SiO_4$ <i>Forstérite</i> <i>(Péridot)</i>	<i>Silice</i>
2	$KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2 (S) + 7 H_2CO_3 + 0,5H_2O \longrightarrow K^+ + 3Mg^{2+} + 2H_4SiO_4 + 0,5Al_2Si_2O_5(OH)_4$ <i>Phlogopite (Mica)</i>	<i>Silice</i> <i>Kaolinite</i>
3	$CaAl_2Si_2O_8 (S) + 2H_2CO_3 + H_2O \longrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^- + Al_2Si_2O_5(OH)_4$ <i>Anorthite</i>	<i>Kaolinite</i>
4	$NaAlSi_3O_8 (S) + H_2CO_3 + 4,5H_2O \longrightarrow Na^+ + HCO_3^- + 2H_4SiO_4 + 0,5Al_2Si_2O_5(OH)_4$ <i>Albite</i>	<i>Silice</i> <i>Kaolinite</i>
5	$2,33NaAlSi_3O_8 (S) + 8,64H_2O + 2CO_2 \longrightarrow Na_{0,33}Al_{2,33}Si_{3,67}O_{10}(OH)_2 + 2Na^+ + 2HCO_3^- + 3,32H_4SiO_4$ <i>Albite</i>	<i>Montmorillonite</i> <i>Silice</i>
6	$KAlSi_3O_8 (S) + H_2CO_3 + 4,5H_2O \longrightarrow K^+ + HCO_3^- + 2H_4SiO_4 + 0,5Al_2Si_2O_5(OH)_4$ <i>Orthose</i>	<i>Kaolinite</i>
7	$3KAlSi_3O_8 (S) + 12H_2O + 2H_2CO_3 \longrightarrow 2K^+ + 2HCO_3^- + 6H_4SiO_4 + KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$ <i>Orthose</i>	<i>Silice</i> <i>Muscovite</i>
8	$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 (S) + H_2CO_3 + 1,5H_2O \longrightarrow K^+ + HCO_3^- + 1,5Al_2Si_2O_5(OH)_4$ <i>Muscovite</i>	<i>Kaolinite</i>
9	$Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 5H_2O \longrightarrow 2[Al(OH)_3] + 2H_4SiO_4$ <i>Kaolinite</i>	<i>Gibbsite</i> <i>Silice</i>
10	$SiO_2 (S) + 2H_2O \longrightarrow H_4SiO_4$ <i>Quartz</i> <i>ou</i> <i>Silice amorphe</i>	<i>Silice</i>

L'abondance des ions bicarbonates indique que l'acidité nécessaire à la progression des réactions d'hydrolyse est assurée essentiellement par la dissociation de l'acide carbonique (H_2CO_3) formé à partir du CO_2 aqueux présent au contact de la solution. Au fur et à mesure que H_2CO_3 diminue, les ions HCO_3^- vont croître avec le pH jusqu'à une valeur seuil de 8. Dans les milieux cristallin et cristallophyllien, les précipitations des ions carbonates (CO_3^{2-})

sont quasi-inexistantes (Ousmane, 1988 ; Biemi, 1992 ; Oga, 2009). Le processus de la formation du bicarbonate est illustré par les équations suivantes :



IV.5.1.2. Indice de saturation

Dans le diagramme ISC vs ISD (Figure IV.10), les points représentatifs des échantillons s'alignent autour d'une droite de régression d'équation : $\text{ISD} = 2.1 \times \text{ISC} - 0.53$. Ces points sont placés en fonction de leur âge dans l'aquifère. L'ensemble des eaux de la région de socle de Téra présente une sous-saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite. Les eaux incrustantes sont inexistantes. La classification des eaux en trois familles s'est faite selon les valeurs de l'ISD.

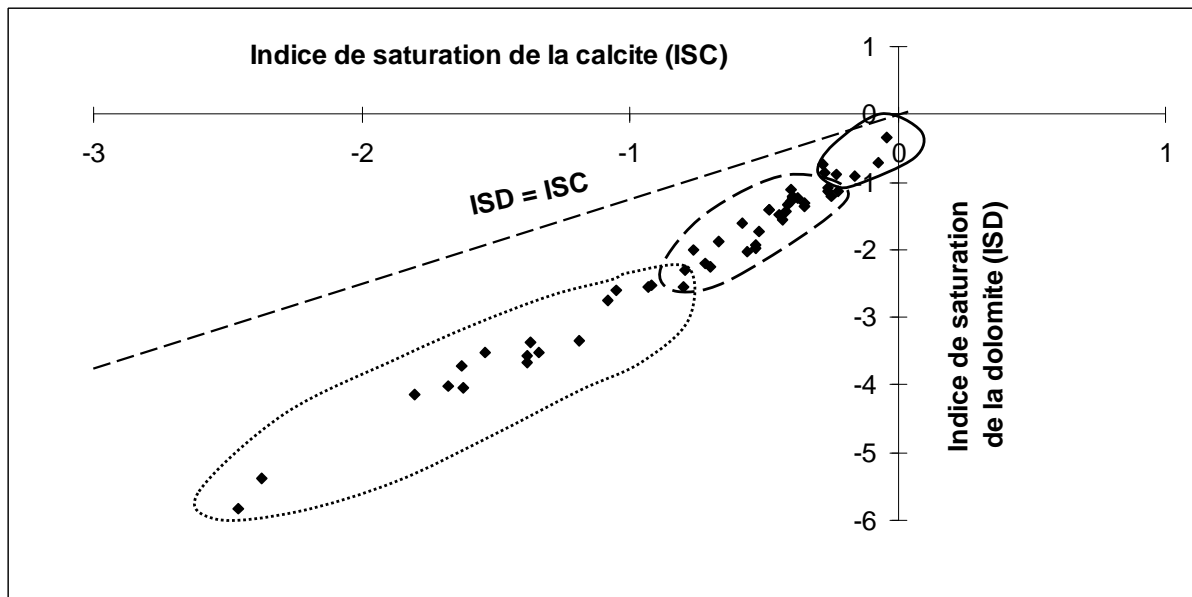


Figure IV.10 : Diagramme ISC/ ISD des eaux de forages de la région du Liptako.

Famille 1 : ISD > -1 : cette famille regroupe six échantillons (F₁₁, F₁₄, F₁₈, F₄₁, F₄₄, F₄₅) caractérisés par des teneurs en pCO₂ faibles. Ces eaux à agressivité faible se démarquent par la valeur de leurs pH proches ou égales à 7. La proximité de cette famille avec la droite d'équilibre ISD = ISC indique que ces eaux sont proches d'un état de saturation primaire en carbonate. En dehors du F₁₈, tous les cinq forages de cette famille se trouvent dans le secteur de Diagourou constitué en majeure partie des schistes et des amphibolites, avec une couche

d'altération plus épaisse que les autres secteurs. Cette épaisse couche argilo-sableuse traduit une vitesse de circulation lente des eaux.

Famille 2 : $-2.5 < \text{ISD} < -1$: ce groupe est composé de 26 échantillons dont les valeurs de ΔpH varient de -0.44 à -0.48. Cet intervalle des valeurs négatives de ΔpH rend compte sur le caractère relativement agressif de ces eaux qui, à son tour lié à l'accroissement de la teneur en pCO_2 . Les eaux issues de cette famille se caractérisent par un temps de séjour assez moyen et donc par une vitesse de circulation moins lente que la famille précédente.

Famille 3 : $-6 < \text{ISD} < -2.5$: les 18 échantillons qui composent cette dernière famille, présentent des valeurs assez négatives de la variable ΔpH . Contrairement aux deux autres familles, les eaux de ce groupe sont en général les plus récentes de l'aquifère. Tous les forages de ce groupe se situent à proximité du lit majeur des rivières.

L'utilisation conjointe des variables (pCO_2 , ΔpH , ISC, ISD) du système calco-carbonique a permis de mettre en évidence le contraste lithologique et morphologique de la zone. La dissolution des roches se réalise en général grâce aux eaux d'infiltration contenant une quantité appréciable du CO_2 dissous. L'équilibre eau - minéral s'accompagne par l'épuisement de la teneur du CO_2 et la production du bicarbonate responsable de l'augmentation du pH. Ceci explique que les solutions sont proches d'état de saturation en carbonate, ce qui traduit un temps de séjour prolongé de l'eau dans l'aquifère.

La pression partielle en CO_2 (pCO_2) pour l'ensemble des 50 ouvrages varie de 17.10^{-3} à 181.10^{-3} atmosphères.

Ainsi, les eaux récentes, ayant une teneur importante en pCO_2 , avec des valeurs très négatives de ΔpH et des indices de saturation (sous-saturation), sont rencontrées dans les ouvrages proches des lits majeurs de Dargol ou de son affluent principal le Tilim, tandis que les eaux à temps de séjour relativement long, se rencontrent sur le plateau ou en zone schisteuse à épaisse couche d'altération.

La sous-saturation des eaux par rapport à ces minéraux renseigne sur la circulation des eaux due à l'ouverture de ce système hydrologique au milieu extérieur. Aussi, dans le milieu de socle de l'Afrique de l'Ouest, les précipitations du carbonate sont quasi-inexistante parce que le pH de l'eau ne dépasse jamais 8. Malgré cela, on remarque que 72% des eaux sont proches de la saturation vis-à-vis de la calcite (-1 à 0) contre 12% seulement pour la dolomite.

Selon Ousmane (1988), *"les eaux de socle sont presque toujours agressives vis-à-vis de la dolomie et proches de la saturation vis-à-vis de la calcite et de la silice amorphe. Des dépôts de la calcite pourraient colmater certaines fissures, ce qui provoquerait une diminution de la porosité. Les secteurs de socle étudiés se trouvent probablement dans une*

zone pédo-climatique charnière où les néoformations argileuses cèdent le pas aux dépôts calcaires, au moins localement et temporairement (Boulet, 1974 cité par Ousmane, 1988)".

VI.5.1.3. Équilibre entre l'eau et les minéraux néoformés

L'étude d'équilibre eau - roche a été réalisée grâce au diagramme d'activité de Korjinski selon la représentation graphique des domaines de stabilité de : Albite – Montmorillonite – Kaolinite – Gibbsite. Cela a permis de situer les eaux en fonction de leurs teneurs en Na, en silice et de leur pH (figure IV.11). Les points des différentes eaux sont localisés dans les domaines de stabilité de la kaolinite et de montmorillonite. Cette répartition est liée soit à la nature lithologique, ou selon que le point soit proche ou éloigné de la zone de recharge. La disposition des points montre une évolution depuis un milieu ouvert, où les eaux sont moins minéralisées (granitoïdes, altérites), vers un milieu fermé (schistes) avec des eaux naturellement plus chargées. Le vieillissement des eaux augmente en s'éloignant du domaine de la kaolinite vers celui de la montmorillonite qui est le reflet des nappes confinées à faible perméabilité. Ce confinement est surtout lié aux épaisseurs d'altérites argilo-sableuses, relativement importantes qu'on retrouve dans les zones schisteuses, mais aussi à l'isolement des certaines fractures dû au colmatage par la calcite ou les dépôts argileux. Dans ce milieu fermé et basique, la circulation de l'eau est très difficile et les éléments chimiques issus de l'hydrolyse ne seront plus exportés vers un autre système, d'où cet état d'équilibre entre la solution aqueuse et les minéraux plus solubles telle que la montmorillonite.

Ces résultats permettent d'affirmer que l'hydrolyse des silicates est le principal phénomène responsable d'acquisition des ions des eaux dans les milieux cristallin et cristallophyllien. Il ressort aussi que la vitesse d'évolution des minéraux vers le domaine de la kaolinite est plus grande dans les granitoïdes que dans les roches vertes ; conformément à l'état de confinement des réservoirs schisteux. La différence entre les eaux de ces réservoirs (granitoïdes, roches vertes) est sans doute liée au comportement hydraulique et aux épaisseurs de leurs produits d'altérations. L'altération du granite donne des altérites plus perméables et moins développées que celles des roches vertes. De ce fait, l'échange entre les réservoirs schisteux et l'extérieur est très limité, par conséquent, l'eau restera longtemps en contact avec l'encaissant.

À partir de ces observations, il ressort que les conditions d'équilibre sont en partie fonction de la nature géologique du milieu, mais aussi de la morphologie du terrain. Ces conclusions sont en accord avec les travaux de Ousmane (1988), mieux, elles ont permis de mettre en évidence les causes locales liées à la lithologie. Elles rejoignent aussi celles de

Faillat (1986), Biemi (1992), Soro et al. (1997), Adiaffi (2008) en Côte d'Ivoire, et de Yaméogo (2008) au Burkina-Faso.

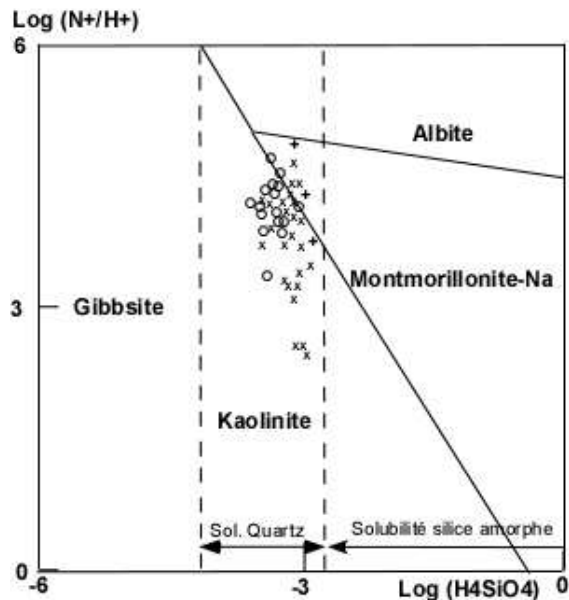


Figure IV.11 : Diagramme d'équilibre Albite–Montmorillonite–kaolinite–Gibbsite (à 25°C).
Granitoïdes (X), roches vertes (O), altérites (+).

VI.5.2. Principales sources d'ions

Ce paragraphe sera consacré à l'étude des principaux phénomènes géochimiques responsables de la production d'ions conduisant aux différents faciès d'eau dans l'aquifère. L'étude réalisée par la méthode de l'ACP a mis en évidence plusieurs mécanismes de production d'ions parmi lesquels, le facteur anthropique occupe une place de choix. De ce fait, il devient nécessaire, de rechercher les principales sources d'ions responsables de la minéralisation des eaux souterraines de socle du Liptako.

VI.5.2.1. Relation minéralisation totale et les ions majeurs

La figure IV.12 met en évidence la part de chaque ion dans la minéralisation des eaux. Ces résultats font ressortir que, les alcalino-terreux (Ca^{2+} et Mg^{2+}) sont fortement liés à la minéralisation totale ($r = 0,93$ et $r = 0,83$). Il apparaît également que, parmi les alcalins, K^+ ne montre aucune tendance observable avec la salinité contrairement au Na^+ qui affiche une liaison assez remarquable ($r = 0,69$).

On observe que les points représentant l'ion Ca^{2+} sont très concentrés autour de MT/2, suivis de ceux de l'ion Na^+ qui sont plus éparpillés. Contrairement aux ions Ca^{2+} et

Na⁺, l'ion Mg²⁺ n'est prépondérant qu'à partir de la droite MT/6. De part ces observations, il est évident que le calcium reste l'élément dominant dans le processus de l'acquisition de la minéralisation des eaux de socle, suivi du Na⁺ et du Mg²⁺. Cet ordre est différent de celui établi par Ousmane (1988) et Girard qui révèlent une importance large de l'ion Mg²⁺ (28 à 32%) par rapport au Na⁺ (2%). L'ion Na⁺ n'excède Ca²⁺ + Mg²⁺ que dans seulement 4% des cas, et cette abondance est sans rapport avec la minéralisation de l'eau (Biemi, 1992). Cette observation est contraire à celle de Faillat (1986) qui remarque que le Na⁺ n'est abondant que dans les eaux moins chargées.

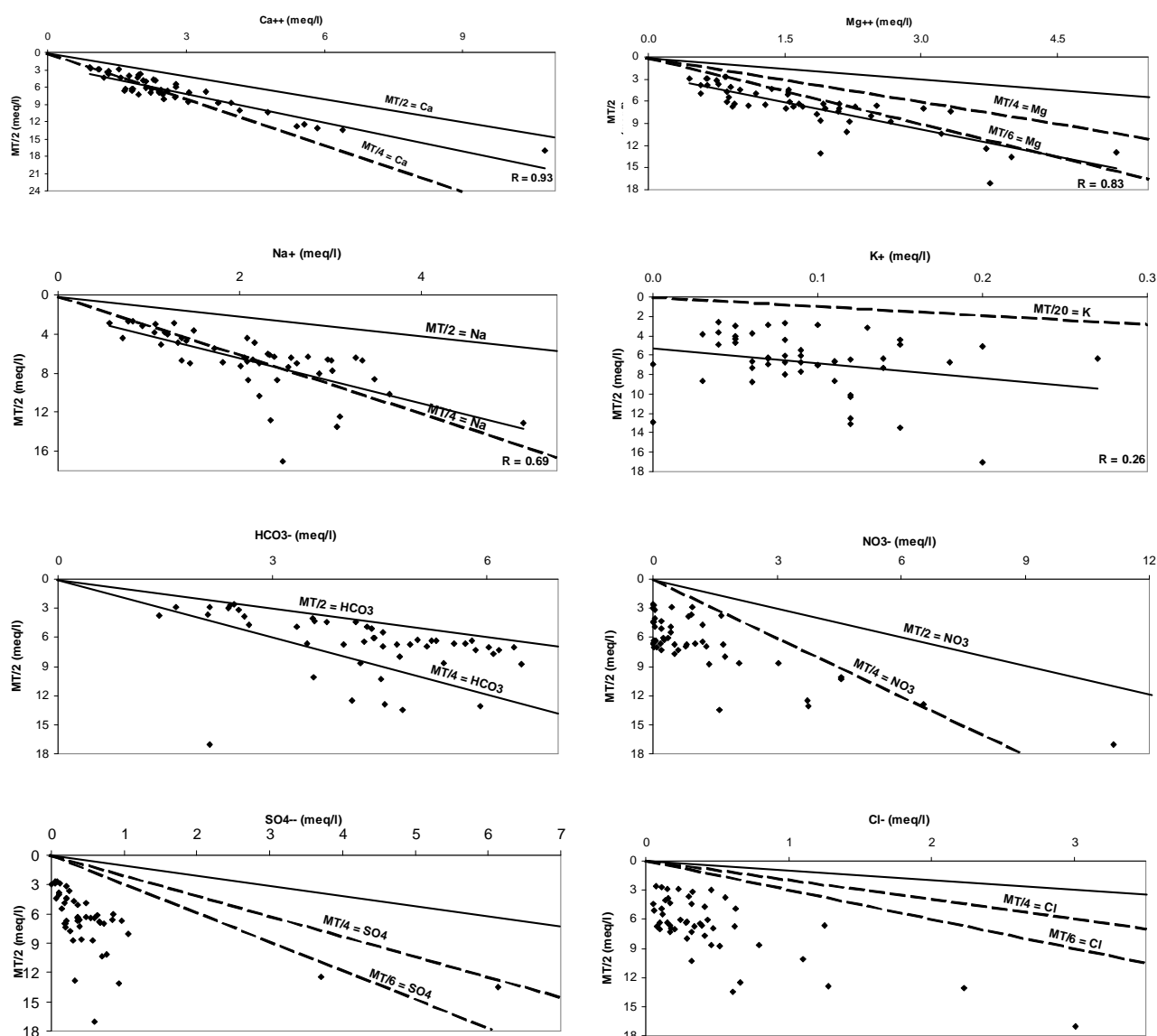


Figure IV.12 : Relation entre la minéralisation totale et ions majeurs.

Au niveau des anions, on observe que la majorité des points se trouvent à coté de la droite $MT/2 = HCO_3^-$. Cela prouve la prépondérance de l'ion HCO_3^- sur les autres anions (NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) qui ne sont abondants qu'accidentellement. La fréquence de l'ion NO_3^- et sa distribution régulière à partir de $MT/4$ révèle sa dominance sur les Cl^- et SO_4^{2-} , et son importance notable dans la minéralisation de l'eau. L'évolution positive entre l'ion HCO_3^- et minéralisation confirme la provenance principale de cet élément par la dissolution des minéraux silicatés. Cela diffère les zones de socle des zones sédimentaires où l'ion HCO_3^- n'est dominant que pour les faibles minéralisations et ne croit pas significativement quand les charges salines augmentent (Leduc et taupin, 1997 ; Gaultier, 2004).

Ces analyses relèvent clairement le rôle de chaque ion dans la minéralisation des eaux. On constate que, au même titre que les ions majoritaires (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et HCO_3^-), les ions accidentels tels que NO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-} , ont aussi une influence sur la charge saline des eaux. Compte tenu de cette influence et par souci de déterminer le processus dominant d'acquisition d'ions, les eaux sont groupées en deux familles :

- Famille des eaux dites "normales" : cette famille est composée de 39 échantillons caractérisée par des eaux faiblement minéralisées. Dans ce groupe, la minéralisation totale des eaux varie de 5,41 à 16,06 meq/l avec une moyenne de 10,94 meq/l ;
- Famille des eaux "contaminées" : les 10 échantillons qui composent cette famille, présentent des charges salines assez élevées variant de 17,25 à 34,16 meq/l avec une moyenne de 23,11 meq/l.

Le retrait de ces eaux particulières a permis d'améliorer les corrélations entre les éléments (tableau IV.6) comparativement au tableau IV.4 sur les analyses globales.

Tableau IV.6 : Matrice de corrélation des eaux de la nappe de socle de 39 analyses.

	CE	pH	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	NO ₃	HCO ₃	SiO ₂	MT
CE	1.00											
pH	0.43	1.00										
Ca	0.55	0.31	1.00									
Mg	0.56	0.60	0.37	1.00								
Na	0.64	0.39	0.39	0.35	1.00							
K	0.18	0.32	0.26	0.26	-0.05	1.00						
Cl	0.16	-0.30	0.10	-0.17	0.44	-0.32	1.00					
SO ₄	0.53	0.33	0.61	0.35	0.51	0.23	0.19	1.00				
NO ₃	0.19	-0.18	0.39	-0.08	0.18	-0.25	0.44	0.22	1.00			
HCO ₃	0.65	0.68	0.54	0.80	0.64	0.33	-0.17	0.43	-0.26	1.00		
SiO ₂	-0.21	-0.53	-0.06	-0.42	0.11	-0.19	0.37	-0.03	0.04	-0.24	1.00	
MT	0.77	0.58	0.74	0.75	0.79	0.22	0.17	0.64	0.20	0.88	-0.16	1.00

VI.5.2.2. Relation des ions majeurs avec le pH

Le pH constitue l'élément indicateur sur les processus chimiques mis en jeu dans la minéralisation. Sa corrélation avec un ion donne une idée précise sur la provenance de cet élément chimique. Ainsi, la figure IV.13 montre une croissance linéaire entre le pH et la minéralisation totale au niveau des eaux moins chargées. Celle-ci devient insignifiante avec les eaux très minéralisées. Ces dernières se caractérisent par leurs teneurs importantes en ions accidentels (NO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}) liées probablement aux pressions anthropiques. Cette figure distingue clairement les eaux "normales" sans influence extérieure et les eaux "contaminées".

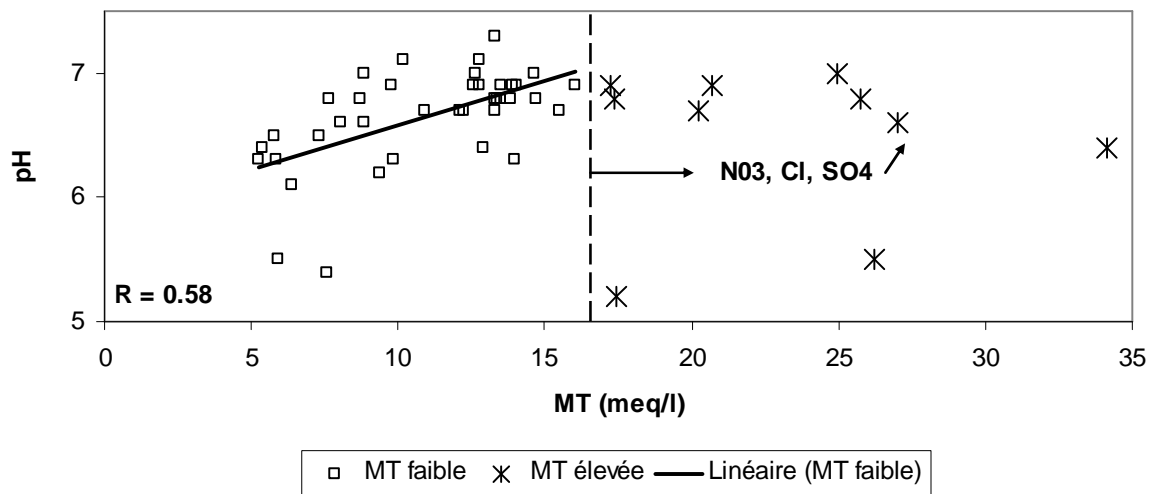


Figure IV.13 : Relation entre la minéralisation totale et le pH.

Pour bien apprécier la part de l'hydrolyse dans l'acquisition des ions, les éléments chimiques majeurs sont mis en relation avec le pH (figure IV.14). On observe que les ions HCO_3^- ($r = 0,68$) et Mg^{2+} ($r = 0,60$) (figure IV.a,c) se dégagent des autres par leur forte corrélation avec le pH, alors qu'elle est moins prononcée (figure IV.b, d) avec les ions Ca^{2+} (0,32), Na^+ (0,39) et K^+ (0,32). Tout de même, on observe une tendance à l'augmentation de ces ions avec le pH.

La faible dépendance de ces ions (Ca^{2+} , Na^+ , K^+) avec le pH prouve qu'en dehors d'hydrolyse, d'autres mécanismes interviennent dans leur mise en solution. Ce fait a été déjà signalé par l'ACP au moins pour Na^+ et Ca^{2+} , contrairement au magnésium qui est principalement fourni par l'hydrolyse des minéraux ferro-magnésiens contenus dans les roches. Parmi les ions accidentels, Cl^- et NO_3^- se démarquent du SO_4^{2-} par leur indépendance vis-à-vis du pH. Ce qui laisse penser que la mise en solution de ces ions (Cl^- et NO_3^-) est liée à un processus autre que l'hydrolyse. Contrairement aux remarques de Faillat (1986) sur les

eaux de socle en zone humide, ici l'ensemble des ions accidentels (NO_3^- , Cl^- et SO_4^{2-}) sont présents dans des eaux fortement minéralisées. Cette forte minéralisation n'est pas liée à l'hydrolyse qui demande un temps assez long pour se réaliser, mais plutôt à des eaux d'infiltration récentes chargées en NO_3^- comme il a été déjà notifié dans le paragraphe précédent (cf. figure IV.5, IV.6). Ailleurs dans le degré carré de Niamey, Leduc et Taupin (1997) ont démontré que l'ion NO_3^- constitue l'anion essentiel pour les moyennes et fortes minéralisations.

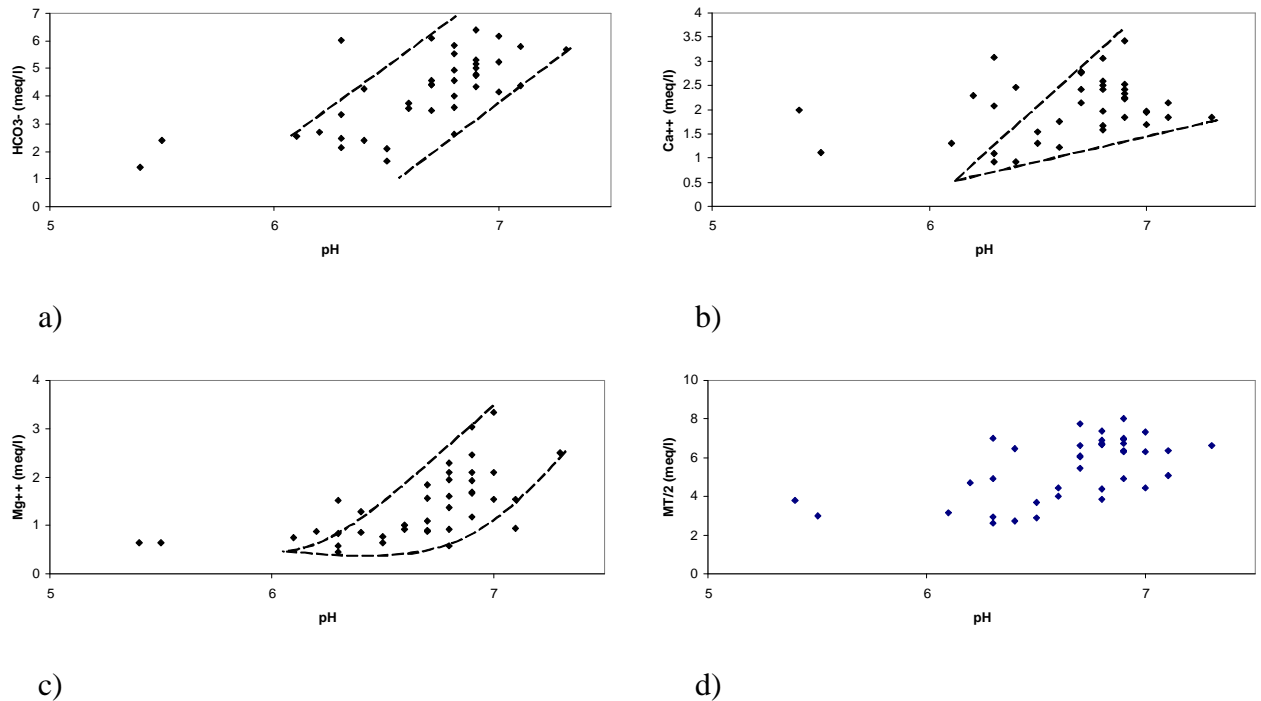


Figure VI.14 : Relation entre les ions majeurs et pH.

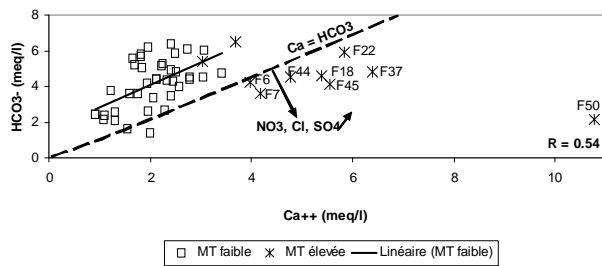
VI.5.2.3. Relation des ions majeurs avec les bicarbonates

Ce type de relation est fréquemment utilisé en zone de socle pour déterminer la part de l'hydrolyse dans la minéralisation des eaux (Faillat, 1986 ; Ousmane, 1988 ; Biemi, 1992 ; Savané, 1997 ; Adiaffi, 2008 ; Yaméogo, 2008 ; Oga et *al.*, 2009). L'utilisation de HCO_3^- comme indicateur du processus chimique dominant de production d'ions dans les nappes de socle, est à relier avec le mode de sa formation. Les bicarbonates sont produits suite à l'apport du CO_2 par l'eau d'infiltration, qui par réaction d'hydrolyse permet, d'une part, la formation du HCO_3^- , et d'autre part, l'augmentation du pH en supposant une évolution en milieu fermé. C'est partant de ces faits que les hydrogéologues utilisent le HCO_3^- ou le pH pour mettre en relation le contact eau-roche, et la production d'ions dans l'eau. Ainsi, plus l'eau reste

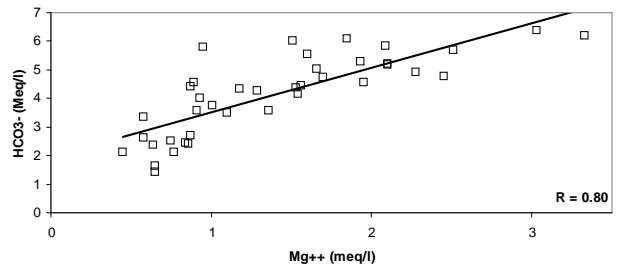
longtemps en contact avec les roches, plus l'hydrolyse a le temps de s'accomplir normalement, et par conséquent, plus l'eau sera plus minéralisée.

La figure IV.15 met en évidence les relations existantes entre les teneurs en cations majeurs pris individuellement et les bicarbonates. On observe une corrélation linéaire entre les ions Ca^{2+} , Na^+ et surtout l'ion Mg^{2+} avec les bicarbonates. Cette tendance à l'augmentation est moins significative avec le sodium et quasi-absente avec le potassium. S'il est admis que l'ion Mg^{2+} provient en majorité de l'altération des minéraux silicatés ferro-magnésiens, une partie non négligeable de Ca^{2+} , Na^+ et K^+ pourrait avoir une origine indépendante de l'hydrolyse des minéraux (pollution, sols, pluie, ...). Plusieurs auteurs ont prouvé l'origine superficielle d'une partie des alcalins en zone de socle d'Afrique de l'Ouest (Faillat, 1986 ; Biemi, 1986 ; Yaméogo, 2008 ; Adiaffi, 2008 ; Ousmane, 1988), mais très rarement pour le cas du Ca^{2+} . En tenant compte des 39 échantillons non "pollués" (cf. tableau IV.6), on constate que la corrélation entre Ca^{2+} et Mg^{2+} est moins significative ($r = 0,37$), mais celle-ci devient moyenne avec le HCO_3^- ($r = 0,54$) et très forte entre Ca^{2+} et SO_4^{2-} ($r = 0,61$).

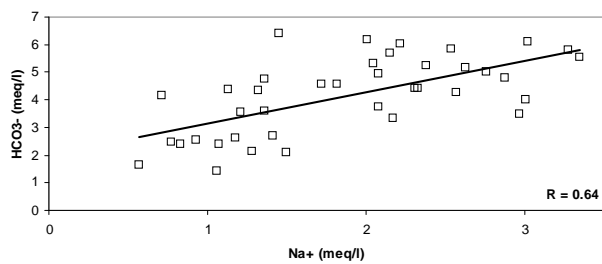
La figure IV.15.a montre une croissance linéaire entre Ca^{2+} et HCO_3^- avec des teneurs en Ca^{2+} parfois égales ou même supérieure à celles de HCO_3^- . Les eaux ayant des teneurs importantes en HCO_3^- ont toutes des teneurs en SO_4^{2-} , NO_3^- ou Cl^- importantes ; mais la corrélation Ca^{2+} et les ions accidentels n'est exprimée qu'avec seulement le SO_4^{2-} (figure IV.16). L'ion SO_4^{2-} peut provenir de la pyrite contenue dans les roches schisteuses (Martelat et al., 1997 ; Durand, 2005). Cette hypothèse peut être retenue si toutes les analyses ayant une teneur appréciable en SO_4^{2-} ($> 5\text{meq/l}$) proviennent des schistes. Sur les quinze analyses, seuls six appartiennent aux schistes. Aussi, l'oxydation chimique de la pyrite, s'accompagne par une réduction concomitante des nitrates (Martelat et al., 1997). Alors que dans la chimie des eaux souterraine du Liptako, on observe l'événement contraire. A l'image de toutes les zones arides, la zone d'étude est soumise à une évaporation importante due aux températures élevées pendant les longues saisons sèches. Ce phénomène va favoriser la formation et la concentration des certains sels minéraux comme le gypse (CaSO_4). La mise en solution de ces sels par l'eau d'infiltration favorise leur migration vers les nappes. D'après Schöller (1962), la dissolution des sels refermant des ions Ca^{2+} entraîne la diminution des ions HCO_3^- et CO_3^- . Cela est bien observé dans les eaux souterraines du Liptako (figure IV.15.a). On peut ainsi retenir le phénomène de la dissolution du gypse comme étant le deuxième processus responsable d'acquisition des ions Ca^{2+} dans les eaux souterraines de socle du Liptako.



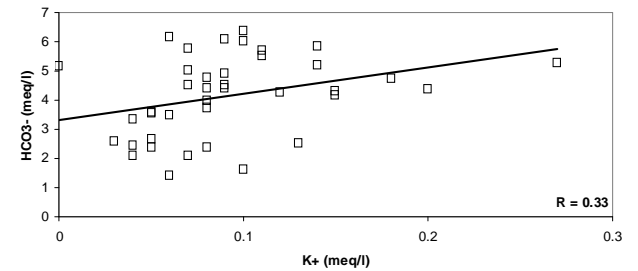
a)



b)



c)



d)

Figure IV.15 : Relation des cations avec les bicarbonates.

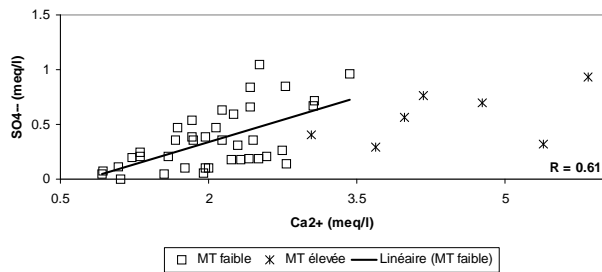


Figure IV.16 : Relation entre Ca^{2+} et SO_4^{2-}

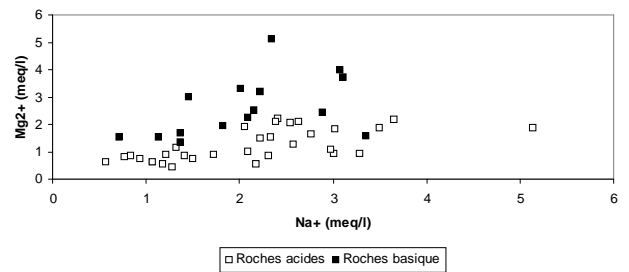


Figure IV.17 : Relation Mg^{2+} et Na^+ .

Conclusion partielle

Dans ce paragraphe, il a été mis en évidence deux processus de minéralisation des eaux : la dissolution des sels minéraux et l'hydrolyse des minéraux silicatés. Le mécanisme dominant d'acquisitions d'ion en zone de socle est l'hydrolyse des silicates. Cette minéralisation est globalement sous l'influence des roches schisteuses et granitoïdiques comme le montre la figure IV.17. À travers ce graphe, on perçoit clairement que la minéralisation des eaux est intimement liée à la nature pétrographique de l'encaissant. Cela est aussi mieux discriminé par le rapport caractéristique Mg/Na. Plus de 90% des eaux de

forages captant les roches acides ont un rapport $Mg/Na < 1$ contre 77% ayant le rapport $Mg/Na > 1$. Certains forages (F_3, F_8), bien étant sur le terrain schisteux, leur proximité avec la zone de recharge perturbe cet équilibre avec l'apport superficiel de Na^+ dépassant largement le Mg^{2+} ($Na > Ca > Mg > K$). Par contre, d'autres forages, bien qu'ils soient sur le terrain granitique, peuvent avoir des intrusions doléritiques riches en ferromagnésiens.

VI.5.2.4. Relation entre les nitrates, chlorures et sulfates

Les chlorures et les sulfates sont en général présents sous forme de trace dans les minéraux des roches cristallines et cristallophylliennes. Les eaux contenues dans ces roches contiennent, en général, moins de 100 mg/l de SO_4^{2-} (Davis et De Wiest, 1966 cités par Banton et Bangoy, 1999). On retrouve les chlorures dans l'apatite tandis que les sulfates se rencontrent dans les schistes pyriteux. L'oxydation de la pyrite donne également des composés azotés. Itihara et *al.*, 1985 (cité par Faillat, 1986) observe des teneurs en NH_4^+ pouvant atteindre 1500 ppm dans des biotites de schiste et de gneiss Précambrien de Finlande. Une part non négligeable de ces éléments peut être apportée par les eaux météoriques. D'après Guéro (2003), une part importante des pluies sahéliennes présente un excès en SO_4^{2-} par rapport à la droite de dilution des eaux marines, dû à la dissolution des particules d'évaporites contenue dans les précipitations.

On observe une relation significative entre les ions NO_3^- et Cl^- (figure IV.18). Les points à minéralisation élevée se caractérisent par leurs très fortes concentrations en NO_3^- et Cl^- . Ces fortes teneurs en ces ions ne s'accompagnent pas avec celle des SO_4^{2-} (figures IV.19 et IV.21). Cela prouve une origine commune anthropique pour NO_3^- et les Cl^- , indépendante de celle des sulfates déjà discutée dans le paragraphe précédent. Les forages F_{50} ($NO_3^- = 11,13$ méq/l, $Cl^- = 3,01$ méq/l) et F_{18} ($NO_3^- = 6,54$ méq/l, $Cl^- = 1,28$ méq/l) ont des teneurs faibles en SO_4^{2-} qui sont respectivement de 0,59 et 0,32 méq/l.

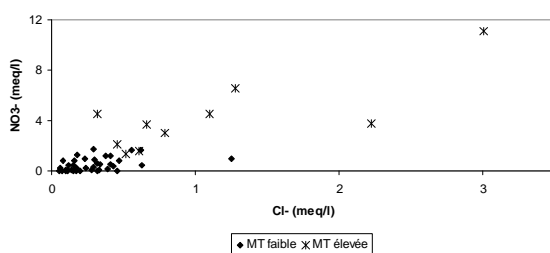


Figure IV.18 : Relation entre NO_3^- et Cl^- .

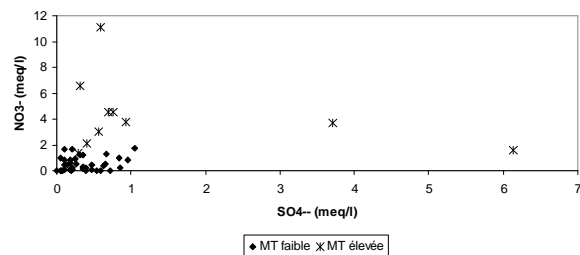


Figure IV.19 : Relation entre NO_3^- et SO_4^{2-} .

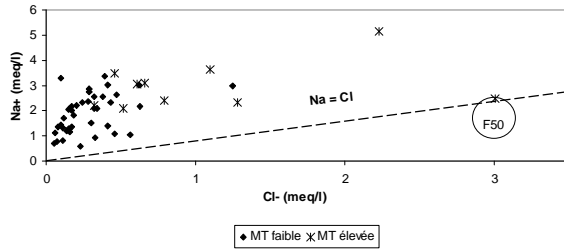


Figure IV.20 : Relation Na^+ et Cl^- .

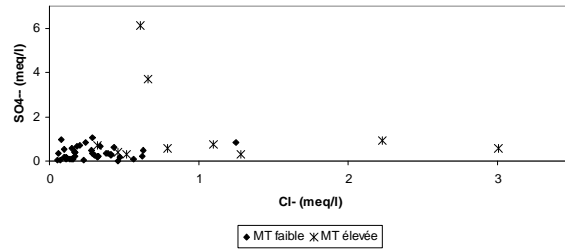


Figure IV.21 : Relation entre SO_4^{2-} et Cl^- .

Dans les paragraphes précédents, il a été évoqué l'origine double des ions Na^+ . Pour appuyer ces hypothèses, on a cherché à prouver l'éventuelle relation entre les ions Na^+ et Cl^- annoncée par Schöeller (1962). La figure IV.20 montre que, les teneurs en Na^+ dépassent largement celles de Cl^- et que malgré ce déséquilibre, les ions Na^+ et Cl^- évoluent dans le même sens. Cette corrélation est très moyenne ($r = 0,44$) du fait que l'hydrolyse des silicates apportent plus de Na^+ que de Cl^- dû au déséquilibre chlore-alcalins d'origine (Schöeller, 1962) d'une part, et d'apport superficiel important de Cl^- d'autre part. Le forage F₅₀ est un exemple édifiant sur la pollution urbaine due à l'infiltration d'effluents pollués (fosses septiques). Cet apport extérieur renverse le déséquilibre chlore-alcalins avec des teneurs en Cl^- (3,01 meq/l) plus élevées à celle des alcalins ($\text{Na}^+ + \text{K}^+ = 2,50$ meq/l).

IV.5.2.5. Apports anthropiques

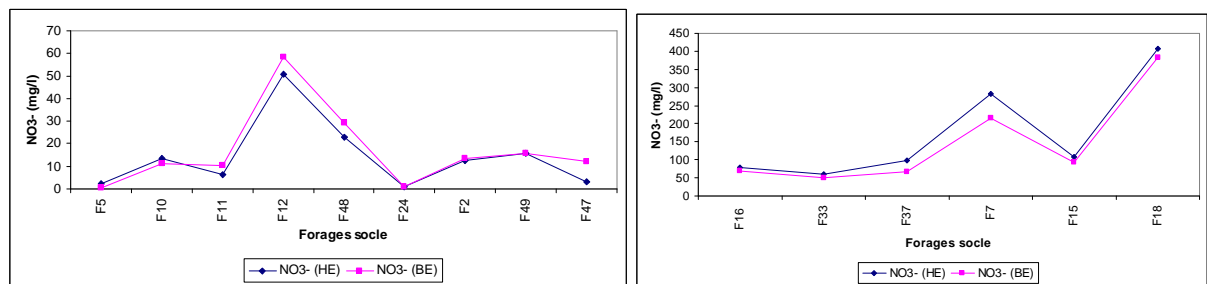
Les activités anthropiques constituent un aspect important dans l'acquisition de la minéralisation des eaux. L'agriculture et l'élevage apportent divers éléments chimiques (Na^+ , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , ...) qui seront entraînés jusqu'à la nappe par les eaux d'infiltration. L'accumulation de ces éléments dissous dans les nappes peut parfois dépasser les normes de potabilité et augmente de ce fait le risque des maladies d'origines hydriques.

Contrairement à l'Europe (Martelat et al., 1997 ; Hallet, 1998 ; Marjolet et al., 2000 ; Widory et al., 2004 ; Durand, 2005 ; Orban, 2009) et en Afrique du Nord (Saâdi et al., 1999 ; Hamza et al., 2007) où la pollution diffuse liée aux activités agricoles est dominante, l'Afrique sub-Saharienne est plutôt soumise aux pollutions ponctuelles dues aux effluents d'égout et/ ou latrine (Nkotagu, 1996 ; Girard, 1993 ; Tandia et al., 1999) et à l'élevage (Diouf, 1999).

L'importance de la pollution nitratée dans cette zone qui souffre énormément de manque d'eau en saison sèche, nous pousse à rechercher l'origine de cet ion. L'ACP réalisée sur les eaux souterraines (cf. figures IV.6 et IV.7) montre que l'ion NO_3^- est d'origine

superficielle. Aussi, la relation des nitrates avec les chlorures et sulfates (cf. figures IV.17 et IV.18) a montré l'origine commune NO_3^- et les Cl^- , indépendante de celle des sulfates.

Si on admet l'hypothèse selon laquelle les nitrates sont d'origines superficielles, la nappe aurait donc sa teneur maximale en fin des saisons pluvieuses. Pour vérifier cette hypothèse, il a été mis en évidence la variation des teneurs en nitrates entre les périodes humide et sèche. L'observation de la figure IV.22 ressort que la quasi-totalité des points atteint le seuil maximum en nitrates pendant la saison pluvieuse (Hamza *et al.*, 2007 ; Saâdi *et al.*, 1999). Cela illustre bien l'apport de cet ion par les eaux d'infiltration récentes.



a) $\text{NO}_3^- \leq 50$ mg/l

b) $\text{NO}_3^- > 50$ mg/l

Figure IV.22 : Variation des teneurs en nitrates entre les périodes des basses eaux (BE) et des hautes eaux (HE).

Dans la famille des eaux non polluées (figure IV.22.a), les forages F₁₁, F₁₂, F₄₇, F₄₈ se distinguent des autres par des teneurs maximales en nitrates pendant la période sèche. Cela s'explique par le fait que pendant la campagne de prélèvement, la région a enregistré exceptionnellement une forte précipitation (100 mm) en fin de saison hivernale (30 octobre 2009), mais aussi par les contextes morphologiques et géologiques de ces forages.

Les forages F₁₁ et F₁₂ se trouvent dans la zone schisteuse caractérisée par des couches importantes d'altération. L'épaisseur de ces couches tout en constituant une protection naturelle des aquifères fissurés contre d'éventuelle pollution, augmente aussi le temps de transit des eaux d'infiltration vers les nappes. Ce qui explique cette inversion temporelle des seuils maximum des nitrates observés en période des basses eaux.

S'agissant des forages F₄₇ et F₄₈ qui se trouvent sur le terrain granitique à proximité des mares, la nappe reçoit peu à peu l'eau provenant de ces mares par le processus indirect de l'infiltration et cela jusqu'à la vidange complète de celles-ci. Ces faits illustrent deux processus différents d'échange entre la nappe des fissures et les altérites jouant un rôle capacitif (Durand, 2005 ; Lachassagne *et al.*, 2005) d'une part, et l'infiltration indirecte par les mares d'autre part.

Le rôle de filtrage naturel des eaux est clairement mis en évidence par la carte de distribution spatiale des teneurs en nitrates (figure IV.23). Elle ressort que les ouvrages ayant un taux en nitrates supérieur à 50 mg/l se trouvent surtout sur le terrain granitique, avec 27% des cas contre seulement 12% pour le terrain schisteux. Cela est dû à la nature géologique des produits d'altération des roches schisteuses composées des matériaux à dominance argileuse, moins perméables que ceux des roches granitiques, mais aussi dû à la présence des matières organiques dans les argiles favorisant les activités bactériennes.

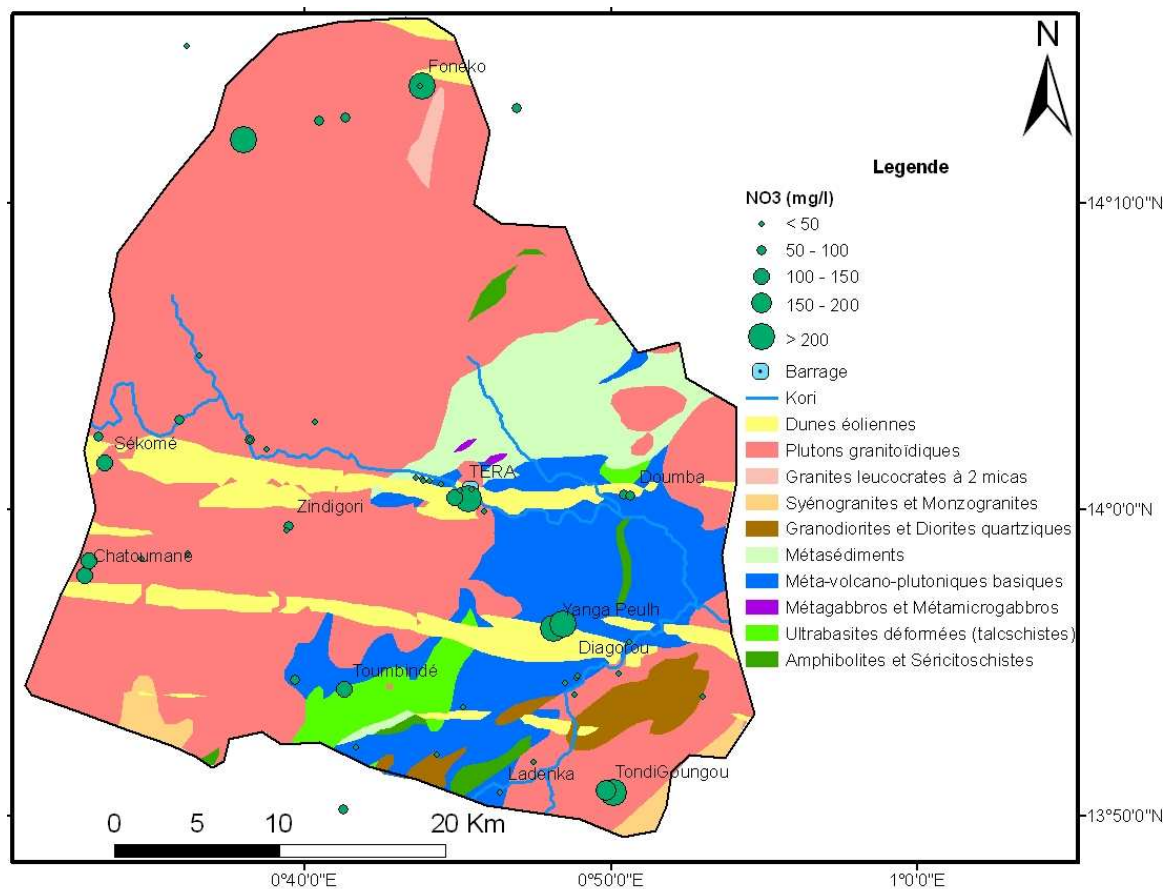


Figure IV.23 : Carte de la distribution spatiale des nitrates des eaux souterraines.

À travers cette observation, on remarque qu'environ 40% des ouvrages de cette région enregistrent des teneurs en nitrates supérieures à la limite fixée par l'OMS pour les eaux de consommation humaine ($\text{NO}_3^- \leq 50 \text{ mg/l}$). Ce pourcentage est très élevé et surprenant pour des régions arides sans activités agricoles importantes. La recherche des causes de cette

pollution devient donc un impératif parce que le nitrate a des conséquences notables sur la santé de la population. Les premiers indices indiquent que cet ion arrive dans la nappe par les eaux d'infiltration et que tous les forages contaminés se trouvent soit à proximité des mares ou dans le creux des dunes pour les zones rurales, soit proche des latrines ou d'égout pour le centre sémi-urbain de Téra. Si pour la zone de Téra l'origine est liée aux effluents domestiques, celle-ci reste muette pour les zones rurales.

Conclusion partielle

La zone d'étude est par essence une zone d'élevage où les animaux et les hommes sont alimentés par les eaux des forages (ou puits) pendant toute la période sèche (8 mois). Cette pollution est certainement liée au long séjour des excréments des animaux aux abords des points d'eau lors de leur abreuvement (Dodo et Zuppi, 1999 ; Diouf, 1999 ; Chibane et al. 2010).

Cette observation est cohérente en ce sens que tous les points d'eau ruraux contaminés sont à proximités des villages d'éleveurs peulhs ou touaregs. On remarque bien que l'origine des nitrates en zone de socle de l'Afrique de l'Ouest est très diversifiée. Faillat (1886) a surtout attribué cette origine à la déforestation aigue constatée ces dernières années en zone tropicale humide. Ce fait est aussi observé dans les pays sahéliens à travers les défrichages des arbres pour les utilisations domestiques, mais aussi la baisse de la pluviométrie entraînant la disparition des certains gros arbres (Favreau, 2009) qui favorisera à son tour la drainance d'azote non fixé par les eaux d'infiltration vers la nappe. Aussi, les travaux antérieurs (Fontes et al., 1993, cités par Dodo et Zuppi, 1999) dans les zones sahéliennes d'Afrique, interprètent la pollution des forages profonds comme l'héritage d'une forte activité biologique au moment de la recharge. En revanche, certaines études dans les villes ouest africaines (Girard, 1993 ; Tandia et al., 1999 ; Yaméogo, 2008) lient cette pollution aux activités anthropiques de la population entraînant la production des déchets domestiques. Aussi, Nkotagu (1996) explique que la présence des teneurs importantes des nitrates rencontrées dans des nappes profondes de socle que proches de la surface, est due aux mécanismes d'écoulement préférentiel favorisant leur migration rapide et leur dispersion a travers des macropores.

IV.5.3. Variations spatio-temporelles des ions

IV.5.3.1. Evolution temporelle des cations

La figure IV.24. montre que les teneurs en cations varient en fonction des saisons. Les alcalino-terreux se démarquent des alcalins par leur augmentation régulière pendant la saison sèche. Parmi les alcalins, seul le Na^+ affiche une variation irrégulière notable contrairement au K^+ quasi-stable. Mis à part ces forages, tous les autres ouvrages montrent une hausse des teneurs en cations liée à l'altération des roches pendant la saison sèche. Cela est d'autant vrai si on admet que les forages ne subissent aucune pression extérieure. Des forages avec des teneurs en nitrates dépassant largement les normes OMS sont rencontrées dans la zone (cf. figure IV.22). L'analyse chimique d'une eau est acceptable si la somme des ions négatifs est sensiblement égale à celle des ions positifs. Cette relation suppose que, la variation de la concentration d'un ion entraînera la variation d'un ou de tous les autres ions. Cela est illustré par la figure IV.25 et particulièrement le forage F₃₇ qui montre que tous les ions affichent des teneurs maximales pendant la période des hautes eaux. Il est maintenant évident que même le Mg^{2+} (48,66 mg/l en hautes eaux contre 29,81 mg/l en basses) peut avoir des origines autres que l'hydrolyse.

Pour ce qui est de l'ion Na^+ , sa variation est influencée par la position du forage par rapport aux zones de recharge. Les forages F₅ et F₄₈ montrent une augmentation des teneurs en Na^+ en période des hautes eaux due aux apports superficiels. Cela illustre bien que l'hydrolyse n'est pas le seul processus de la production d'ion dans les eaux de socle du Liptako comme il a déjà été notifié dans les paragraphes antérieurs.

IV.4.3.2. Evolution temporelle des anions

La figure IV.26 montre que les concentrations maximales de HCO_3^- sont observées en période sèche. Pour le cas de cet ion, son évolution ne démarque pas les eaux polluées des eaux douces. En revanche, l'évolution temporelle des ions NO_3^- (cf. figure IV.22), Cl^- (figure IV.27) et SO_4^{2-} (figure IV.28) les différencient clairement. Ainsi, les eaux peu minéralisées (cas des forages non pollués) enregistrent des concentrations élevées en basses eaux tandis que les eaux très minéralisées enregistrent des teneurs élevées en fin de saison pluvieuse (cas des forages pollués). Cet apport d'eau fortement minéralisée est aussi révélé par l'étude de Elbaz-Poulichet et *al.* (2002) dans la nappe du Continental Terminal.

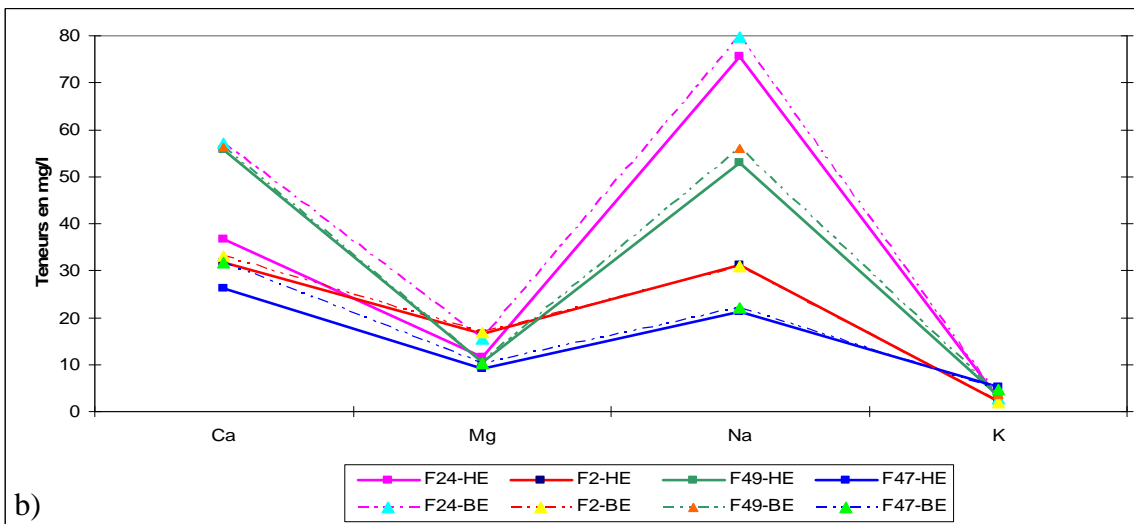
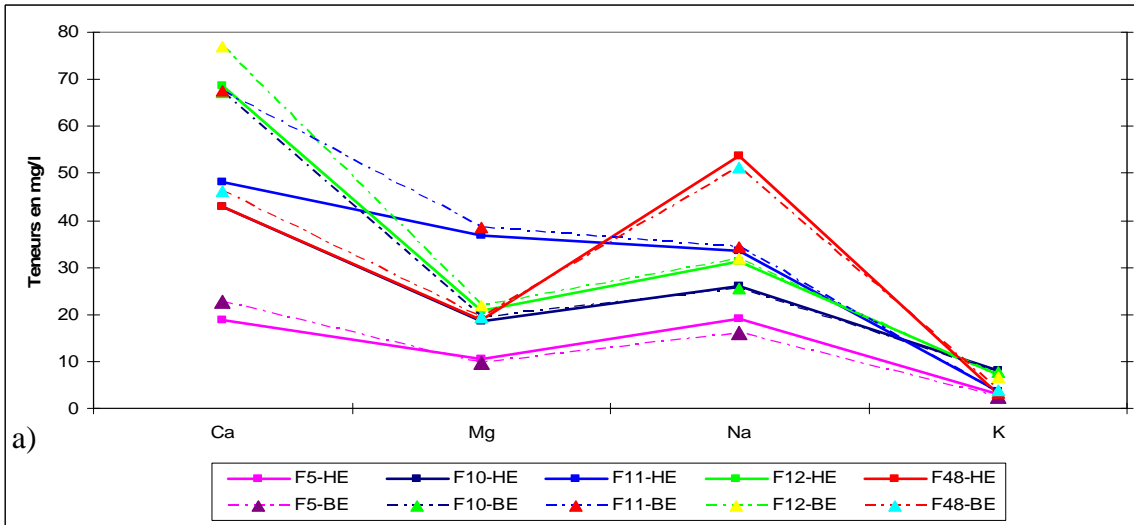


Figure IV.24 : Variation temporelle des cations.

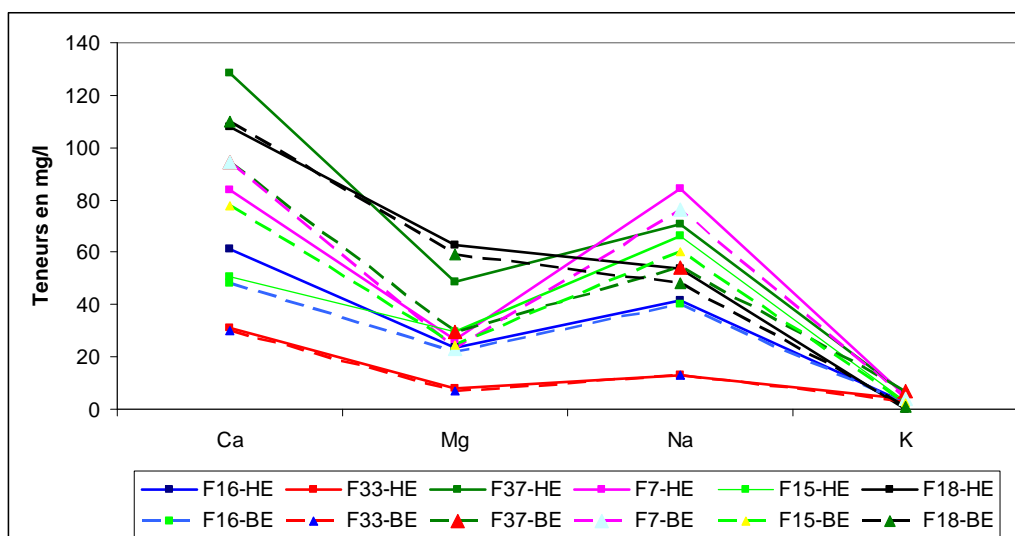


Figure IV.25 : Variation temporelle des cations des eaux polluées ($\text{NO}_3^- > 50 \text{ mg/l}$).

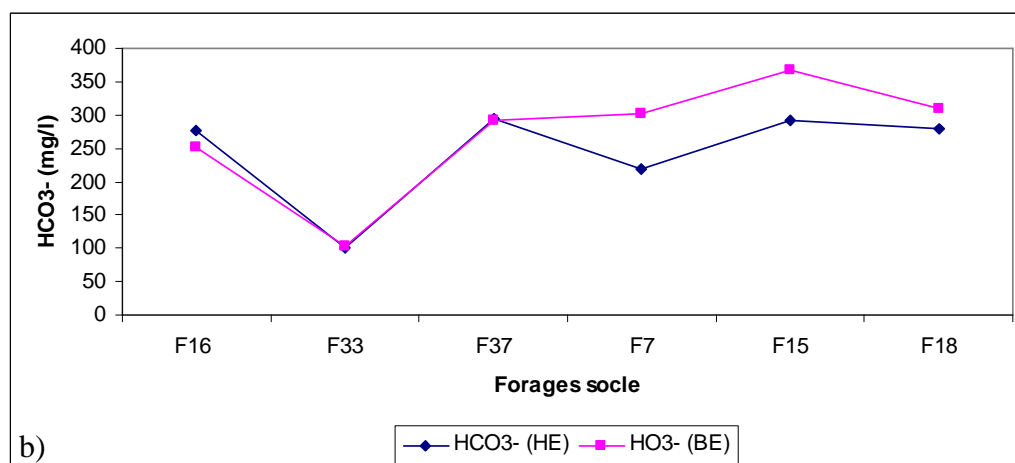
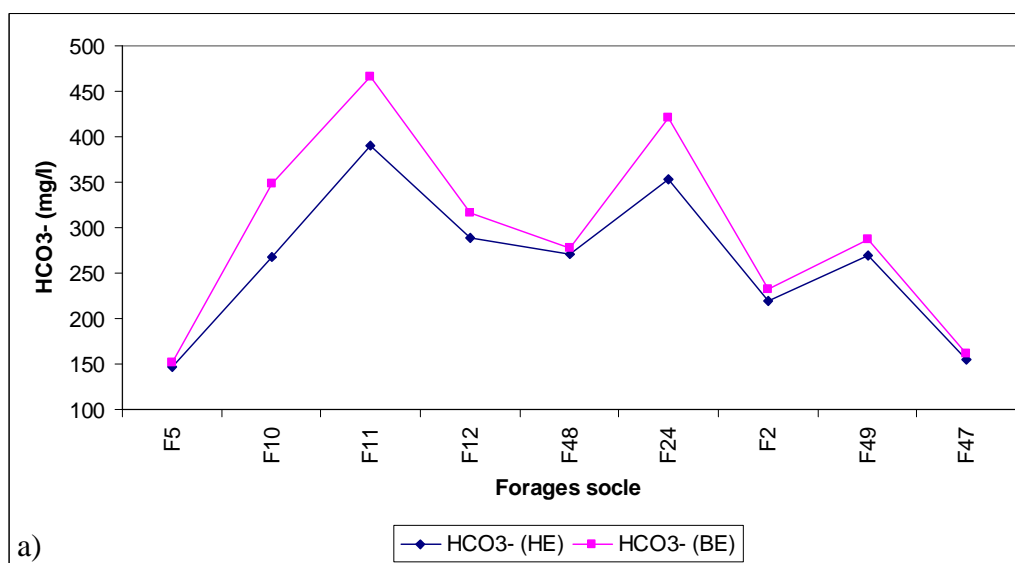
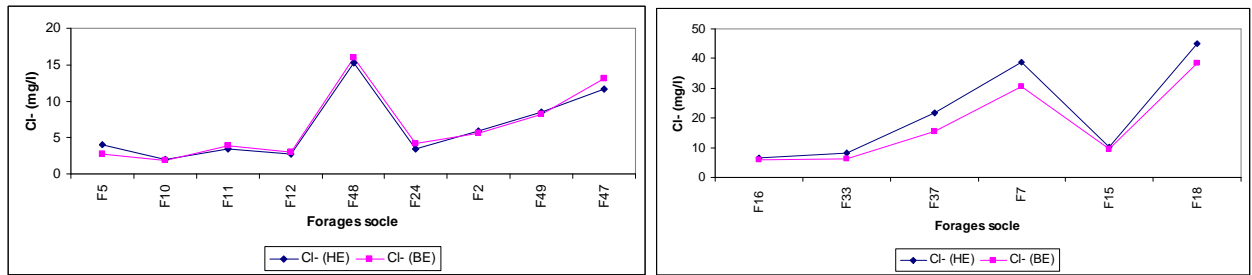


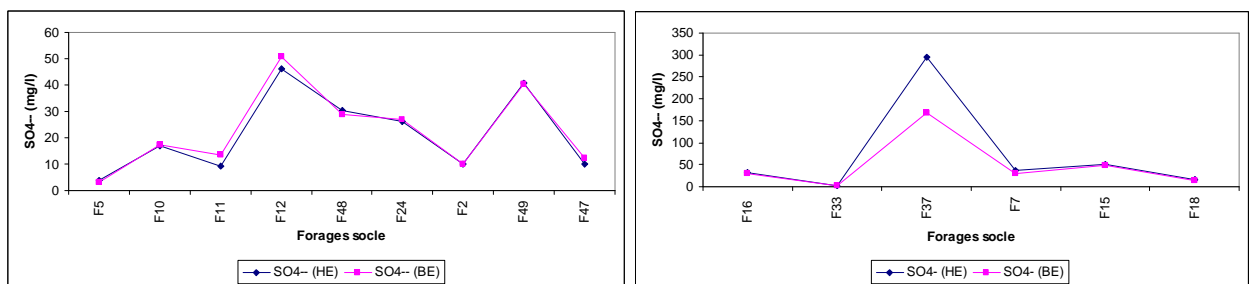
Figure IV.26 : Variation temporelle des teneurs en HCO_3^- .



a)

b)

Figure IV.27: Variation temporelle des teneurs en Cl⁻.



a)

b)

Figure IV.28 : Variation temporelle des teneurs en SO₄²⁻.

IV.5.3.3. Evolution hydrogéochimique

L'étude hydrogéochimique réalisée dans la zone de socle du Liptako a mis en évidence la variation spatio-temporelle des ions qui peut certainement être accompagnée par l'évolution du chimisme de l'eau. Pour bien apprécier ces variations, les eaux ayant fait l'objet d'au moins deux prélèvements, sont retenues et placées dans le diagramme de Piper (figure IV.29, figure IV.30).

La figure IV.29 montre l'évolution des concentrations en ions majeurs en fonction des saisons. De façon générale, on observe que les faciès évoluent du pôle chloruré (hautes eaux) vers le pôle calcique ou calco-magnésien (basses eaux). Le pôle sodique aussi suit la même tendance. L'évolution vers ce pôle s'explique par le fait qu'en hautes eaux, les forages reçoivent les eaux d'infiltration chargées en éléments chimiques tels que NO₃⁻, Cl⁻, SO₄²⁻ alors que ces apports cessent en période de basses eaux.

Sur la figure IV.30, sont représentées les eaux prélevées uniquement en saison sèche (2009 et 2010). On constate que les faciès sont restés quasi-stables mais le triangle des cations affiche un début d'évolution des cations contrairement au triangle des anions qui est resté

stable. Ceci est normal parce que les cations sont en majorité produits par l'hydrolyse qui demande un temps très long pour se réaliser alors que les anions sont tout simplement apportés par l'eau d'infiltration.

L'étude de l'évolution inter-annuelle des eaux de socle du Liptako révèle que les faciès restent en général stables. Néanmoins, on remarque que le faciès du forage F₁₈ (figure IV.28) évolue du faciès intermédiaire chloruré-calcique (basses eaux 2009) vers le faciès chloruro-calcique bien exprimé. Cette évolution pourrait être due à l'intensité variable de la pluviosité qui est déterminante pour les eaux d'infiltration et ainsi que leur cortège anionique.

La comparaison des analyses des années 1980 à celles des années 2009 montre que les faciès ont peu évolué au niveau de quatre forages (F₁₅, F₂₂, F₄₇, F₄₈) sur les sept étudiés (figure IV.31). Par contre, les forages F₃₄ et F₃₅ montrent une évolution remarquable du faciès chloruré calcique vers le faciès bicarbonaté calcique, et le forage F₄₅ évolue du faciès bicarbonaté calcique vers le faciès sulfaté calcique.

L'étude de l'équilibre calco-carbonique a montré que les eaux du forage F₄₅ sont proches de la saturation (Cf. paragraphe IV.5.1.2) prouvant que la recharge est très faible dans ce secteur. L'augmentation de teneur en sulfate pourrait être liée à la dissolution de la pyrite compte tenu de sa présence dans la roche encaissante. Pour le cas des forages F₃₄ et F₃₅ qui se situent à proximité du lit de Dragol, lieu privilégié d'infiltration ; l'évolution de leur faciès serait liée à la hausse de la pluviométrie enregistrée ces dernières années dans les pays sahéliens. Nous remarquons que l'évolution de concentration est plus importante chez les anions au niveau de tous les sept forages. Les cations sont restés relativement neutres (cercle) depuis les années 1980 (figure IV.31).

En définitive, il ressort de cette étude que plusieurs processus interviennent dans l'acquisition de la minéralisation des eaux de socle du Liptako. Le processus dominant reste l'altération des roches due à l'hydrolyse, secondé par l'arrivée superficielle des eaux polluées entraînant la contamination locale des nappes, et dans une moindre mesure, la dissolution du gypse qui augmente aussi la concentration en certains ions tels que Ca²⁺ et SO₄²⁻.

Dans les eaux souterraines de socle du Liptako, la principale source de pollution est d'origine organique. Celle-ci résulte du rejet d'effluents d'origine animale (déjection) et domestique (eaux usées).

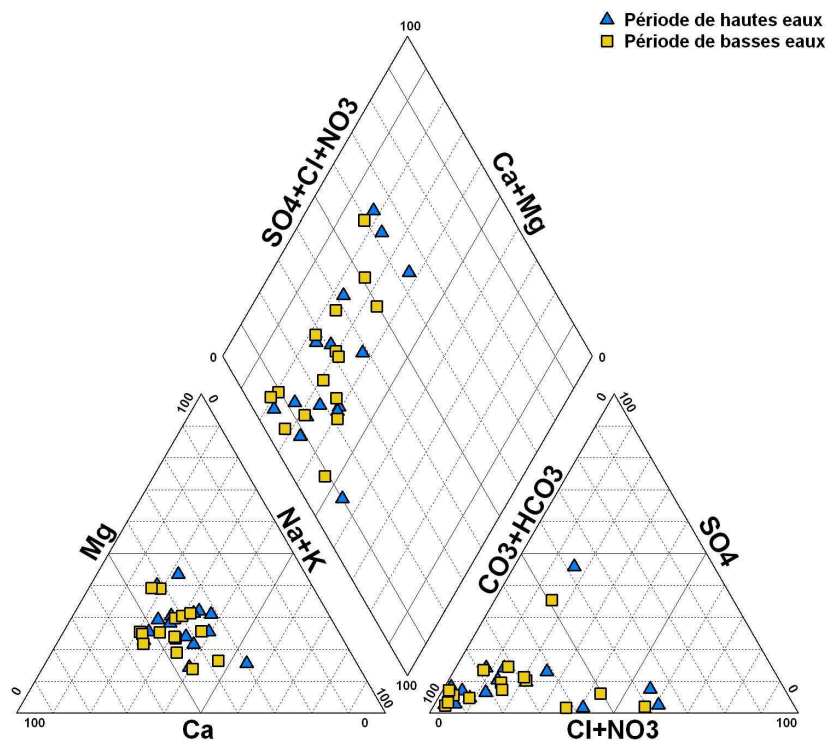


Figure IV.29 : Variation inter-saisonnière des faciès des eaux de socle.

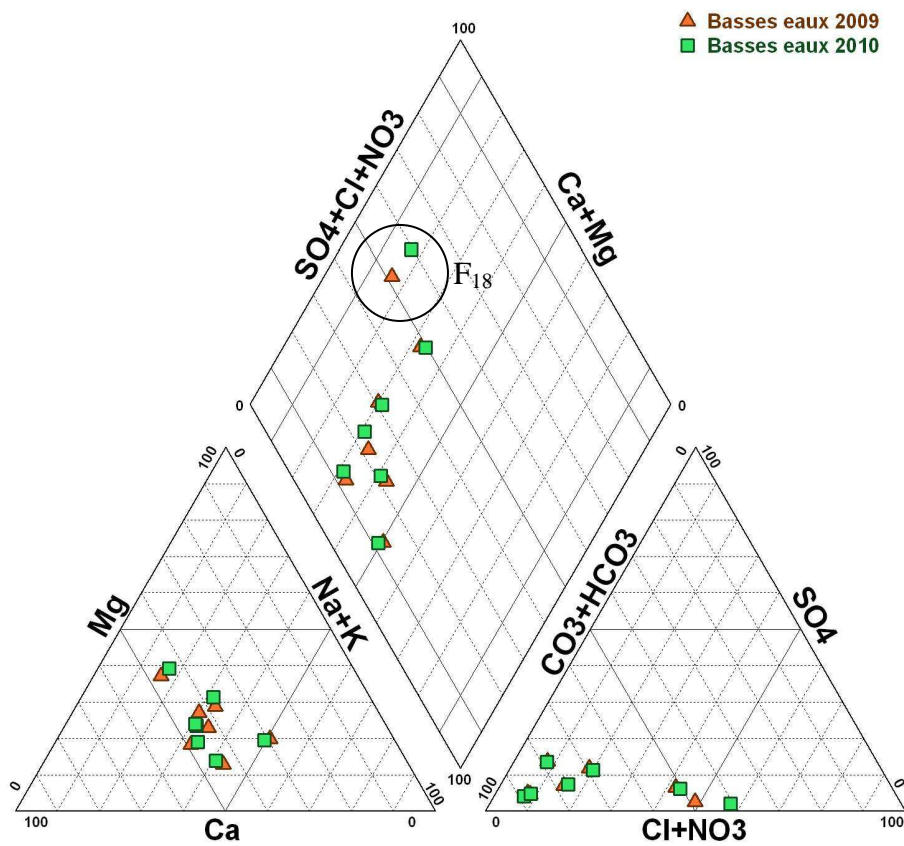


Figure IV.30 : Variation inter-annuelle des faciès des eaux de socle.

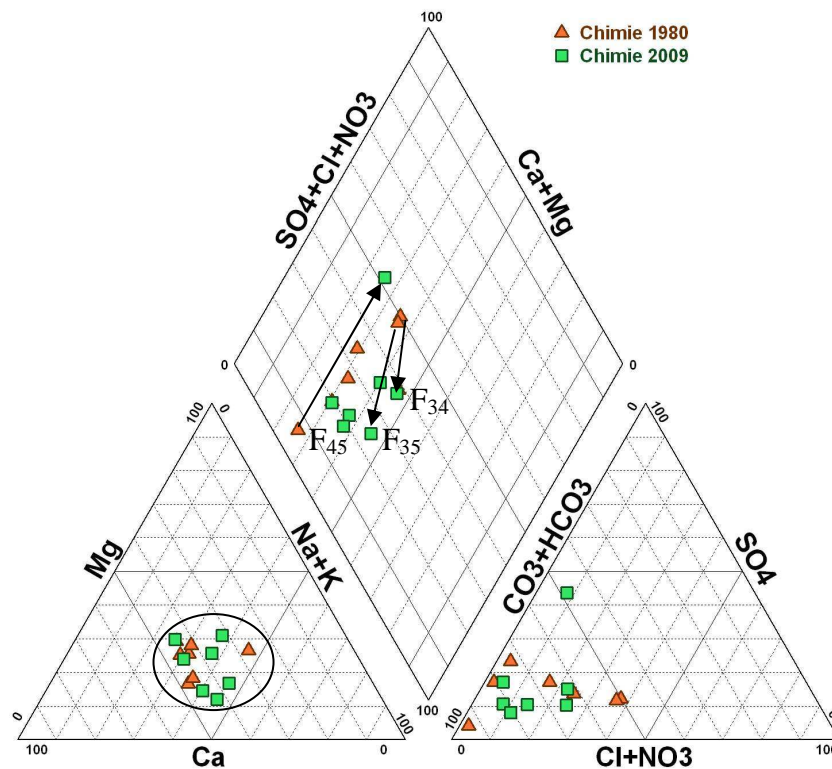


Figure IV.31 : Comparaison des faciès des eaux de socle des années 1980 et 2009.

CONCLUSION

L'étude hydrogéochimique des eaux souterraine du bassin de Dargol a permis d'identifier et de caractériser les aquifères de socle. La minéralisation des eaux étant étroitement liée à la nature pétrographique et géochimique de l'encaissant, l'interprétation de composition chimique des eaux souterraines constitue une méthode d'investigation valable dans la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des nappes souterraines. Cette étude fait ressortir les principaux points suivants :

- Les températures des eaux varient de 28,4 à 34°C dans l'ensemble des eaux et ceci est en conformité avec la température de l'air ambiant.
- Les valeurs du pH sont en général proches de la neutralité (7) mais ils peuvent avoir des valeurs inférieures dans les altérites (5,6).
- Dans l'ensemble, la valeur moyenne de la conductivité électrique est de 605,25 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec des valeurs exceptionnelles pouvant atteindre 1740 $\mu\text{S}/\text{cm}$ dans les eaux très chargées.

Comparativement à la température et au pH, les valeurs de conductivité discriminent les eaux de socle à celles des altérites par leur minéralisation élevée.

- L'ordre d'abondance des cations est en général $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$ contrairement aux eaux de socle de Côte d'Ivoire (Faillat, 1986 ; Biemi, 1992 ; Savané, 2007 ; Oga *et al.*, 2009 ; Adiaffi, 2008) et du Burkina-Faso (Koussoube, 1996 ; Dakoure, 2003 ; Yaméogo, 2008) qui sont plus magnésiennes ($\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{K}$).
- Au niveau des anions, les bicarbonates possèdent des valeurs régulières dépassant toujours 1,42 meq/l. Des teneurs extrêmes sont régulièrement observées pour HCO_3^- (6,39 meq/l) et pour NO_3^- dans certaines eaux (11,13 meq/l). Environ 40% des forages ont des teneurs en NO_3^- supérieures à la norme OMS (50 mg/l).
- L'hydrofaciès le plus représentatif est bicarbonaté calcique (75%) mais aussi des eaux non moins significatives de type chloruré à dominance nitraté (19%) sont présentes.
- L'interaction eau - roche, à travers les indices de saturation et les diagrammes de stabilité des minéraux, a permis d'estimer l'âge approximatif des eaux et les possibilités de réalimentation des aquifères.
- L'étude sur la recherche des origines des ions majeurs révèle trois sources principales :
 - les apports superficiels anthropiques et la dissolution des gypses;
 - les sources profondes liées à l'hydrolyse des minéraux silicatés.

L'étude hydrogéochimique a permis de montrer que les variations de concentrations ioniques sont fonction de leur environnement immédiat et de la morphologie du terrain. Ces variations pourraient être liées à la discontinuité hydraulique due à l'hétérogénéité du milieu. Les études isotopiques nous permettront de préciser ces discontinuités, afin de comprendre leur rôle dans l'hydrodynamisme des nappes.

CHAPITRE V : HYDROGÉOCHIMIE ISOTOPIQUE

INTRODUCTION

Les investigations hydrogéologiques actuelles font appel à plusieurs outils pour expliquer la dynamique et le fonctionnement hydrodynamique des aquifères. L'eau d'infiltration participant à la recharge de la nappe passe par un trajet complexe, parfois difficile à déterminer par les méthodes hydrogéologiques classiques (géochimie, hydrodynamique). Les isotopes de l'environnement (^{18}O , ^2H , ^3H) sont d'excellents traceurs de l'écoulement souterrain (Clark et Fritz, 1997). Ils peuvent apporter des informations utiles sur le comportement hydrodynamique des nappes. Ainsi, une composition isotopique dans une nappe pourrait mettre en évidence l'origine, le lieu et les mécanismes de leur recharge. Elle renseigne aussi sur les relations entre les nappes et/ou entre les eaux de surface et les eaux souterraines, l'occurrence ou l'absence de recharge actuelle. Par contre, de forte hétérogénéité dans la composition isotopique indique vraisemblablement les différentes phases et les processus impliqués dans la recharge de cette nappe (Ousmane, 1988). Ce deuxième cas est très fréquent dans les zones arides à semi-arides où les recharges s'accomplissent en général de façon localisées (Favreau, 2000 ; Ngounou Ngatcha et *al.*, 2007), associées au phénomène fréquent de mélange entre des eaux de recharge anciennes et récentes (Dodo et Zuppi, 1997, 1999 ; Leduc et *al.*, 2000 ; Guéro, 2003).

Dans ce travail, seront utilisés, dans un premier temps les isotopes stables de la molécule d'eau (Oxygène-18, Deutérium) et l'isotope radioactif de cette molécule (Tritium). L'étude combinée de ces isotopes vont permettre de :

- déterminer l'origine des eaux, les zones préférentielles et les mécanismes de l'infiltration des eaux souterraines ;
- déterminer l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines ;
- estimer les temps de résidence moyens de l'eau dans les nappes et d'éventuels transferts d'eau entre aquifères.

V.1. PRINCIPES ET CONCEPTS DE BASE

Ce paragraphe est destiné aux rappels des principes physiques qui gouvernent la distribution des isotopes de l'environnement dans le cycle de l'eau. Pour ce faire, nous nous sommes basés sur les travaux de Mook et *al.* (2008) et de Clark et *al.* (2007).

V.1.1. Isotopes stables de la molécule d'eau : Oxygène 18 (^{18}O) et Deutérium (D)

Les isotopes stables de la molécule d'eau (oxygène-18 et deutérium) sont à l'état de trace dans les eaux naturelles sous forme des molécules HD^{16}O , HD^{18}O et H_2^{18}O . Les molécules légères H_2^{16}O sont plus volatiles que leurs homologues lourds H_2^{18}O . De ce fait, on observe un fractionnement isotopique lors des changements d'état de l'eau en particulier l'évaporation et la condensation. Les rapports $\text{HDO}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ et $\text{H}_2^{18}\text{O}/\text{H}_2^{16}\text{O}$ sont respectivement de 3.10^{-4} et 2.10^{-3} .

Dans l'eau, l'abondance des isotopes est quantifiée par rapport à un échantillon étalon constitué par le V-SMOW (Vienna - Standard Mean Ocean Water) représentatif de la totalité de l'hydrosphère. Les résultats sont exprimés en unité δ ou « part par mille » :

$$\delta_{\text{‰}} = \left[\frac{R_{\text{Echantillon}} - R_{S \text{ tandard}}}{R_{S \text{ tandard}}} \right] * 1000 \quad \text{avec} \quad {}^{18}R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \quad {}^2R = \frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}} \quad \text{ou} \quad \frac{D}{{}^1\text{H}}$$

Selon les cas, les valeurs de $\delta_{\text{‰}}$ expriment l'enrichissement ou l'appauvrissement de la composition isotopique d'un échantillon. Donc si :

- $\delta_{\text{‰}} > 0$, cela traduit un enrichissement de l'isotope lourd de l'échantillon par rapport au standard ;
- $\delta_{\text{‰}} < 0$, l'appauvrissement de l'échantillon par rapport au standard ;
- $\delta_{\text{‰}} = 0$, la composition isotopique de l'échantillon est identique à celle du standard.

Les processus majeurs intervenant dans le cycle de l'eau sont l'évaporation et la condensation. Aussi, il a été démontré que, le fractionnement, la composition isotopique de la vapeur et la condensation sont des phénomènes thermodépendants (Dansgaard, 1964 ; Taupin et *al.*, 1997). Ces relations d'interdépendances existantes entre la température et la masse d'air humide font que la composition varie avec :

- ***l'effet de la latitude*** : les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont très faibles vers des latitudes élevées ;
- ***l'effet d'altitude*** : lorsque les altitudes augmentent, les concentrations en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ diminuent dans les précipitations ;
- ***l'effet de la continentalité*** : pour les mêmes latitudes, les valeurs sont plus appauvries à l'intérieur des continents qu'à proximité de la côte ;
- ***l'effet de la saison*** : dans les régions tempérées, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont plus négatives en hiver;

- *l'effet de la masse* : les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ sont aussi plus négatives dans les pluies pendant de gros orages. Dans les zones arides à semi-arides d'Afrique de l'Ouest, les travaux de Ousmane (1988), Taupin *et al.* (1997, 2002, 2003) et Dakouré (2003) montrent qu'au cœur de la saison pluvieuse où les pluies sont abondantes, avec des températures basses et une humidité relative proche de la saturation, la composition isotopique s'appauvrit. C'est l'effet de masse.

De ce qui précède, il est évident que des corrélations existent entre les effets de fractionnement en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ (Fontes *et al.*, 1977). Dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$, Craig (1961b) *in* Clark *et al.* (1997) a démontré l'existence d'une corrélation linéaire entre les teneurs en oxygène-18 et deutérium des Eaux Météoriques Mondiale (figure V.1). Cette droite météorique mondiale ou "*World Meteoric Water Line*" (WMWL) est d'équation :

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$$

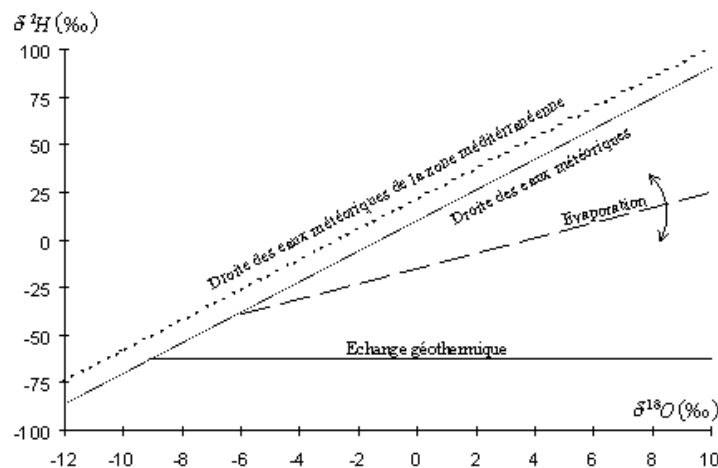


Figure V.1 : Corrélation des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les précipitation et effet d'évaporation (Fontes, 1976 *in* Guiraud *et al.*, 1990).

Cette droite sert de base de toute interprétation sur l'origine et le mécanisme de recharge d'une part, et sur l'origine des précipitations d'autre part.

La pente a indique le phénomène de condensation. L'ordonnée à l'origine $d = \delta^2\text{H} - 8 * \delta^{18}\text{O}$, qui est l'excès en deutérium renseigne sur l'origine de la vapeur ayant généré la précipitation. La valeur de "d" varie en fonction de l'origine de masses de vapeur (évaporation continentale, mer fermée, océan, etc.). Si la valeur de "d" est proche de 10 ‰, la condensation est générée

par une vapeur d'origine océanique, et elle est supérieure à 10 ‰ lorsque la vapeur atmosphérique ayant donné naissance aux précipitations est d'origine continentale ou mixte.

V.1.2. Isotope radioactif : Tritium

Le tritium, isotope radioactif de l'hydrogène, est produit naturellement à partir d'une réaction entre l'azote atmosphérique et les neutrons thermiques :

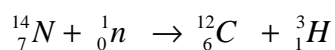


Tableau V.1 : Teneurs en tritium des pluies annuelles à Bamako et autres stations de l'AIEA (pas de données mesurées de 1980 à 1997).

Année	Ottawa (UT)	Thonon (UT)	N'Djamena (UT)	Bamako (UT)
1963	2940	2799	1213	789
1964	1561	1504		706
1965	865	446	370	331
1966	583	263	274	300
1967	311	226	137	118
1968	211	209	123	109
1969	244	197	139	100
1970	204	191	106	100
1971	194	212	148	96
1972	88	149	83	81
1973	93	122	38	58
1974	102	117	56	57
1975	78	354	49	51
1976	59	170		48
1977	75	71	39	
1978	77	84	39	28
1979	48	64		44
1998	22	12		5,31

Le tritium a une période de demi-vie de $12,32 \pm 0,02$ ans, et sa teneur s'exprime en unité tritium (UT) ou tritium ratio (TR). Une unité tritium est égale à 0,119 Bq/L qui correspond à un atome de ^3H pour 10^{18} atomes d'hydrogène. La teneur naturelle du tritium dans les précipitations dans l'hémisphère Nord était de l'ordre de 5 UT avant 1952 (Clark et al., 1997). Elle devient de plus en plus abondante après les essais thermonucléaires commencés en 1952 et poursuivis jusqu'en début des années 60. Sa teneur a atteint 1111 UT à la station AIEA de Bamako le 15 juillet 1964. Depuis cette date, sa teneur ne fait que décroître (tableau V.1) pour atteindre une valeur faible de 5 UT en 1998 à la station de Bamako (AIEA, 2011).

Pour les stations du Niger, la valeur actuelle du tritium est de l'ordre de 5UT (Favreau, 2000 ; Guéro, 2003).

V.2. ÉTUDES ISOTOPIQUES DES NAPPES DE SOCLE D'AFRIQUE DE L'OUEST

Commencées timidement en milieu de la décennie 1970, les études isotopiques des nappes de socle connaissent une forte croissance à partir de 1980 (Guiraud et Travi, 1990) en Côte d'Ivoire (Biemi, 1992 ; Jourda, 1987 ; Soro, 1987 ; Savane, 1997 ; Soro et Goula Bi Tie, 1997 ; Adiaffi, 2008 ; Adiaffi et al., 2009), au Burkina Faso (Savadogo, 1984 ; Dakoure, 2003 ; Yaméogo, 2008), au Mali (Sidoro et al, 1993), au Bénin (Kamagaté, 2006) et au Niger (Ousmane, 1988 ; Girard, 1993). De manière générale, ces études ont permis, notamment, de mettre en évidence deux modes principaux de recharge dans ces zones : la "recharge directe" liée à l'infiltration directe des eaux des pluies qui échappent à l'évapotranspiration (pluie efficace) et au ruissellement, et la "recharge indirecte" qui provient des eaux de surface (mares, koris).

Le premier mode d'alimentation (recharge directe) est surtout observé dans les zones très humides comme la Côte d'Ivoire, où l'infiltration directe est dominante (Biemi, 1992 ; Jourda, 1987 ; Soro, 1987). Néanmoins, Savané (1997) et Adiaffi (2008) ont observé des eaux à cachet évaporé donnant des droites d'évaporation de pente 3,65 et 3,8. Le premier qualifie cet enrichissement à l'évaporation partielle des pluies au cours de leur chute, et le second le lie à la faible perméabilité des couches d'altérites qui a pour effet de réduire la vitesse d'infiltration des eaux et par conséquent augmente le temps de transit de l'eau.

Dans les zones sahéliennes, les recharges directes s'effectuent très souvent à partir de quelques pluies exceptionnelles et intenses (Ousmane, 1988 et Favreau, 2000). Mais le processus d'alimentation typique à ces zones est le mode indirect qui s'effectue à travers les

lits de koris et les mares, et l'eau de ces aquifères présente alors une composition isotopique montrant un caractère évaporé. C'est le cas au Burkina Faso (Yaméogo, 2008), au Mali (Sidoro *et al.*, 1993), au Bénin (Kamagaté, 2006) et au Niger (Ousmane, 1988 ; Girard, 1993).

De ce point de vue, les teneurs isotopiques des eaux de socle sahélien affichent en général une hétérogénéité notable. Les travaux de Ousmane (1988) montrent que cette hétérogénéité est due au fait qu'en zone de socle, chaque fracture constitue un système aquifère distinct rechargé localement par infiltration verticale et probablement rapide.

Dans la zone du Liptako, les analyses des isotopes radioactifs (^{14}C , ^{13}C , ^3H) indiquent que les recharges sont actuelles voire récentes pour la grande majorité des eaux. Mais il existe aussi, des eaux à temps de résidence relativement long qui participeraient aux réserves exploitées par certains forages. Ailleurs dans la partie Sud-Ouest du craton Ouest Africain, les études isotopiques réalisées en Côte d'Ivoire (Biemi, 1992 ; Soro et Goula Bi Tie, 1997 ; Adiaffi, 2008 ; Adiaffi *et al.*, 2009) et au Burkina Faso (Diluca, 1979 cité par Guiraud et Travi, 1990 ; Dakoure, 2003) confirment la présence de ce type d'eau.

Vu l'intérêt des outils isotopiques dans l'étude des eaux souterraines, ils seront utilisés dans ce travail pour identifier les différents mécanismes de recharge.

Pour comprendre ces mécanismes, il s'avère nécessaire de connaître le comportement isotopique des pluies, signal d'entrée de tout système hydrologique.

V.3. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX DES PLUIES DE LA RÉGION

L'étude des eaux souterraines par les isotopes nécessite la connaissance de la composition isotopique des eaux d'alimentation des nappes, le signal d'entrée correspondant, en particulier, aux teneurs isotopiques des eaux météoriques. Ainsi, au niveau régional, les stations du réseau AIEA-OMM (Bamako, N'Djamena, Kano) ont fait l'objet de plusieurs interprétations (Ousmane, 1988 ; Joseph *et al.*, 1993 ; Leduc *et al.*, 2000 ; Dakouré, 2003). Au Niger aussi, les teneurs isotopiques des précipitations ont été largement étudiées par différents auteurs (Ousmane, 1988 ; Taupin *et al.*, 1997 ; Dodo, 1999 ; Goni *et al.*, 2001 ; Taupin *et al.*, 2002 ; Guéro, 2003 ; Taupin *et al.*, 2003 ; Gaultier, 2004).

Dans le cadre de cette étude, nous avons fait appel aux données isotopiques du site *Global Network for Isotopes in Precipitation* (GNIP) (archives AIEA, 2011), à celles des stations de Niamey / ORSTOM (1992 à 1999), de Bamako (1963 à 1998), de Kano (1961 à 1973) et de N'Djaména (1964 à 1995). Ces données seront complétées par quelques données récoltées aux alentours de Niamey (Ousmane, 1988 ; Girard, 1993 ; Guillaume, 2000 ; Guéro, 2003).

V.3.1. Isotopes stables : Oxygène-18 et Deutérium

V.3.1.1. Signal des pluies régionales

Pour les analyses des compositions isotopiques des pluies régionales, nous n'avons retenu que cinq stations (Dakar, Bamako, Ouagadougou, Kano, N'Djaména) (figure V.2).

La figure V.3 montrant les droites météoriques locales (DML) de certaines stations sahéliennes et la droite météorique mondiale (DMM) permet de faire les observations suivantes :

- dans les stations de Kano et de N'Djaména, les pentes des droites $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ sont respectivement de 7,1 et 6,4, expliquant que les pluies ont subi de l'évaporation au cours de leur chute. L'enrichissement serait produit au cours de la chute des pluies à travers une atmosphère sous saturée (Ousmane, 1988 ; Joseph *et al.*, 1992 ; Taupin *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 2000). Pour ces stations, les valeurs de l'excès en deutérium "d" sont inférieures à 4, mettant en évidence le caractère évaporé des pluies. Cette reprise évaporatoire liée à l'aridité de la zone, est caractéristique de certaines pluies sahéliennes ;

- dans les stations de Dakar et de Bamako, les valeurs de la pente des droites $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ sont proches de celle de la droite météorique mondiale. Cela signifie que les précipitations qui tombent sur ces localités n'ont pas subi de ponctions évaporatoires notables au cours de leur chute (Gaye, 1990 ; Dakouré, 2003). Les valeurs de l'excès en deutérium "d" aux stations de Dakar et de Bamako sont respectivement de 7,6 et 9,1. Cela montre que les pluies de Bamako sont moins évaporées que celles de Dakar ; la raison pourrait être les conditions de prélèvements ;

- dans la station du Burkina Faso, les précipitations se démarquent des autres stations par la position de la droite $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ qui se situe au dessus de la droite météorique mondiale. Cela pourrait indiquer que les précipitations n'ont pas subi de modification après les condensations qui les ont générées. Par ailleurs, les valeurs de l'excès en deutérium "d", supérieures à 10 expriment que la vapeur atmosphérique ayant donné naissance aux eaux de précipitations a une l'origine mixte (océanique et continentale) (Yaméogo, 2008 ; Koussoube, 2010).

D'une manière générale, on observe un enrichissement progressif des teneurs en isotopes lourds des eaux des précipitations de l'Ouest (Dakar, Bamako) vers les régions de l'Est (N'Djaména) plus arides (figure V.2).

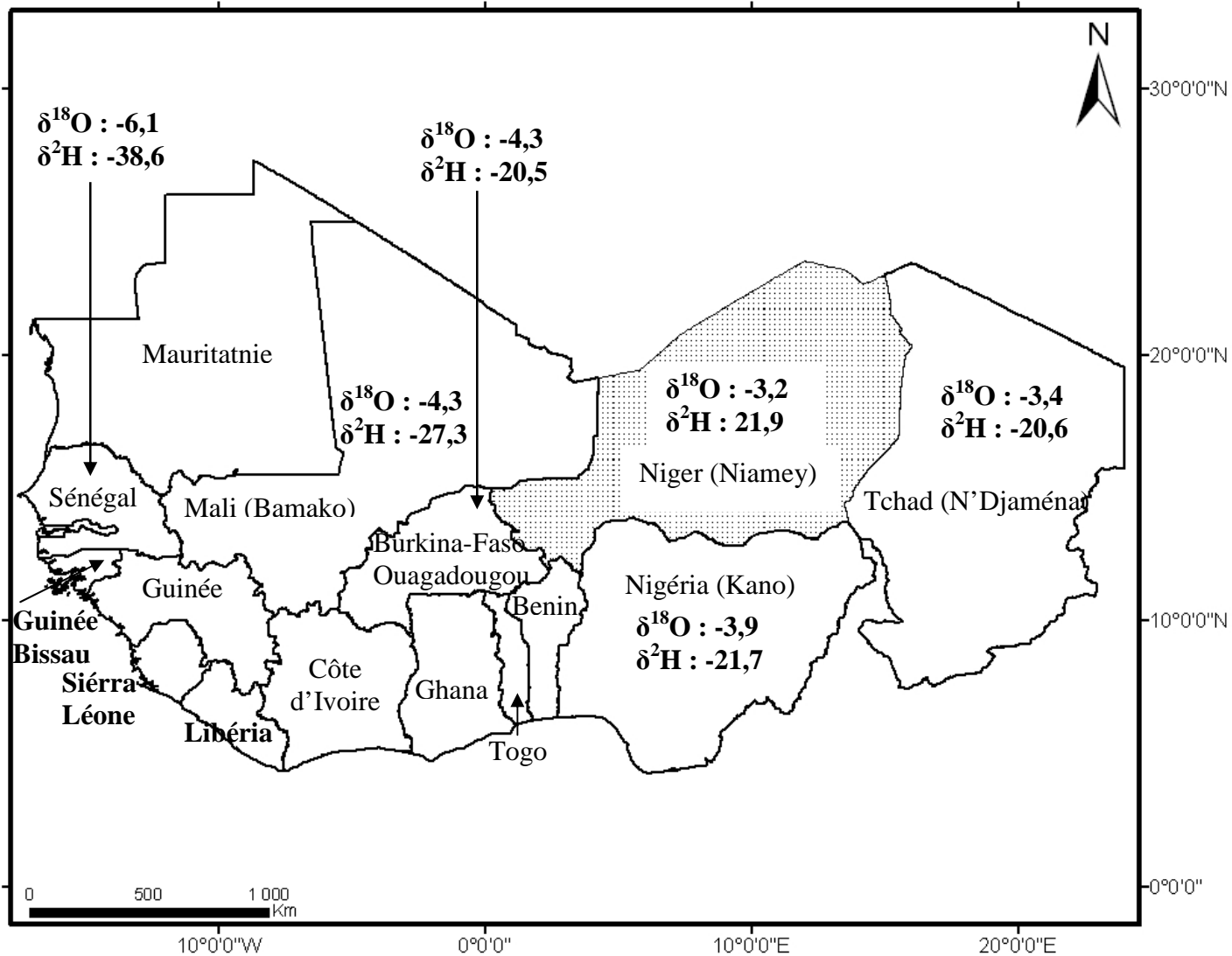


Figure V.2: Valeurs interannuelles des moyennes pondérées de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ à l'échelle régionale (Afrique de l'Ouest).

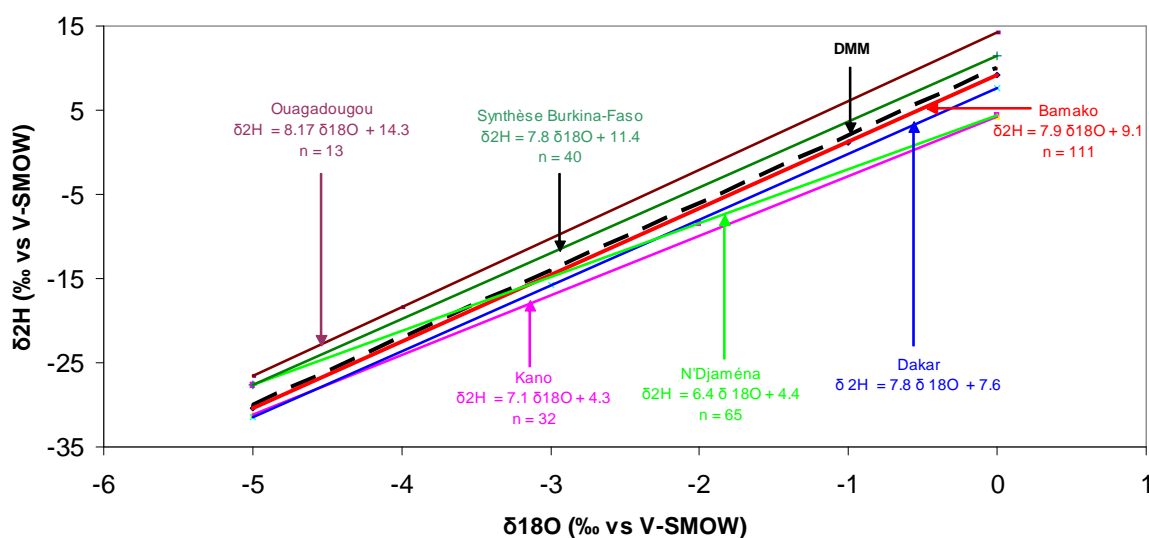


Figure V.2 : Relation $\delta^{18}O$ et δ^2H dans les précipitations en zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest (Bamako, Dakar, Kano, N'Djaména, Ouagadougou).

V.3.1.2. Teneurs isotopiques des pluies au Niger

Les études réalisées dans la région de Niamey, montrent une grande variabilité annuelle des teneurs pondérées en isotopes stables des eaux des précipitations (Tableau V.2). Elles varient de $-2,4\text{‰}$ à $-5,8\text{‰}$ pour $\delta^{18}O$ et entre $-13,8\text{‰}$ et -37‰ pour δ^2H , avec des moyennes pondérées de $-4,1\text{‰}$ pour $\delta^{18}O$ et $-23,1\text{‰}$ pour δ^2H . Cette variation n'est pas en relation directe avec les quantités des pluies (Taupin et *al.*, 2002 ; Dakouré, 2003) : l'année la plus humide (978 mm) a enregistré un taux de $-4,4\text{‰}$ en $\delta^{18}O$ contre $-5,8\text{‰}$ pour l'année normale (567 mm). Les régions arides sont en général marquées par une forte variabilité spatio-temporelle des précipitations. Cette variabilité importante de teneur isotopique reflète cet aspect (Leduc et *al.*, 2000).

Les teneurs moyennes pondérées inter-annuelles des précipitations de la région de Niamey sont de $-4,1\text{‰}$ pour $\delta^{18}O$ et $-23,1\text{‰}$ pour δ^2H . Elles sont de même ordre de grandeur avec celles de Bamako, $-4,3\text{‰}$ pour $\delta^{18}O$ et $-27,3\text{‰}$ pour δ^2H , sur les périodes de 1962 à 1996 (avec une interruption entre 1967-70, 1977 et 1980-90), de Kano $-3,9\text{‰}$ et $-21,7\text{‰}$ (sur les périodes 1961-1966 et 1971-72), et de N'Djaména $-3,9\text{‰}$ et $-20,6\text{‰}$ entre 1964-75, 77-78 et 1995. À l'échelle locale, ces résultats sont comparables à ceux trouvés par Guéro (2003) dans le cadre du projet RAF/8/022-AIEA, de $-4,3\text{‰}$ pour $\delta^{18}O$ et $-26,4\text{‰}$ pour δ^2H en 1997-1998.

Tableau V.2 : Teneurs pondérées en isotopes stables des pluies de Niamey et alentour.

(a) Ousmane : station Niamey-Université ; (b) Taupin et al. : station-ORSTOM ; (c) Tremoy et al. : station-IRD
 et (d) données personnelles. S, N, H respectivement année sèche, normale et humide.

	1982 ^a	1992 ^b	1993 ^b	1994 ^b	1995 ^b	1996 ^b	1997 ^b	1998 ^b	1999 ^b	2009 ^c	2010 ^c	Moyenne
Hauteur de Pluie (mm)	366	490	447	676	537	566	450	978	567	-	-	563,6^d
Observation	S	S	S	H	N	N	S	H	N	-	-	
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs V-SMOW)	-2,9	-3,5	-2,4	-4,6	-5	-4,7	-3,2	-4,4	-5,8	-3,8	-4,4	-4,1^d
$\delta^2\text{H}$ (‰ vs V-SMOW)	-13,8	-22	-17	-29	-33	-	-19	-26	-37	-20	-25,5	-23,1^d
d (excès en deutérium)	9,4 ^d	6 ^d	2,2 ^d	7,8 ^d	7 ^d	-	6,6 ^d	9,2 ^d	9,4 ^d	10,5	8,6	9,3^d

V.3.1.2.1. Variabilité saisonnière de la composition isotopique

Au cours d'une même saison, il existe une importante variation de la composition isotopique. En début (mai-juin) et à la fin de la saison pluvieuse (fin septembre-octobre), la composition isotopique des eaux des pluies est fortement enrichie en oxygène-18 et en deutérium marquant une forte évaporation. Les eaux les plus enrichies sont prélevées en début et en fin de saison des pluies lorsque l'atmosphère largement sous saturée favorise l'évaporation des gouttes de pluies. Tandis qu'au cœur de la saison (juillet-août-septembre) où les pluies sont importantes, avec des températures basses et une humidité relative proche de la saturation, la composition isotopique s'appauvrit (Figure V.4). Ce phénomène lié à l'effet de masse est caractéristique des pluies tropicales (Ousmane, 1988 ; Taupin et al., 1997 ; Goni et al., 2001 ; Taupin et al., 2002 ; Dakoure, 2003 ; Favreau, 2003 ; Taupin et al., 2003). Les précipitations de Niamey sont beaucoup plus enrichies en isotopes lourds que celles de Bamako comme le démontrent les valeurs respectives de leurs pentes de 7,7 et 7,9, et celles d'excès en deutérium "d" de 5,4 et 9,1. Selon Tremoy et al. (2012), l'appauvrissement de la vapeur d'eau est lié à l'activité convective de la masse d'air.

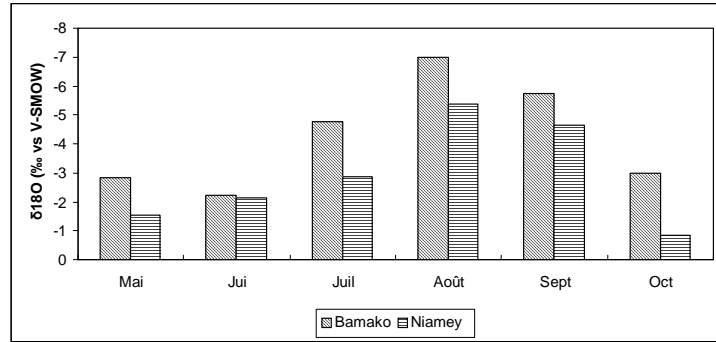


Figure V.4 : Teneurs pondérées mensuelles en $\delta^{18}\text{O}$ dans les pluies de Bamako et Niamey (1992-1998).

V.3.1.2.2. Origine des eaux des pluies du Niger

L'origine de la vapeur ayant généré les précipitations est déterminée à partir des valeurs de l'excès en deutérium (" d " = $\delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$). On observe que toutes les valeurs calculées de " d " sont inférieures à 10 (Tableau V.1). Cela montre que les masses d'air qui ont généré les précipitations du Niger sont issues de la mousson guinéenne (Dansgaard, 1964 ; Clark *et al.*, 1997). Selon Taupin *et al.*, 2002, les valeurs des excès en deutérium inférieures à 10, mettent en évidence l'absence d'un recyclage des eaux de surface et une origine commune des pluies liée au flux de mousson du Golfe de Guinée.

La droite de corrélation $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$, établie à partir des pluies mensuelles de Niamey (Archives AIEA, 2011) a pour équation (figure V.5) :

$$\delta^2\text{H} = 7,7. \delta^{18}\text{O} + 5,4 \quad (1992-1999, \text{ avec } n = 28 \text{ et } r = 0,97)$$

La valeur de la pente est de 7,7. Celle-ci est inférieure à celle de la droite météorique théorique (DMM) obtenue à l'échelle globale (Craig, 1961, *in* Clark et Fritz, 1997). Cette pente inférieure à 8, montre que les précipitations sont légèrement évaporées au cours de leur chute. Dans la région de Niamey, plusieurs travaux ont permis l'élaboration des droites météoriques locales suivantes :

- Niamey Université, 1982: $\delta^2\text{H} = 6,6. \delta^{18}\text{O} + 7,5$ (Ousmane, 1988)
- Niamey ORSTOM, 1992-1995: $\delta^2\text{H} = 7,6. \delta^{18}\text{O} + 5,7$ (Taupin *et al.*, 1997)
- Niamey ORSTOM, 1997-1999: $\delta^2\text{H} = 7,2. \delta^{18}\text{O} + 4,3$ (Favreau, 2000)

Ces droites météoriques locales établies à partir des pluies de Niamey sont comparables à celles obtenues dans d'autres stations du Niger et dans des stations sahélo-soudaniennes :

- Région de Dosso : $\delta^2H = 7,1. \delta^{18}O + 5,8$ (Guéro, 2003)
- Région de Diffa : $\delta^2H = 6,9. (\pm 0,7) \delta^{18}O + 0,83 (\pm 2,4)$ (Gaultier, 2004)
- Stations sahélo-soudaniennes : $\delta^2H = 7,6. \delta^{18}O + 7,1$ (Joseph et al., 1993)

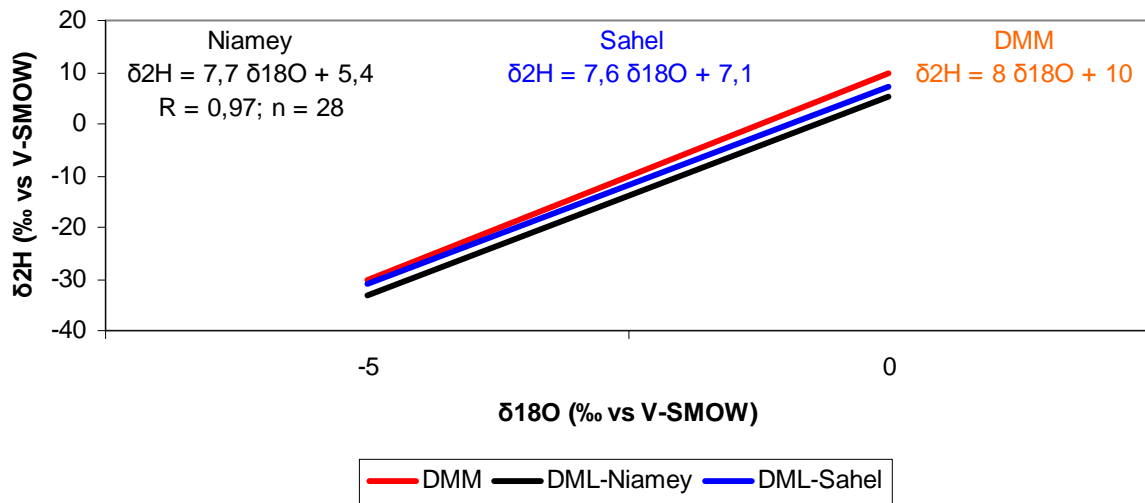


Figure V.5 : Relation $\delta^{18}O$ vs δ^2H dans les précipitations de Niamey (1992 – 1999).

V.3.2. Teneurs en tritium dans les précipitations

Au Niger, il n'existe aucune chronique des teneurs en tritium dans les précipitations. Néanmoins, on retrouve des mesures ponctuelles réalisées par quelques auteurs dans la littérature (Ousmane, 1988 ; Girard, 1993 ; Leduc, 1996 ; Guéro, 2003). À partir d'une comparaison des données du réseau AIEA/OMM des stations sous-régionales (Bamako 1963-79 et 1998, Kano 1971-73, Khartoum 1960-78, N'Djaména 1963-78, Tunis 1968-97) à celles d'Ottawa (1953-97), une chronique locale a été reconstituée par Ousmane (1988) et Favreau, (2000). Cette chronique est complétée (figure V.6) par certaines mesures effectuées au Niger (Guéro, 2003) et au Burkina Faso (Dakoure, 2003 ; Yaméogo, 2008 ; Koussoube, 2010) afin d'avoir un référentiel de base de la teneur des pluies actuelles. La moyenne pondérée des mesures recueillies au Niger et au Burkina Faso entre 1998 et 2008, est de 5,21 UT. Cette valeur représente la signature isotopique des pluies actuelles et par conséquent, la fonction d'entrée de notre système hydrologique.

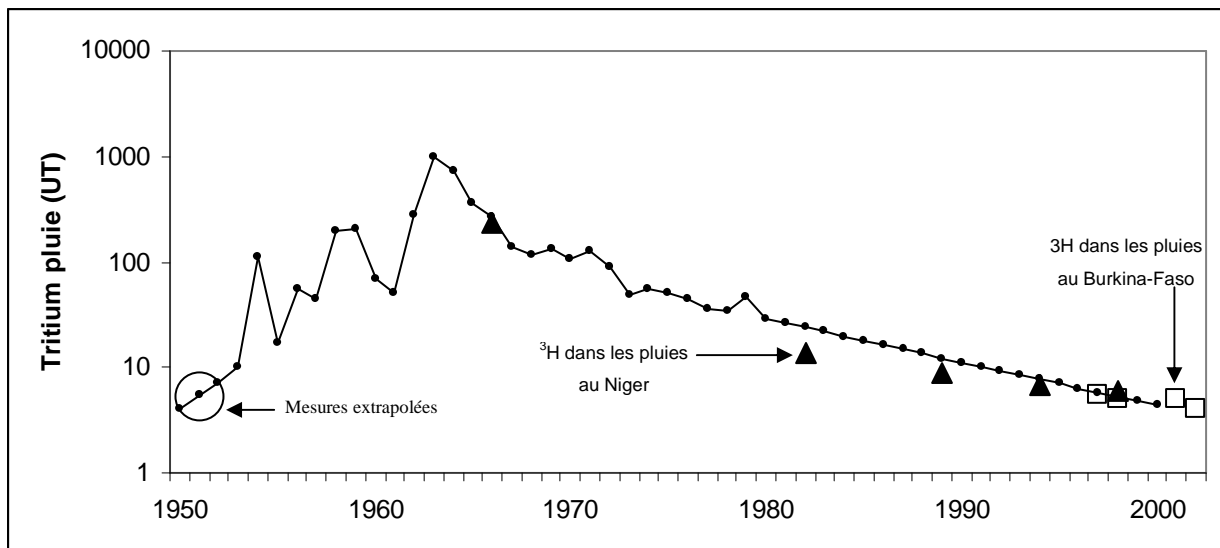


Figure V.6 : Courbe de décroissance de l'activité de tritium reconstituée et extrapolée (cercle) dans les pluies du Niger (Favreau, 2000, modifié).

V.4. TENEURS ISOTOPIQUES DES EAUX DE SURFACE

Le seul échantillon analysé est celui du barrage de Téra situé sur le lit majeur de Dargol (Tableau V.3). Les eaux de ce barrage enregistre des teneurs de 0,79‰ et -1,99‰ respectivement pour l'oxygène-18 et le deutérium. Ces eaux sont très enrichies par rapport aux précipitations actuelles (tableau V.2). Cela explique que ces eaux ont subi une évaporation intense.

La teneur en tritium s'élève à 5,2 UT et se trouve dans la même gamme de valeur que celle de la moyenne annuelle des pluies de Bamako (Tableau V.2) et celle déduite des pluies du Niger et du Burkina Faso entre 1998 et 2008.

V.5. TENEURS ISOTOPIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

V.5.1. Méthodes d'investigation

V.5.1.1. Points d'eau et campagne d'échantillonnage

Les points de prélèvements des eaux des nappes sont les puits et les forages. La campagne d'échantillonnage est réalisée en période des hautes eaux (octobre à décembre 2009). Ainsi, 22 ouvrages ont été prélevés pour les analyses isotopiques couplées en oxygène-18 et deutérium (20 forages et 2 puits), et 17 d'entre eux sont dosés en tritium. Le nombre limité de ces points est dû au moyen alloué à l'étude. Ces points d'échantillonnage sont choisis en fonction de la morphologie du terrain et du type d'aquifère.

Les mesures et le prélèvement ont été effectués sur les ouvrages en fonctionnement après au moins 30 minutes de pompage (forages) ou de puisage (puits), dans le but de prélever les eaux représentatives de la nappe. Ces prélèvements sont effectués dans divers types des flacons et de capacité variable :

- des piluliers en verre ambrés de 20 ml pour le couple oxygène-18/deutérium ;
- des flacons polyéthylène de 500 ml pour le dosage du tritium.

Ces échantillons, hermétiquement fermés et gardés à l'abri de la lumière, sont mis au frais au laboratoire d'analyse de l'eau du Département de Géologie de l'Université Abdou Moumouni de Niamey (UAM), avant d'être acheminés aux laboratoires spécialisés. Ainsi, les échantillons destinés aux analyses du couple oxygène-18 et deutérium sont acheminés au Laboratoire d'Hydrogéologie et de Géochimie Isotopique (LHGI) de l'Université de Paris-Sud (Orsay) et ceux destinés aux analyses du tritium, au laboratoire HYDROISOTOP d'Allemagne.

V.5.1.2. Méthodes analytiques et précision des données

Les analyses en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ ont été effectuées au Laboratoire d'Hydrogéologie et de Géochimie Isotopique (LHGI) de l'Université de Paris-Sud (Orsay), par spectrométrie de masse après équilibration avec du CO_2 à 25°C pour $\delta^{18}\text{O}$, et réduction par passage sur du zinc à 460°C pour $\delta^2\text{H}$. Les erreurs analytiques sont respectivement de $\pm 0,2 \text{ ‰}$ et $\pm 2 \text{ ‰}$ vs V-SMOW pour l'oxygène-18 et le deutérium.

Les analyses de tritium ont été faites au laboratoire HYDROISOTOP en Allemagne, par spectrométrie de scintillation en liquide (LSC) après concentration avec électrolyse. Les résultats sont présentés en unité de tritium (UT) avec une précision variant de $\pm 0,5$ et $\pm 0,9$ UT suivant la teneur. Au niveau d'un des échantillons, une valeur inférieure au seuil de détection ($< 0,9$ UT) a été observée.

Les résultats des analyses sont présentés dans le tableau V.3. Le calcul de "d" est effectué en fixant la valeur de la pente à "8", car selon les travaux de Dansgaard (1964), la pente de 8 est extrêmement constante tandis que l'ordonnée à l'origine dépendait de l'origine des masses de vapeur.

Dans le tableau V.4, sont présentés les résultats statistiques des teneurs en isotopes des eaux souterraines du Liptako.

Tableau V.3 : Analyses isotopiques des eaux de surface et des eaux souterraines du Liptako.
F : forage ; PC : puits cimenté ; PT : puits traditionnel ; E.S : eau de surface.

Localités	Type	$\delta^{18}\text{O} \pm 0,2$ (‰)	$\delta^2\text{H} \pm 2$ (‰)	"d"	^3H (UT)	C.E ($\mu\text{S}/\text{cm}$).
Diagourou jardin	F ₂	-2,32	-11,59	6,97	4,4±0,8	376
Pate Kouara	F ₈	-4,13	-24,8	8,24		385
Tchantiga	F ₁₁	-4,3	-26,82	7,58	3,5±0,7	573
Zindigori	F ₂₅	-3,54	-20,06	8,26	3,6±0,8	350
Sekomi Gorla	F ₃₃	-3,29	-22,92	3,4	1,4±0,6	285,1
Warigountou	F ₄₁	-2,87	-15,72	7,24	3,2±0,8	545,8
Sirfi Kouara	F ₄₉	-3,69	-22,7	6,82	4,1±0,8	541
Fogou	F ₅₇	-3,2	-23	2,6	4,4±0,7	543
Ayoungam	F ₅₉	-4,13	-25,17	7,87		266,8
Begorou	F ₃₅	-3,89	-21,56	9,56	4,5±0,8	448
Diagourou Oum	F ₃	-2,45	-14,82	4,78	4,4±0,7	599
Tera Campt	F ₄₇	0,9	-0,09	-7,29	3,6±1,1	286,8
Tera Pont	F ₄₈	-0,59	-5,11	-0,39	3±0,5	531
Tera Prison	PC ₂	0,19	-3,06	-4,58		719
Fala	PT ₂	-1,77	-14,74	-0,58	4,2±0,7	510
Tera SATOM	F ₂₄				4,3±0,9	549,3
Chatoumane	F ₃₀	-3,4	-23,76	3,44		784
Toumbinde	F ₁₅	-3,89	-23,82	7,3	4,7±0,7	706,3
Tondi Gougou	F ₆	-2,96	-21,17	7,15		985
Tondi Gougou II	F ₇	-3,54	-17,15	6,53	5,9±0,7	976
Yanga	F ₄₅	-4,49	-31,09	4,83	< 0,9	1123,3
Doumba	F ₃₇	-4	-26,73	5,27		1150,5
Kabangou	F ₁₈	-4,03	-27,63	4,61	2,7±0,6	1184,5
BARRAGE	ES	0,79	-1,99	-8,31	5,2±0,8	143,6

Tableau V.4 : Teneurs isotopiques moyennes dans les eaux souterraines du Liptako.

Isotopes	Effectif	moyenne	Minimum	Maximum	Ecart-type
$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs SMOW)	22	-2,97	-4,49	0,9	1,46
$\delta^2\text{H}$ (‰ vs SMOW)	22	-19,25	-31,09	-0,09	8,24
^3H (UT)	17	3,69	< 0,9	5,9	1,22

V.5.2. Oxygène-18 et deutérium

V.5.2.1. Répartition spatiale

Les teneurs isotopiques de 22 échantillons d'eau souterraine de socle du Liptako, dont deux puits captant les nappes d'altérites, varient de -4,49 ‰ à 0,9 ‰ pour l'oxygène-18 et de -31,09 ‰ et -0,09‰ pour le deutérium. Les valeurs moyennes globales et les écart-types sont respectivement de -2,97 ‰ et 1,46 ‰ pour l'oxygène-18 et de -19 ‰ et 8,24 ‰ pour le deutérium. En considérant uniquement les eaux des aquifères profonds de socle, on retrouve les valeurs moyennes respectives de -3,63 ‰ et -22,69 ‰ pour l'oxygène-18 et le deutérium.

Les valeurs relativement élevées des écart-types montrent les hétérogénéités de circulation d'eau liées à la discontinuité du milieu.

Ces résultats correspondent à ceux trouvés par Ousmane (1988) dans toute la région du Liptako (-3,62‰ et $\sigma = 1,15$ ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$; -17,67 ‰ et $\sigma = 7,73$ ‰ pour le $\delta^2\text{H}$), par Girard *et al.* (1997) dans le secteur de Niamey (-4,7±0,1‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et -20,8±1‰ pour le $\delta^2\text{H}$) et semblables à celles des autres aquifères de socle d'Afrique de l'Ouest (Kamagaté, 2006 ; Yaméogo, 2008).

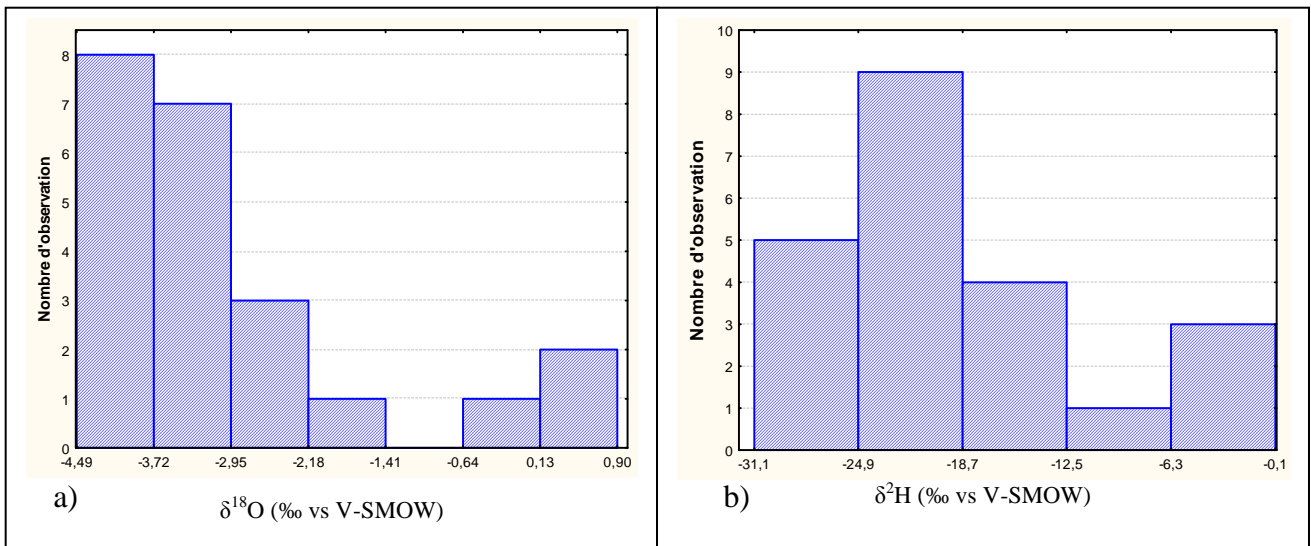


Figure V.6 : Histogrammes de fréquence des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ (a) et $\delta^2\text{H}$ (b).

Les histogrammes de la figure V.6 montrent à nouveau cette diversité des données. Ainsi, les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ sont à 36% supérieures à -3‰ tandis que 77% affichent des valeurs en deutérium supérieures à 25‰. Les teneurs calculées de l'excès en deutérium "d" restent toujours inférieures à 8 dans toutes les nappes, indiquant une fois de plus que ces nappes

affichent un cachet d'évaporation réalisé avant, pendant ou après l'infiltration. Ce phénomène d'évaporation est typique aux zones arides. Cela a été démontré par Favreau (2000) et Guéro (2003) dans les régions sédimentaires adjacentes notamment les nappes phréatiques de Dantiandou (Favreau, 2000) et des Dallols (Guéro, 2003).

La figure V.7 présente la distribution spatiale des teneurs en oxygène-18 dans les eaux souterraines du Liptako. Elle montre une organisation spatiale structurée selon la morphologie du terrain. Les très fortes valeurs des écart-types (cf. tableau V.2) rendent compte de cette dispersion et indiquent une hétérogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables dans la zone.

L'observation minutieuse de la dispersion spatiale des échantillons met en évidence deux regroupements dans la distribution des teneurs en isotopes lourds en relation avec la géomorphologie (mares, koris) :

- **Les eaux enrichies en oxygène-18** se rencontrent autour des retenues (barrage, mares) et dans les ouvrages proches du lit majeur de Dargol ou de ses affluents (PC₂, PT₂, F₂, F₃, F₆, F₄₁, F₄₇, F₄₈) qui constituent les zones préférentielles de recharge et d'évaporation.
- **Les eaux appauvries en oxygène-18** sont principalement rencontrées dans les forages profonds se trouvant sous les plateaux, rarement aux abords des koris ou des mares. Cette nappe est soit alimentée par les précipitations importantes du cœur de la saison hivernale (juillet et août) pauvres en isotopes lourds, ou soit il existe un mélange avec des eaux relativement anciennes (Leduc et *al.*, 2000 ; Massing et Tang, 2010). Ces deux hypothèses seront vérifiées dans le prochain paragraphe traitant des origines des eaux souterraines.

Plus particulièrement, en zone de socle, l'hétérogénéité isotopique pourrait aussi être accentuée par la discontinuité hydraulique due aux fractures, qui ne favorisent pas le processus de continuité de circulation des eaux (Ousmane, 1988, Nkotagu, 1996). Ce phénomène est illustré par les forages de Diagorou (F₃) et Paté Kouara (F₈), séparés par la vallée de Tilim, qui enregistrent respectivement des teneurs en oxygène-18 de -2,45‰ et -4,13‰. Le lit de Tilim se superpose à une faille majeure NE-SW, et aussi, ces forages très proches l'un de l'autre captent les eaux contenues dans des fractures différentes. Il faut noter que, dans les régions de socle de zones humides, les aquifères de fracture enregistrent des teneurs relativement homogènes en isotopes stables interprétées par le fait du long parcours des eaux d'infiltration dans l'épaisse couche d'altérites permettant aux processus de mélange

de se réaliser et de minimiser les traces d'hétérogénéité (Biemi, 1992 ; Savané, 1997 ; Adiaffi, 2008). Cette hétérogénéité spatiale de la composition isotopique est caractéristique des zones arides et semi-aride (Leduc *et al.*, 1997 ; Le Gal La Salle *et al.*, 2001) où les recharges se font généralement par les points bas du paysage par les eaux de surface relativement évaporées (Njitchoua *et al.*, 1993, 1995 ; Favreau *et al.*, 2002 ; Yaméogo, 2008 ; Saravana *et al.*, 2009 ; Massing et Tang, 2010).

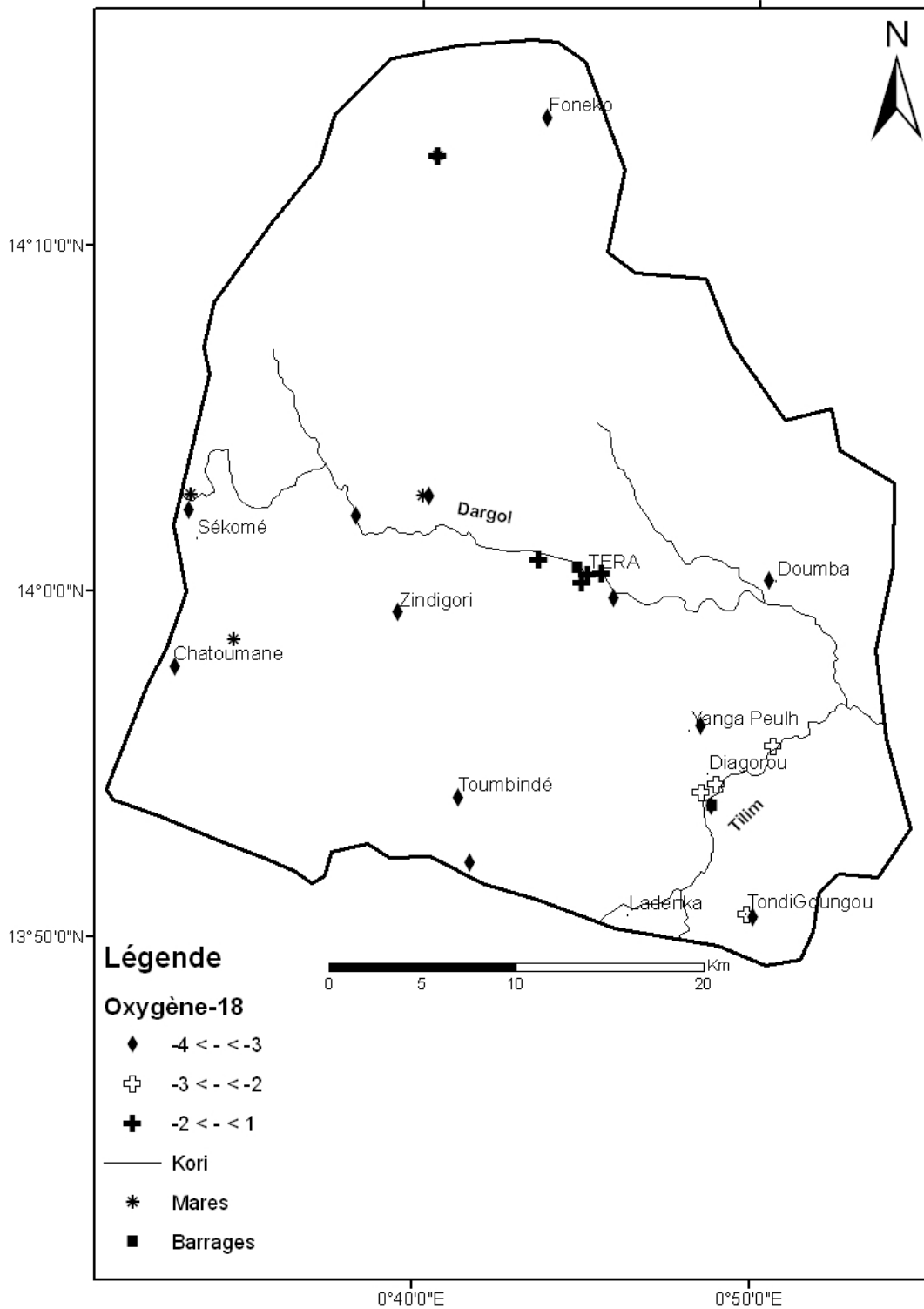


Figure V.7 : Distribution spatiale des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines du Liptako.

V.5.2.2. *Origine des eaux et mécanisme de recharge*

L'étude de la recharge par la technique isotopique repose sur la comparaison des teneurs dans les nappes par rapport à la moyenne pondérée des précipitations, et les droites météoriques mondiale et locale reportées dans le diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$.

Cette technique permet de retracer les différentes modifications suivies par les eaux de pluie avant d'atteindre la nappe. Plusieurs études réalisées en zones semi-arides ont montré que l'enrichissement en isotopes lourds peut survenir pendant la chute des pluies (Joseph et al., 1993 ; Taupin et al., 1997 ; Guéro, 2003), en surface (Ousmane, 1988; Favreau, 2000 ; Gaultier, 2004, Diaw, 2008) et dans les zones non saturées (Gaye, 1990 ; Olive, 1996 ; Allison, 1998 ; Saravana et al. 2009).

Dans les régions soudano-sahéliennes, le facteur prépondérant de l'enrichissement en isotopes stables est l'évaporation, dont les effets sont fortement ressentis dans les sols (Galadima et Karbo, 1993 ; Sidoro et al., 1993 ; Zakara et al., 1993 ; Njitchoua et al., 1993, 1995 ; Guéro, 2003 ; Ngounou Ngatcha et al., 2007 ; Yaméogo, 2008). Dans ces régions, les droites d'évaporation établies à partir des eaux de surface et/ ou des nappes superficielles ont des pentes variant généralement de 4 à 5,5. Cela est valable pour toutes les eaux évaporées du monde (Clark et Fritz, 1997 ; Mook, et al., 2008).

En reportant les points échantillonnés dans le diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ (figure V.6), on observe que tous les points sont situés en dessous de la DMM et s'organisent autour de deux droites de régression linéaire suivantes :

- (1) $\delta^2H = 7,5. \delta^{18}O + 4,5$; $R^2 = 0,83$ (Nappes profondes)
- (2) $\delta^2H = 4,8. \delta^{18}O - 4$; $R^2 = 0,95$ (Nappes superficielles)

Le troisième groupe (encadré en tireté) se détachant de deux autres sera séparément interprété.

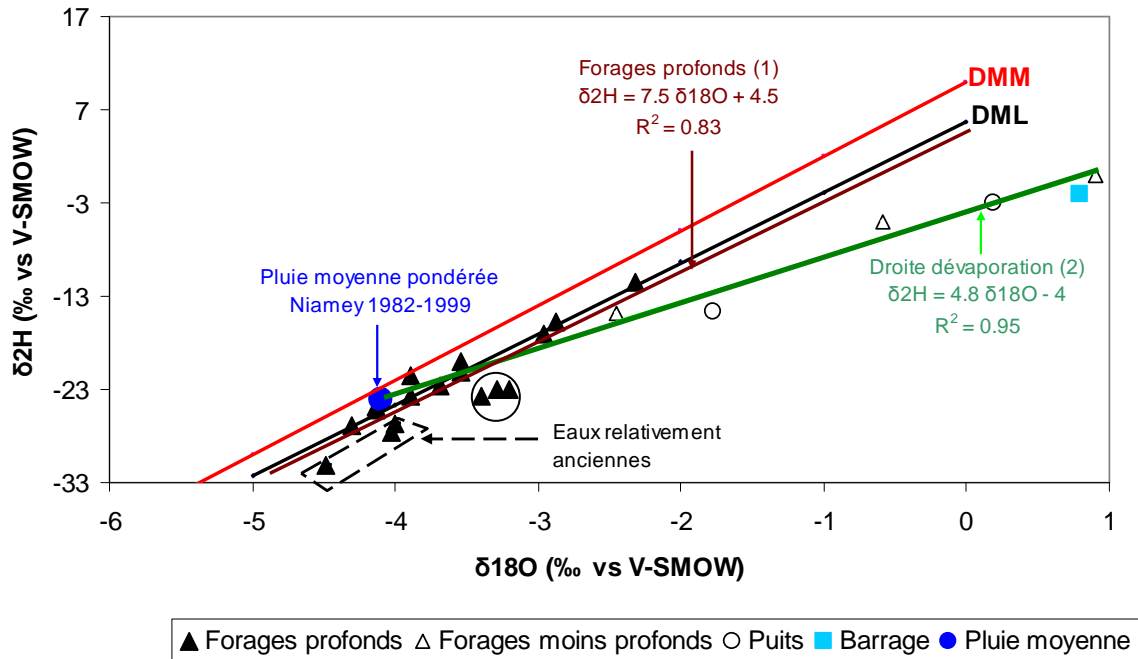


Figure V.8 : Relation $\delta^{18}O$ vs δ^2H dans les eaux souterraines du bassin de Dargol.

Le regroupement des points d'eau fait ressortir trois groupes d'eau distincts qui sont :

- **Le premier groupe**, avec 63% d'effectifs, correspond aux échantillons qui sont sur ou proche des droites météorique mondiale et locale. Ces points s'alignent autour d'une droite (1) de pente 7,6 très proche de celle de la DML. Ceci suppose une recharge directe des nappes due à l'infiltration sans reprise évaporatoire. Parmi ces forages, trois (F₃₀, F₃₃, F₅₇) se trouvent sous la DML (points encadrés) et s'alignent sur une droite de pente 4, parallèle à la première droite (2) d'évaporation. Cette déviation par rapport à la DML indique un enrichissement par processus d'évaporation qui ne résulte pas d'une évaporation des eaux de pluie pendant leur chute. La position de ces forages dans les cuvettes interdunaires et sur les glacis sableux, lieux privilégiés de ruissellement, d'infiltration (Ngounou Ngatcha et *al.*, 2001 ; Gaultier, 2004 ; Diaw, 2008) et de forte évaporation, offre à ces eaux ce cachet singulier d'eau intermédiaire évaporée. Contrairement au constat fait par Favreau (2000) en zone sédimentaire voisine, les aquifères de socle du Liptako reçoivent en partie les eaux évaporées des sols des glacis sableux après un parcours plus ou moins long. Desconnet et *al.* (1997) montrent que dans les zones sédimentaires des régions sahéliennes, 90 à 90% des eaux accumulées dans les mares s'infiltrent et rechargent la nappe. Alors qu'en zone de socle, les altérites argilo-sableuses ont des effets sur la vitesse d'infiltration des eaux.
- **Le deuxième groupe** concerne les échantillons des nappes superficielles (puits captant les altérites et forages moins profonds crépinés à l'interface horizon fissuré – arènes grenues) qui

s'alignent sur une droite (2) de pente 4,8 indiquant un enrichissement par évaporation des eaux de surface qui alimentent les nappes par le processus de recharge indirecte. La valeur de cette pente est comparable à celles retrouvées par les auteurs (cités plus haut) dans les zones sahéliennes.

Le prolongement de la droite (2) sur la DML passe par un point de coordonnées -4,1‰ et -23,1‰ correspondant aux teneurs des pluies moyennes pondérées de Niamey. L'appartenance de ce point à la droite (2) indique que les eaux de nappes superficielles proviennent des pluies efficaces actuelles qui ont subi d'évaporation en surface ou dans les premiers mètres du sol. Les points appartenant à ce groupe comportent les puits captant les nappes d'altérites (PC₂, PT₂) et les forages moins profonds influencés par le barrage de Téra (F₄₇, F₄₈) et la mare de Diagorou (F₃).

- **Le troisième groupe** (encadré en tireté) qui se démarque de deux autres ne contient que trois échantillons (F₁₈, F₃₇, F₄₅) relativement appauvris en isotopes lourds ($\delta^{18}\text{O} < -4\text{‰}$) par rapport à l'ensemble des points. Cet appauvrissement laisse croire que ces eaux proviennent d'une recharge pendant les années plus humides qu'actuel. Le nombre limité de ces points ne nous permet pas de tracer une droite de régression ; par conséquent, nous ferons appel à d'autres arguments pour appuyer nos propos. Les caractéristiques exceptionnelles de ces trois points sont surtout leurs charges minérales élevées (> 1100 $\mu\text{S}/\text{cm}$) mais aussi leur faible teneur en tritium (cf. infra). On note aussi l'appartenance de ces échantillons dans la famille des eaux proche de la saturation (cf. Chapitre V.3.1.2) synonyme des nappes confinées, à vitesse de circulation faible. La convergence de ces éléments d'explication laisse croire que ces eaux se sont infiltrées très rapidement sous un climat plus humide et à une température plus basse que celle du climat actuel. Cela confirme la thèse des mélanges d'eaux d'origine ancienne antérieures à 1954 (Girard, 1993), comme l'a suggéré Ousmane (1988) à partir des activités de ¹⁴C. Le cas le plus édifiant est le forage de Yanga (F₄₅) qui passe de 41±7 UT en 1981 (Ousmane, 1988) à une teneur quasi-nulle (< 0,9 UT, limite de détection) en 2009 (cf. infra).

Au Niger, le phénomène des mélanges est fréquemment observé dans les aquifères sédimentaires où les nappes supérieures reçoivent à partir d'une drainance *per ascensum* les eaux des nappes sous-jacentes plus anciennes et *vice versa* (Galadima et Karbo, 1993 ; Dodo et Zuppi, 1997, 1999 ; Leduc et al., 2000 ; Guéro, 2003 ; Gaultier, 2004). De même, en zone de socle de l'Afrique de l'Ouest, le processus de paléorecharge a été mis en évidence dans les aquifères fissurés de la Côte d'Ivoire (Soro et Goula Bi Tie, 1997) couverts par les dépôts sédimentaires (Adiaffi, 2008 ; Adiaffi et al., 2009) et aussi au Burkina Faso (Dakoure, 2003).

V.5.2.3. Distribution de l'oxygène-18 en profondeur

V.5.2.3.1. Relation entre oxygène-18 et niveau statique

Pour mieux apprécier les relations éventuelles entre la profondeur des nappes et l'enrichissement en isotopes lourds des eaux souterraines, un diagramme *oxygène-18 vs profondeur du niveau statique* est réalisé (figure V.9). On observe que les eaux enrichies en isotopes lourds semblent se localiser dans les parties où la profondeur de la nappe est à environ 20 m au maximum. Les études théoriques en laboratoire (Barnes et Allison, 1983, 1988 cités par Allison, 1998 ; Olive, 1996) ont montré la variation isotopique en fonction des profondeurs des zones non saturées. Cette relation entre la profondeur des niveaux des eaux sous le sol et leur enrichissement en isotopes lourds a été mise en évidence par les travaux réalisés en zone de socle (Girard, 1993 ; Sidorio et *al.*, 1993). Dans ces travaux, il a été démontré qu'en régime permanent, l'évaporation concentre les isotopes lourds dans la zone non - saturée pendant la période sèche (Sidorio et *al.*, 1993). Ces isotopes lourds accumulés dans cette zone, seront lessivés et drainés dans la nappe par infiltration lors des épisodes pluvieux ultérieurs. L'étude réalisée par Adiaffi (2008), en zone de socle des régions humides, montre que l'effet d'évaporation s'explique par la faible perméabilité des couches d'altérites qui retardent le drainage des eaux d'infiltration vers la nappe de fissures. De même, dans la zone semi-aride de Kalahari (Botswana), Stadler et *al.* (2010) lient l'enrichissement des eaux d'infiltration à un temps de transit relativement long dans les premiers mètres des sols avant d'atteindre la nappe. Néanmoins, le graphique (figure V.10) portant sur la relation entre oxygène-18 et la profondeur des ouvrages n'est pas très explicite.

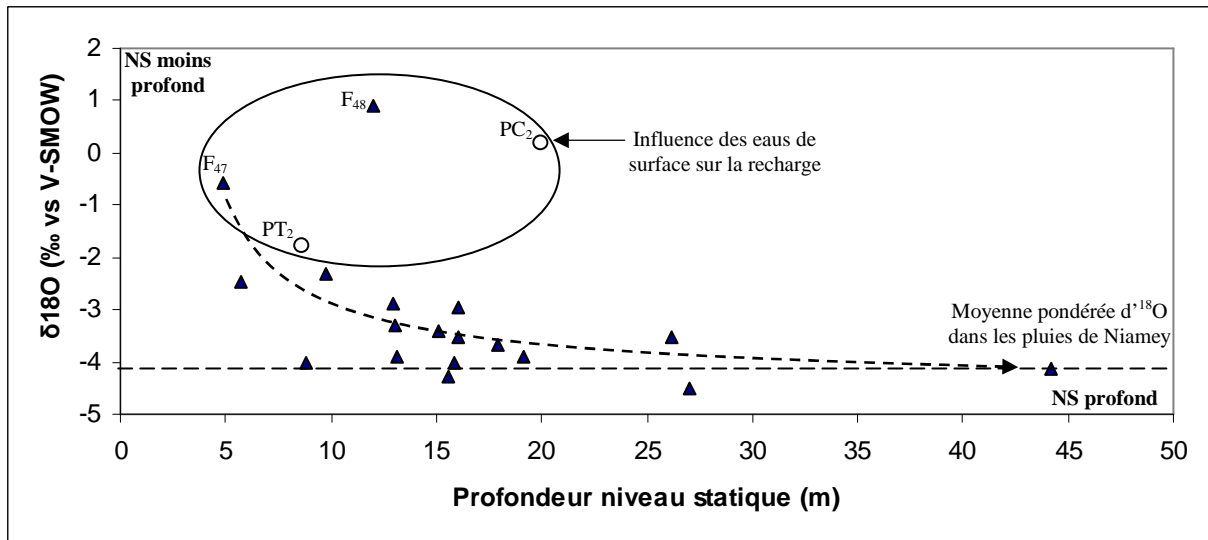


Figure V.9 : Variation de teneur en $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur du niveau statique des nappes.

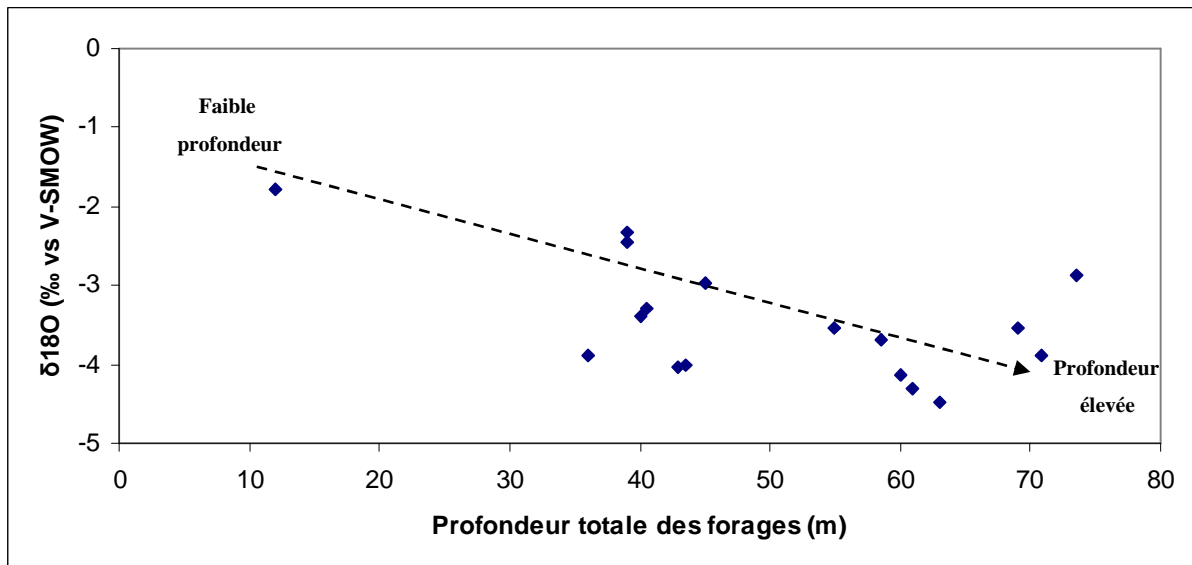


Figure V.10 : Relation $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la profondeur totale des forages.

V.5.2.3.2. Relation entre oxygène-18 et chimisme de l'eau

Le diagramme *oxygène-18 vs conductivité électrique* (figure V.11) ne montre aucune relation entre les teneurs en oxygène-18 et la minéralisation des eaux quelque soit l'aquifère (Ousmane, 1988). En revanche, il confirme l'existence des trois groupes d'eau précédemment définis sur le diagramme *oxygène-18 vs deutérium*.

Ces observations confortent l'idée que l'hydrolyse et la pollution sont en majeure partie responsables de la minéralisation des eaux de socle (cf. Chapitre IV).

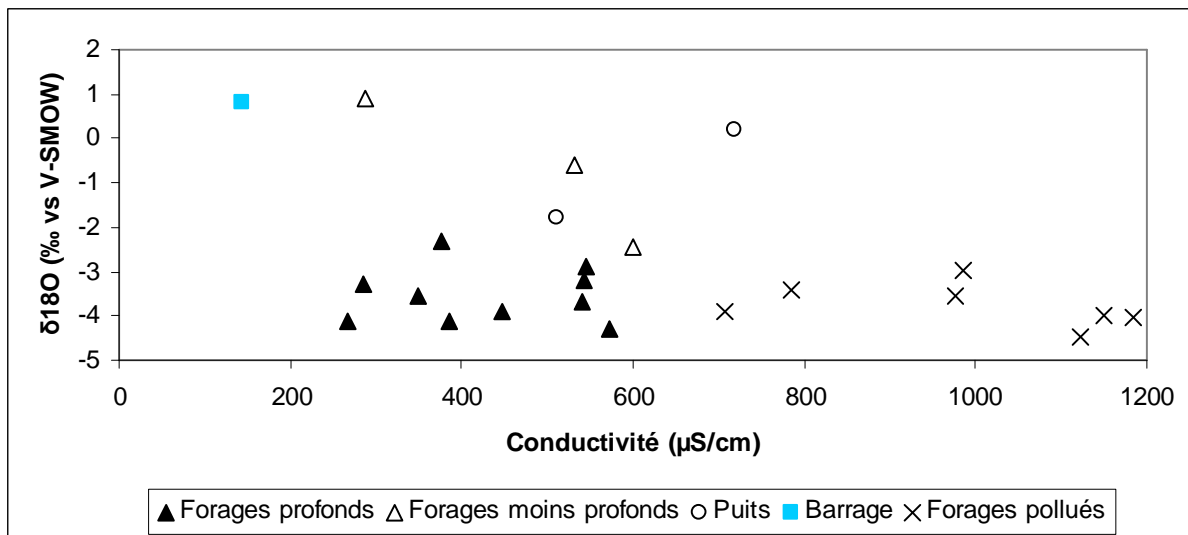


Figure V.11 : Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et conductivité électrique.

L'étude hydrogéochimique (chapitre IV) a révélé que parmi les éléments dissous dans l'eau, seul l'ion magnésium est l'indicateur d'évolution géochimique de l'eau dans l'aquifère. Cela montre que cet ion provient presque exclusivement de l'interaction eau - roche par l'hydrolyse des silicates et de ce fait, il semble caractériser les eaux ayant resté longtemps en contact avec les roches.

Le diagramme de la figure V.11 illustre la relation entre les teneurs en oxygène-18 et l'ion Mg^{2+} . Ce diagramme distingue les eaux des aquifères superficiels (niveau statique faible) de celles des nappes profondes. Mieux, il oppose les aquifères schisteux plus profonds et confinés, des aquifères granitiques surmontés par les altérites sablo-argileux plus perméables que ceux issus des terrains schisteux. Sur cette figure, mis à part les forages captant le socle granitique, on remarque une nette augmentation des teneurs en magnésium du niveau superficiel vers la profondeur des nappes. Cette augmentation des teneurs en magnésium accompagnée par l'appauvrissement en oxygène-18 des eaux souterraines indiquerait alors la relation entre le processus géochimique d'hydrolyse et l'augmentation de temps de séjour de l'eau dans l'aquifère. Cette analyse prouve une fois de plus que l'hydrolyse est un processus chimique lent qui demande un temps assez long avant de s'accomplir.

Ces résultats et ceux obtenus avec le système calco-carbonique (cf. chapitre IV.3.1.2) font ressortir une nette concordance entre les deux méthodes en ce qui concerne le temps de séjour des eaux. Parmi ces trois forages (rectangle) reflétant les eaux relativement anciennes, deux (F_{18} , F_{45}) se retrouvent dans la famille 1 du système calco-carbonique dont les eaux évoluaient dans le domaine des milieux fermés à l'atmosphère, proche d'état de saturation en

carbonate, ce qui traduit un temps de séjour prolongé de l'eau dans l'aquifère. En effet, les eaux de ce groupe (rectangle) ont des teneurs en tritium très faibles (cf. infra).

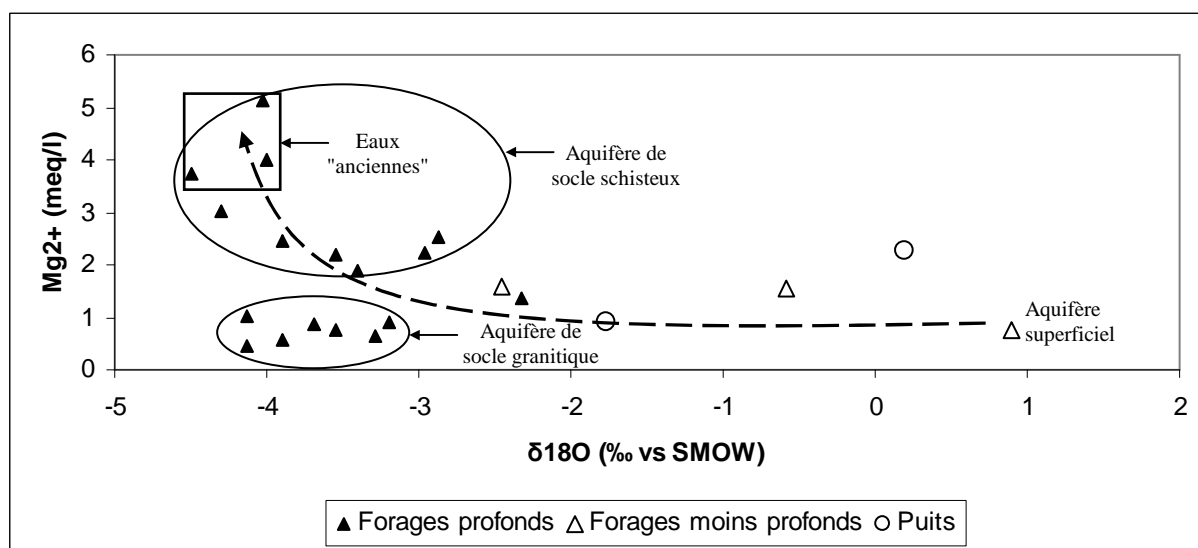


Figure V.12 : Relation entre oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et magnésium (Mg^{2+}).

V.4.2.4. Relations entre tritium et excès en deutérium

L'étude des variations entre les excès en deutérium et les teneurs en tritium met en évidence quatre principaux groupes d'eau reflétant des conditions d'infiltration particulières propres à chaque site (figure V.13) :

- **le premier groupe** dont la valeur de "d" (9,56) est supérieure à celle de la DML n'est constitué que de forage F₃₅ ;
- **le second groupe** comprend les forages F₂, F₇, F₁₁, F₁₅, F₂₅, F₄₁, F₄₉ présentant des valeurs de "d" variant de 6,53 à 8,26. Ce groupe porte la marque d'une évaporation partielle en atmosphère.

Dans ces deux premiers groupes, on retrouve tous les points du groupe 1 dans le diagramme oxygène-18 vs deutérium (cf. figure V.6) indiquant une recharge directe des nappes due à l'infiltration "sans reprise évaporatoire".

- **le groupe 3** se caractérise par une évaporation plus ou moins prononcée avec des valeurs d'excès en deutérium dans la gamme de ($2,6 < \text{"d"} < 4,83$). Les effets de cette évaporation sont surtout ressentis sur les échantillons du **groupe 4** dont la sous-saturation en deutérium est assez forte ($-7,29 < \text{"d"} < -0,39$). Les points constituant le groupe 4 (F₄₇, F₄₈, PT₂) se particularisent par leurs valeurs enrichies en $\delta^{18}\text{O}$ ($-1,77 < \delta^{18}\text{O} < 0,9$) dues à l'évaporation des eaux de surface avant l'infiltration. Ils correspondent aux points très évaporés du deuxième groupe dans le paragraphe IV.5.2.2 (cf figure V.8).

Dans l'ensemble, on constate une similitude entre ces résultats et ceux du diagramme V.6 portant sur les mécanismes de recharge. Cela conforte nos analyses sur les différents mécanismes et processus de recharge identifiés dans la zone d'étude. Ils confirment aussi que les pluies des zones arides à semi-arides subissent des modifications rapides liées à l'évaporation depuis l'atmosphère jusqu'aux nappes, contrairement à celles des régions humides de l'Afrique de l'Ouest (Biemi, 1992 ; Savané, 1997).

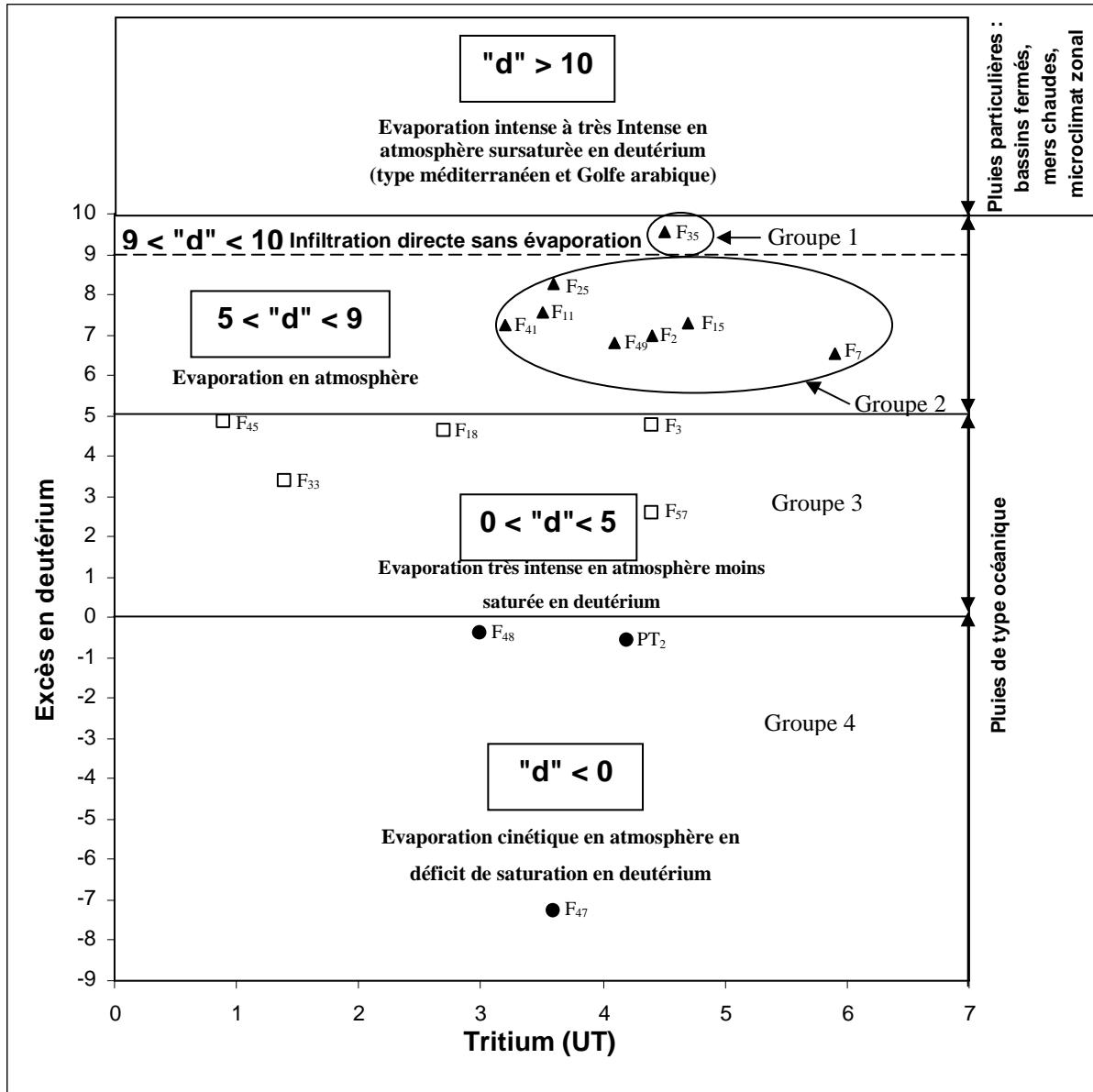


Figure V.13 : Relations entre excès en $\delta^2\text{H}$ et teneurs en ^3H dans les eaux souterraines du Liptako.

V.5.3. Teneur en tritium des eaux souterraines

V.5.3.1. Répartition spatiale

L'activité en tritium dans la nappe de socle montre une large gamme des valeurs. Les teneurs minimale et maximale de 17 analyses sont respectivement $< 0,9$ (limite de détection) et 5,9 UT, pour une moyenne de 3,69 UT et un écart-type de 1,22 UT (tableau V.4). On observe que 82% des échantillons ont des teneurs en tritium supérieures à 3 UT tandis que les 18% ont des valeurs inférieures. D'une manière générale, on observe que 82% des eaux souterraines de socle du Liptako ont des teneurs en tritium supérieures ou égales à 3 dont 64% enregistrent des valeurs supérieures à 4 UT. Cela implique que les aquifères du Liptako sont constitués d'une composante importante d'eaux récentes. Néanmoins, les eaux plus anciennes caractérisées par une faible teneur en tritium sont aussi présentes. Ces eaux à faibles teneurs en tritium sont observées généralement dans des ouvrages captant les nappes situées au pied des plateaux ou les zones schisteuses, qui sont profondes (figure V.14).

La distribution spatiale des teneurs en tritium est très variable. Cette large dispersion (figure V.15) confirme à nouveau une hétérogénéité spatiale de l'hydraulicité des aquifères de socle. En plus, elle suggérerait la prédominance de la recharge latérale (ou indirecte) sur la composante verticale (ou l'infiltration directe), parce que tous les points à teneurs élevées sont à proximité des mares ou du lit des koris. Cette importante variation des teneurs en tritium indique une variabilité spatiale des mécanismes de recharge déjà notifiée dans le paragraphe IV.5.2.2. Ces résultats sont comparables à celles des aquifères de socle du Burkina Faso (Yaméogo, 2008).

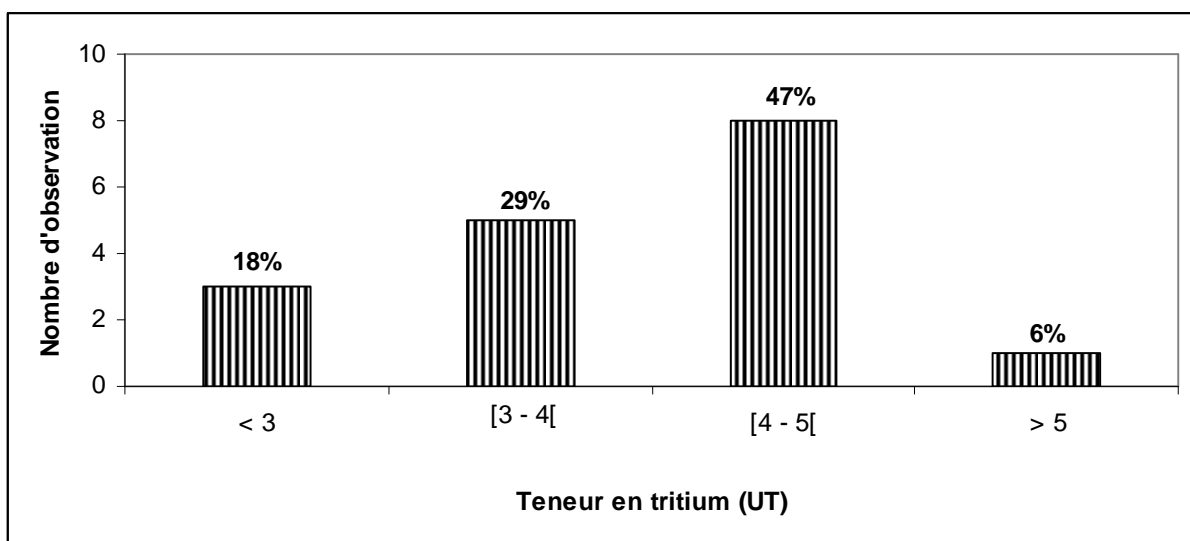


Figure V.14: Histogrammes de fréquence des teneurs en ^3H des eaux souterraines prélevées en octobre 2009.

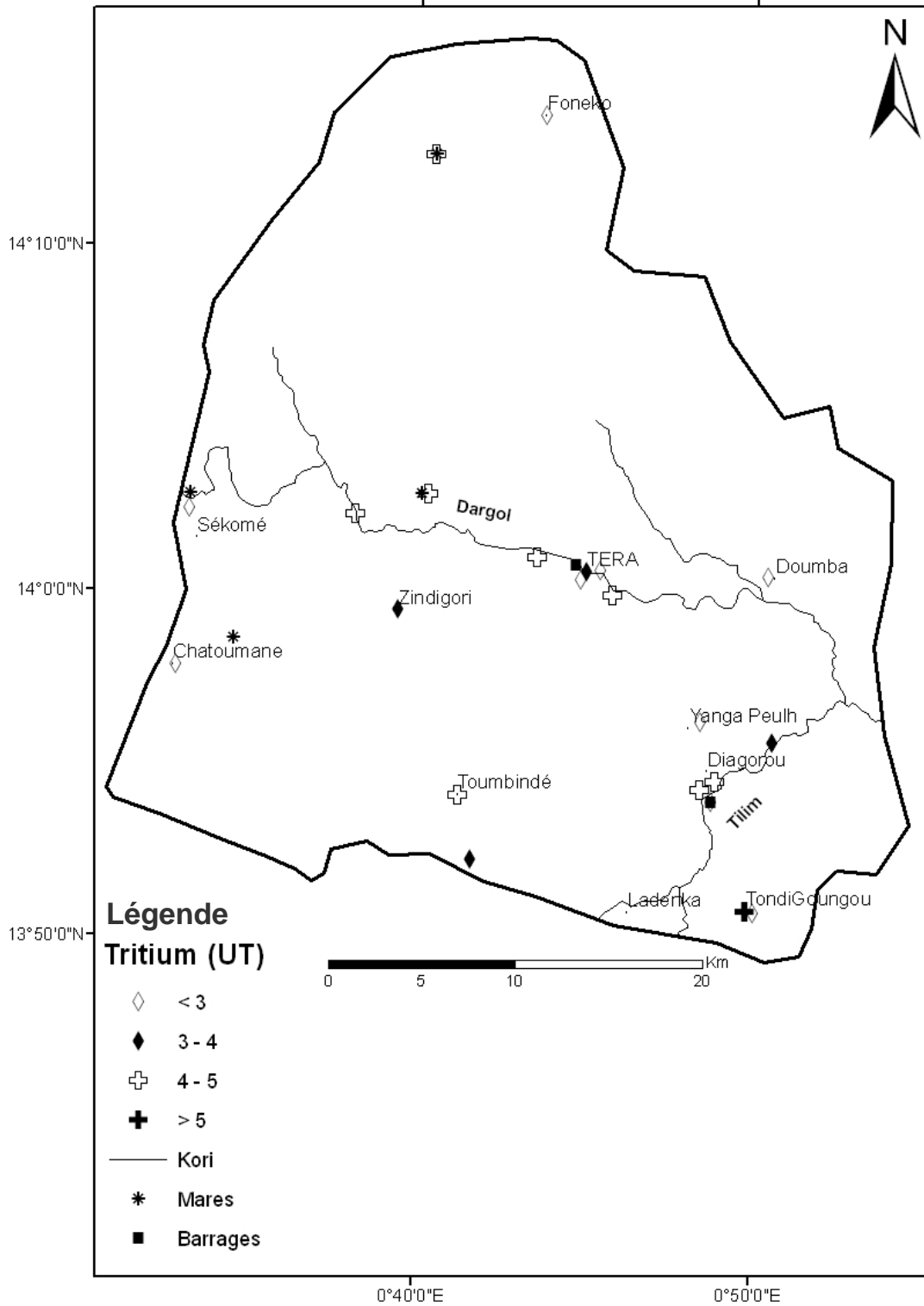


Figure V.15 : Distribution spatiale des teneurs en ^3H dans les eaux souterraines.

V.5.3.2. Processus de recharge et âges relatifs des eaux

Les teneurs en tritium qui ont connu une explosion depuis les premiers essais nucléaires de 1952, représentent des valeurs de 5 à 10 UT dans les précipitations actuelles (archives AIEA, 2011). Ces valeurs sont de 5,4 UT en 1997 et 1998 à Bobo-Dioulasso (Dakouré, 2003), 4,08 UT en 2004 et 2005 à Ouagadougou (Yaméogo, 2008), de 5 UT en 2003 et 2008 (Koussoubé, 2010), 5,31 UT en 1998 à Bamako (archives AIEA, 2011). Au Niger, la teneur en tritium est de 6 UT en 1997 et 1998 (Guéro, 2003). La valeur moyenne calculée à partir de ces données est de 5,21 UT. Elle est représentative des teneurs en tritium des précipitations régionales.

La valeur obtenue par décroissance radioactive de 1952 à 2009 (date de prélèvement) avec la valeur 5 UT, est de 0,2 UT. À partir de cette valeur, et de celle des précipitations actuelles, trois groupes d'eaux souterraines se distinguent :

- **Teneurs inférieures à 3 UT** : Les eaux appartenant à ce groupe proviennent des aquifères profonds indiquant que l'on est en présence d'eaux relativement anciennes. Ce sont surtout certains forages captant les aquifères schisteux (F_{45}) et doléritique (F_{18}) caractérisés par une couche d'altération considérable, allongeant le temps de séjour des eaux d'infiltration dans cette zone avant d'atteindre la nappe. Les forages F_{18} , F_{45} représentent le groupe d'eau relativement ancienne dans le paragraphe IV.5.2.2. Le forage F_{45} est le seul qui enregistre la plus faible valeur (0,9 UT), inférieure à la limite de détection. Cette valeur proche de celle calculée par la décroissance radioactive, reflète celle des eaux infiltrées avant les premiers essais nucléaires de 1952 (Clark et Fritz, 1997). Le troisième forage (F_{33}) dont la teneur en tritium est de $1,4 \pm 0,6$ UT se situe à côté de la mare semi-permanente d'Onslo. Dans les années antérieures à 1980, cette mare représente la partie la plus humide de la région car elle est permanente sur toute l'année. Ce constat laisse croire que la faible teneur en tritium constaté dans cet ouvrage, est lié au stock d'eaux anciennes important par rapport à la recharge actuelle.

- **Teneurs comprises entre 3 et 4 UT** : Ces teneurs inférieures à celles des précipitations actuelles et supérieures aux teneurs des eaux relativement anciennes (< 3 UT), indiquent un mélange d'eaux lié aux apports récents. Les ouvrages de ce groupe se situent dans les zones potentielles de recharge notamment à côté des retenues (F_{47} , F_{48}) ou des koris (F_{11} , F_{25} , F_{41}). Ce mélange d'eaux est fréquemment observé dans les aquifères fissurés (Ousmane, 1988 ; Dakoure, 2003 ; Yaméogo, 2008) qui constituent le seul recours pour l'alimentation en eau de la population et du bétail pendant la saison sèche.

- **Teneurs comprises entre 4 et 6 UT** : Elles sont comparables aux teneurs des précipitations actuelles. La proximité de ces valeurs avec celles des pluies (5,2 UT) et des eaux de surface actuelles, confère à celles-ci la nature d'eau récente. Leur temps de séjour serait donc de quelques années à quelques dizaines d'années. Les forages concernés (F₂, F₃, F₇, F₁₅, F₂₄, F₃₅, F₄₉, F₅₇, PT₂) correspondent aux points constituant les deux premiers groupes du paragraphe IV.5.2.2 ; ce qui vient appuyer leur appartenance aux eaux récentes infiltrées directement (sans évaporation) ou indirectement après avoir subies l'évaporation.

Ces résultats, certes très limités, apportent des informations sur le fonctionnement hydrodynamique très variable des aquifères fissurés de socle, vu la variabilité importante de la gamme des valeurs en tritium. Selon Aranyossy et al., 1998 : *"la présence de tritium dans une nappe, témoin de l'apport d'eau récente, ne traduit pas automatiquement, en terme de bilan, une recharge effective. Inversement, l'absence de tritium ne signifie pas forcément une absence de recharge actuelle ; elle peut simplement correspondre à un temps de transit de l'eau à 35-40 ans"*. La seconde hypothèse permet d'affirmer que l'on se trouve en présence d'eaux de mélange d'âges et des périodes de recharge différents. L'excès en deutérium supérieur à 3,4% confirme une contribution relativement importante d'eau de la mare évaporée lors de recharge antérieure de la nappe. Les eaux dont les teneurs en tritium sont inférieures à 3 UT, pourraient contenir une part importante des eaux antérieures à 1952. Les eaux ayant des valeurs en tritium inférieures à 3 UT, pourraient également être des eaux anciennes dont les teneurs ont décliné avec le temps.

À travers ce paragraphe, nous constatons que l'interprétation des teneurs supérieures à 3 UT est très délicate en raison des faibles teneurs en tritium observées dans les pluies pendant ces dernières décennies.

V.5.3.3. Relation entre tritium et oxygène-18

La relation entre les teneurs en tritium et l'oxygène-18 (figure V.16) montre trois groupes d'eau appartenant à des périodes de recharge différentes :

- **Les eaux de faibles teneurs en tritium** (< 3 UT), elles se rencontrent dans les nappes profondes caractérisées par des teneurs très appauvries en oxygène-18 (figure V.15). Ce signal ancien pourrait être rattaché à l'infiltration de ces eaux pendant la période plus humide antérieure à 1950 ou même plus ancienne, période marquée par une faible évaporation et plus d'effet de masse. On peut aussi le traduire par un mode d'alimentation lent et diffus qui est probablement induit par effet - piston des eaux de pluie à travers les zones altérées. Ces

dernières sont caractérisées par une perméabilité réduite et une circulation relativement lente entraînant un temps de séjour très long (Adiaffi, 2008).

- **Les eaux de teneurs moyennes en tritium** (de 3 à plus de 4 UT), elles se rencontrent aussi bien dans les nappes profondes de socle qu'au niveau des nappes superficielles. Ces deux niveaux se démarquent selon leurs teneurs en oxygène-18 qui est relativement enrichies dans les nappes moins profondes par le phénomène d'évaporation. Ces aquifères se caractérisent par un mode d'alimentation indirecte à travers le lit majeur de koris ou latéralement par les eaux de surface.

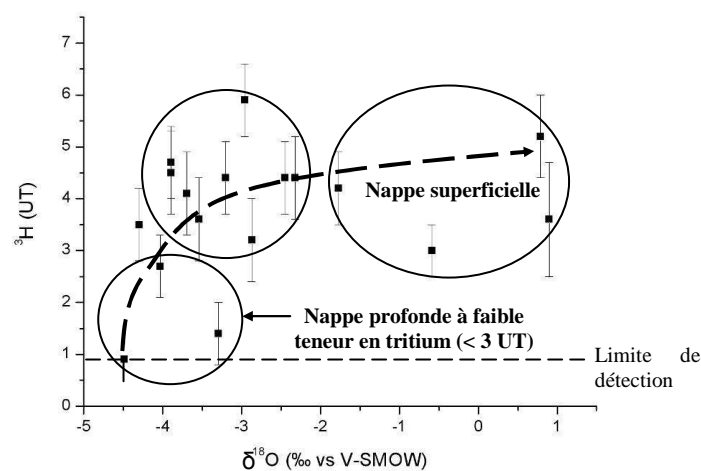


Figure V.16 : Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et ^3H dans les eaux souterraines du Liptako.

V.5.3.5. Evolution dans le temps sur quelques forages

L'évolution des teneurs en tritium dans les cinq forages analysés est discutée par comparaison aux mesures réalisées par Ousmane (1988) entre octobre 1980 et juin 1981 (tableau V.5). Les teneurs en tritium mesurées en octobre 2009 pour les quatre des cinq forages (F₁₅, F₄₇, F₄₈, F₄₉) sont proches des teneurs actuelles (5,21 UT). Par contre, l'activité mesurée pour le forage F₄₅ reste sous le seuil de détection, ce qui confirme l'absence de tritium détectable dans ces eaux. En appliquant la loi de la décroissance radioactive, on obtient des valeurs qui permettront d'interpréter l'évolution des teneurs en tritium dans les forages étudiés.

Le modèle de la décroissance radioactive s'exprime par l'équation suivante (Olive et al., 1996) :

$$A_n = A_{n-t} * e^{-\lambda t}.$$

Avec,

A_n : Teneur en tritium au temps t

A_{n-t} : Teneur initiale en tritium

λ : Constante radioactive du tritium ($\lambda = \text{Ln}2 / T$)

T : Période ou demi-vie du tritium qui est de 12,32 ans.

En appliquant une simple décroissance radioactive aux cinq forages analysés en 1980 et 1981 (Ousmane, 1988), on obtient en 2009 les concentrations suivantes (tableau V.5) :

- 3,1 UT à Téra camp (F₄₇) et Téra pont (F₄₈) comparables aux teneurs respectives mesurées de 3,6±1 et 3,1±0,5 UT. Ces résultats suggèrent que l'infiltration diffuse est négligeable parce que le processus par évolution radioactive reste dominant. La présence des teneurs en tritium moyennes traduit la présence d'un stock important d'eaux anciennes par rapport à l'apport de la recharge actuelle.

- Les forages de Toumbindé (F₁₅) et de Sirfikouara (F₄₉) enregistrent des valeurs de 15 UT et 8,1±2,4 UT en 1980. Par décroissance radioactive on trouve des valeurs de 2,93 UT et 1,6 UT respectivement à Toumbindé (F₁₅) et à Sirfikouara (F₄₉). Contrairement au premier cas, ces valeurs sont inférieures à celles mesurées en 2009 qui sont de 4,7±0,7 UT (F₁₅) et 4,1±0,8 UT (F₄₉). Cela pourrait s'expliquer par la dilution des concentrations en tritium dans la nappe par les eaux d'infiltration actuelle.

- À Yanga (F₄₅), la valeur mesurée en 1980 est de 41±7 UT. Cette valeur est très supérieure à celle des pluies mesurées par Ousmane (1988) en 1980 (15 UT). L'application de la loi de la décroissance radioactive appliquée à cette eau donne une valeur de 8,02±7 UT, comparable à la teneur de pluies actuelles (5,21 UT). Si on tient compte de la marge d'erreur importante de ±7 UT, on se trouve avec les teneurs de 15,02 UT et 1,02 UT ; ce qui suggérerait que nous sommes en présence d'eau relativement ancienne que la marge d'erreur considérée soit positive ou négative. Ce forage (F₄₅) contient les eaux les plus faiblement tritiées de la région (< 0,9 UT). Selon Ousmane (1988), cette nappe serait rechargée par les eaux très tritiées des années 1960. Cette conclusion est en accord avec celle issue de ces travaux, qui indique que le taux de renouvellement est faible voire nul dans cette partie de l'aquifère.

Tableau V.5 : Évolution des activités en ^3H dans les forages de 1980 (Ousmane, 1988) à 2009 (mesures thèse, 2009).

(*) Station Niamey-Université, (**) moyenne 1998-2008 des pluies du Niger et Burkina Faso.

Localités	Mesures anciennes		mesures actuelles		Durée (dt) entre échantillonnages en année	Décroissance radioactive (UT)
	Tritium (UT)	Année	Tritium (UT)	Année		
Sirfikouara (F ₄₉)	8,1±2,4	23/10/1980	4,1±0,8	01/11/2009	29	1,6±2,4
Tera camp (F ₄₇)	15	17/06/1981	3,6±1,1	31/10/2009	28	3,1
Tera pont (F ₄₈)	15	16/06/1981	3±0,5	31/10/2009	28	3,1
Toumbinde (F ₁₅)	15	24/10/1980	4,7±0,7	27/10/2009	29	2,93
Yanga (F ₄₅)	41±7	24/10/1980	< 0,9	25/10/2009	29	8,02±7
Barrage	15	19/03/1981	5,2±0,8	18/12/2009	28	--
Pluie	15*	31/08/1980	5,21**	1998 - 2008	28	--

CONCLUSION

L'interprétation des données isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ^3H) a permis de caractériser le fonctionnement hydrodynamique des nappes par comparaison avec le signal d'entrée (Pluie). Ainsi, l'origine et le processus de recharge, et le temps de transit des eaux ont été précisés.

Les principales conclusions tirées à partir de cette étude se résument comme suit :

- la distribution des teneurs isotopiques dans les eaux souterraines du Liptako montre des variations spatiales accentuées par la discontinuité hydraulique due aux fractures. Ces variations confirment l'indépendance de chaque fracture dans la circulation des eaux souterraines ;
- la recharge des nappes s'effectuent selon deux mécanismes distincts : une recharge directe à partir des eaux de précipitation peu ou pas évaporées pour la majorité des forages, et une recharge indirecte à partir d'eau de surface fortement évaporées rencontrées dans les puits captant les altérites ou dans les nappes peu profondes ;
- les teneurs en tritium trouvées dans les nappes confirment ces variations spatiales des teneurs isotopiques. Elles confirment aussi que les recharges sont actuelles pour la grande majorité des points. Dans le secteur des nappes où les concentrations en tritium sont inférieures à 3 UT, le taux de renouvellement pourrait être faible, ou un mélange avec les eaux infiltrées pendant les périodes plus humides qu'actuelle. Aussi, l'évolution de la décroissance radioactive des forages échantillonnés en début

des années 1980, apporte une précision sur la part d'infiltration diffuse dans la recharge des eaux, mais aussi sur le processus de mélange.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA TROISIÈME PARTIE

ABDOU A., BONNOT H., BORY KADEY D., CHALAMET D., ST MARTIN M., YOUNFA I. (1998) : Notice explicative des cartes géologiques du Liptako à 1/100 000 et 1/200 000. *Ministère des mines et de l'énergie du Niger*, 64p.

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, *Univ. Paris Sud*, 230p.

ADIAFFI A., MARLIN C., OGA Y.M.S., MASSAULT M., NORET A., BIEMI J. (2009) : Palaeoclimatic and deforestation effect on the coastal fresh groundwater resources of SE Ivory Coast from isotopic and chemical evidence. *Jour. of Hydro.*, n° 369, pp 130–141.

AFFEK H.P., DANIEL R., YAKIR D. (1998): Production of CO₂ the capillary fringe of a deep phreatic aquifer. *Water Res. Research*, 34, 5, pp 989-996.

ALLISON G.B. (1998): Stable isotopes in soil and water studies. *Publi. Symposium international, Paris, 1^{er} et 2 juin 1995*, pp 23-38.

ANWAR A.S. (2011): An assessment of recharge possibility to North-Western Sahara Aquifer System (NWSAS) using environmental isotopes. *Journal of Hydrology*, n° 398, pp 184–190.

ARANYOSSY J.F., NJITCHOUA R., ZUPPI G.M. (1998) : L'apport des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge et de la dynamique des aquifères *Publi. Symposium international, Paris, 1^{er} et 2 juin 1995*, pp 39-54.

BANTON O., BANGOY L.M (1999) : Hydrogéologie, multiscience environnementale des eaux souterraines. *Presse Universitaire du Québec / AUPELF*, pp 101-167.

BIEMI 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 Univ. Natio. Côte d'Ivoire*, 493p.

CANCEILL M. ET LANDREAU A. (1978) : Analyse statistique multidimensionnelle : Propositions méthodologiques pour l'analyse de données concernant la chimie des eaux souterraines. *Rapport BRGM, 78 SGN 001 HYD*. 36p.

CHIBANE B., BOUTALEB A., LACROIX. M. (2010) : Etude hydrochimique et Approche Isotopique en Région semi-aride: cas du Synclinal de Djelfa (Algérie). *European Journal of Scientific Research*, Vol.45 N° 2, pp.270-290.

CLARK, I. ET P. FRITZ (1997) : Environmental isotopes in hydrogeology. *Lewis Publishers, New-York*, 328p.

DAKOURE (2003) : Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Faso - Mali) - essai de modélisation. *Thèse Univ. Paris VI - Pierre et Marie Curie*, 223p.

DANSGAARD W. (1964): Stable isotopes in precipitation. *Phys. Lab. II, H.C. Orsted Institute, University of Copenhagen*, pp 436-468.

DASSI L. (2011): Investigation by multivariate analysis of groundwater composition in a multilayer aquifer system from North Africa: A multi-tracer approach. *Applied Geochemistry* 26, pp 1386–1398.

de LA VAISSIÈRE R. (2006) : Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné. Apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France). *Thèse Univ. Avignon et des pays de Vaucluse*, 339p.

DEKAYIR A. et EL-MAATAOUI M. (2001) : Minéralogie et bilan de matière de l'altération supergène d'un basalte alcalin du Moyen Atlas Marocain. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 32, No. 4, pp. 619-633.

DESCONNETS, J.C., TAUPIN, J.D., LEBEL, T., LEDUC, C. (1997): Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *J. Hydrol.*, 188-189, pp 155-178.

DIAW M. (2008) : Approche hydrochimique et isotopique de la relation eau de surface/nappe et du mode de recharge de la nappe alluviale dans l'estuaire et la basse vallée du fleuve Sénégal : Identification des zones inondées par Télédétection et par traçage isotopique. *Univ. C.A. Dakar*, 178p.

DIBI B., INZA D, GOULA B.T.A, SAVANÉ I., BIEMI J. (2004) : analyse statistique des paramètres influençant la productivité des forages d'eau en milieu cristallin et cristallophyllien dans la région d'aboisso (Sud-Est de la côte d'ivoire). *Sud Sciences & Technologies*, N°13, pp 22-31.

DIOUF S. (1999) : Hydrogéologie en zone de socle cristallin et cristallophyllien du Sénégal oriental application de la methode électrique 1D et 2D a la localisation et a la caractérisation des aquifères du batholite de Saraya et ses environs. *thèse univ. cad, dakar*, 86p.

DODO A., ZUPPI G.M. (1997): Etude des écoulements souterrains dans le bassin de Bilma-Djado à l'aide des isotopes de l'environnement. *C.R. Acad. Sci. Paris*, n° 325, pp 845-852.

DODO A., ZUPPI (1999) : Variabilité climatique durant le Quaternaire dans la nappe du Tarat (Arlit, Niger). *C.R. Acad. Sci. Paris*, n° 328, pp 371-379.

DOTSIKA E., LYKLOUDIS S., POUTOUKIS D. (2010): Spatial distribution of the isotopic composition of precipitation and spring water in Greece. *Global and Planetary Change*, 71, pp 141–149.

DURAND V. (2005) : Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fractures : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quezac en milieu carbonaté. *Thèse Univ. Université Paris VI – Pierre et Marie Curie*, 255p.

EDMUNDS W.M., GUENDOOUZ A.H., MAMOU A., MOULLA A., SHAND P., ZOUARI K. (2003): Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. *Applied Geochemistry*, 18, pp 805–822.

ELBAZ-POULICHET F., FAVREAU G., LEDUC C., SEIDEL J.L. (2002): Major ion chemistry of groundwaters in the Continental Terminal water table of southwestern Niger (Africa). *Applied Geochemistry* 17, pp 1343–1349.

FAILLAT J.P. (1986): Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l’Ouest). *Thèse Univ. Sci. Tech. Languedoc, Montpellier*, 480p.

FAILLAT J.P., DROGUE C. (1993): Différenciation hydrochimique de nappes superposées d’altérites et de fissures en socle granitique. *Journal- des Sciences Hydrologiques*, pp 215-229.

FAVREAU G. (2000) : Caractérisation et modélisation d’une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). *Univ. Paris-Sud XI*, 258p.

FAVREAU G., CAPPELAERE B., MASSUEL S., LEBLANC M., BOUCHER M., BOULAIN N., LEDUC C. (2009): Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.*, 45, W00A16, doi : 10.1029/2007WR006785, pp 1-18.

FAVREAU G., LEDUC C., MARLIN C., DRAY M., TAUPIN J-D., MASSAULT M., LE GAL LA SALLE C., BABIC M. (2002): Estimate of Recharge of a Rizing Water Table in Semiarid Niger from ³H and ¹⁴C Modeling. *Vol. 40, n°40, Ground Water*, pp 144-151.

FEHDI C., BOUDOUKHA A., ROUABHIA A., SALAMEH E. (2009) : Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-Laouinet (Région Nord de Tébessa, Sud-Est algérien). *Afrique SCIENCE 05(2)*, pp 217 – 231.

FONTES J-C; OLIVRY J-C (1977) : Composition isotopique des précipitations du Mont Cameroun. *ONAREST*, 28p.

GALADIMA S.A., KARBO A. (1993) : Contribution a l'étude chimique et isotopique des nappes du Dallol Bosso (Niger). *Projet RAF/8/012*, pp. 65-75.

GAULTIER G. (2004) : Recharge et paléorecharge d’une nappe libre en milieu sahélien (Niger Oriental) : approches géochimique et hydrodynamique. *Thèse, Univ. Paris Sud*, 179p.

GAYE C.B. (1990) : Etude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de décharge évaporatoire des aquifères libres sous climat semi-aride au nord du Sénégal. *Univ. C.A. Dakar*, 281p.

GAYE C.B., EDMUNDS W.M. (1996): Groundwater recharge estimation using chloride, stables isotope and tritium profiles in the sands of northwestern Senegal. *Environmental geology*, 27, pp 246-251.

GIRARD P. (1993) : Techniques isotopiques (^{15}N , ^{18}O) appliquées à l'étude des Nappes des altérites et du socle fracturé de l'ouest africain. Étude de cas: l'Ouest du Niger. *Thèse univ. Québec à Montréal*, 141p.

GIRARD P., HILLAIRE-MARCEL C., OGA M.S. (1997): Determining the recharge mode of Sahelian aquifers using water isotopes. *Journal of Hydrology*, n° 197, pp 189–202.

GUÉRO A. (2003) : Étude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Iullemmeden (Niger) : approches géochimique et hydrodynamique. *Thèse, Univ. Paris XI Orsay*, 265p.

GUIRAUD R., TRAVI Y. (1990) : Synthèse des connaissances l'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Socle cristallin et cristallophyllien et sédimentaire ancien. *Univ. Avignon – CEFIGRE*, 2^e édi., 147p.

GONI I.B., FELLMAN, EDMUNDS W.M (2001): Rainfall geochemistry in the Sahel region of northern Nigeria. *Atmospheric Environment*, 35, pp 4331-4339.

HAMDI E.M., BOULANGER B., COLIN F. (2007) : Altération d'un basalte triassique de la région d'Elhadjeb, Moyen Atlas, Maroc. *African Earth Sciences. Vol. 24. No. 1/2*, pp.141-151.

HAMZA M. H., ADDED A., FRANCE A., RODRIGUEZ R. (2007) : Validité de l'application des méthodes de vulnérabilité DRASTIC, SINTACS et SI à l'étude de la pollution par les nitrates dans la nappe phréatique de Metline–Ras Jebel–Raf Raf (Nord-Est tunisien). *C. R. Geoscience 339*, pp 493–505.

HALLET V. (1998) : Etude de la contamination de la nappe aquifère de Hesbaye par les nitrates : Hydrogéologie, Hydrochimie, et modélisation mathématique des processus d'écoulement et de transport en milieu saturé. *Thèse Univ. Liège*, 361p.

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 Univ. Poitiers*, 215p.

JOSEPH A., FRANGI J.P., ARANYOSSY J.F. (1993) : Caractéristiques isotopiques des eaux météoriques et souterraines en Afrique sahélo-soudanaise. *Projet RAF/8/012*, pp. 23-38.

JOURDA. J. P. (1987) : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région du Grand-Abidjan (Côte d'Ivoire). *Thèse Doct. 3ième Cycle. Univ. Grenoble*, 319 p.

KAMAGATÉ B. (2006) : Fonctionnement hydrogéologique et origine des écoulements sur un bassin versant de milieu tropical de socle au Bénin : bassin versant de la Donga (haute vallée de l'Ouémé). *Univ. Montpellier II*, 320p.

KOUSSOUBE Y. (2010) : Hydrogéologie des séries sédimentaires de la dépression piézométrique du Gondo (bassin du Sourou) - Burkina Faso / Mali. *Thèse Univ. Paris VI - Pierre et Marie Curie*, 285p.

KRIMISSA M., MICHELOT J-L, CHERY L, FOUILLAC C., ARANYOSSY J.F. (1997) : Apport du traçage isotopique naturel à l'étude des circulations d'eaux en milieu cristallin. *IAHSPubl.no. 241*, pp 21-28.

KRIMISSA S., MICHELOT J-L, Bouchaou L., Mudry J., Hsissou Y. (2004) : Sur l'origine par altération du substratum schisteux de la minéralisation chlorurée des eaux d'une nappe côtière sous climat semi-aride (Chtouka-Massa, Maroc). *C. R. Geoscience 336*, pp 1363–1369.

KOUSSOUBE Y. (1996): Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso. Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi(Province du Yatenga). *Thèse Doct. 3ième Cycle. Univ. Cheikh Anta Diop. Dakar*, 209 p.

LACHASSAGNE P., MARECHAL J.C., AHMED SH., DEWANDEL B., GANDOLFI J.M., KRISHNAMURTHY N.S., SUBRAHMANYAM K., WYNS R. (2005) : Nouveaux outils et méthodes pour gérer et protéger la ressource en eau souterraine des régions de socle. *Hydroplus n° 150*, pp 54-57.

LE GAL LA SALLE C., MARLIN C., LEDUC C., MASSAULT M., FAVREAU G. (2001) : Renewal rate estimation groundwater based and radioactive tracers (3H et 14C) in an unconfined aquifer an a semi-arid area Iullemede Basin, Niger. *Journal of Hydrology, n°254*, pp 145– 156.

LEDUC C., SABLJAK S., TAUPIN J-D., MARLIN C., FAVREAU G. (2000) : Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le Nord-Ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir de mesures isotopiques. *C.R. Acad. Sci. Paris, n° 330*, pp 355–361.

LEDUC C. ; TAUPIN J-D. (1997) : Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger). *IAHS Publ. n° 244*, pp 235-243.

LEDUC C., TAUPIN J-D., LE GAL LA SALLE C. (1996) : Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium. *C.R. Acad. Sci. Paris, t. 323, série II a*, pp 599-605.

LUCAS L.L., UNTERWEGER M.P. (2000): Comprehensive Review and Critical evaluation of the Half-Life of Tritium. *Journal of Research of the National Institute of Standards and Technology 105, 4*, pp 541-549.

MACHENS (1973) : MACHENS E. (1973) : Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mém. BRGM, N° 82*, 167p.

MARJOLET G., FAILLAT J.P., SICARD T. (2000) : Contribution des eaux souterraines au de bit et aux teneurs en nitrates des eaux dans un bassin versant granitique breton. *"British Hydrological Society - paper n° 11*, 4p.

MARTELAT A. FOUCHER J-C, LACHASSAGNE P., PAUWELS H. (1997) : Processes de dénitrification au sein d'un aquifère de socle (schistes à pyrites): caractérisation du fonctionnement hydrogéochimique à l'échelle locale, dans le cadre d'un petit bassin versant breton. *IAHS Pub. no. 241*, pp 29-35.

MASSING O., TANG Z. (2010): Recharge of the Quaternary Aquifer of Lake Chad Basin Estimated from Oxygen-18 (^{18}O) and Tritium (^3H) Isotopes. *Journal of American Science*, 6 (9), pp 283-292.

MOOK W.G., GAT J.R., ROSANSKI K., GEYH M., SEILER K.P., YURTSEVER Y. (2008): Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. *Collection cours de formation*, 32, vol. 1-6, AIEA.

MOORE P.J., JONATHAN B. MARTIN, ELIZABETH J. SCREATION (2009): Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *Journal of Hydrology* 376, pp 443–455.

NAHON D. (2003): Altérations dans la zone tropicale. Signification à travers les mécanismes anciens et/ou encore actuels. *C. R. Geoscience* 335, pp 1109-1119.

NGUETNKAM J.P., RICHARD KAMGA R., VILLIERAS F., EMMANUEL EKODECK G., YVON J. (2008) : Altération différentielle du granite en zone tropicale. Exemple de deux séquences étudiées au Cameroun (Afrique centrale). *C. R. Geoscience* 340, pp 451-461.

NGOUNOU NGATCHA B., MUDRY J., ARANYOSSY J.F., NAAH E., SARROT REYNAULT (2007) : apport de la géologie, de l'hydrogéologie et des isotopes de l'environnement a la connaissance des «nappes en creux» du grand yaéré (nord Cameroun). *Revue des sciences de l'eau* 20 (1), pp 29-43.

NGOUNOU NGATCHA B., MUDRY J., WAKPONOU A., EKODECK G.E., NJITCHOUA R., SARROT-REYNAUL J. (2001) : Le cordon sableux Limani-Yagoua, extrême-nord Cameroun, et son rôle hydraulique. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 32, n° 4, pp 889-898.

NJITCHOUA R., FONTES J.C., DEVER L., NAAH E., ARANYOSSY J.F. (1993) : Recharge naturelle des eaux souterraines du bassin des grès de Garoua (Nord-Cameroun): approches hydrochimique et isotopique. *Projet AIEA/RAF/8/012*, pp 133-145.

NJITCHOUA R., FONTES J.C., ZUPPI G.M, ARANYOSSY J.F., NAAH E. (1995) : Use of chemical and isotopic tracers in studying the recharge processes of the upper Cretaceous aquifer of the Garoua basin, northern Cameroon. *IAHS Publ. no. 232*, pp 363-372.

NKOTAGU (1996) : Origins of high nitrate in groundwater in Tanzania. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 21. No. 4. pp. 471-478.

OGA M-S., LASM T., YAO T. K., SORO N., SALEY M.B., KOUASSI D., GNAMBA F. (2009) : Caracterisation chimique des eaux des aquiferes de fracture: Cas de la Région de Tiassalé en Cote D'ivoire. *European Journal of Scientific Research*, vol. 31 n°1, pp. 72-87.

OLIVE P., DROBOT R., CARBONNEL J-P. (1996) : Introduction à la géochimie des eaux continentale. *Editura Didactică Şi Pedagogică R.A., Bucarest*, 127p.

ORBAN P. (2009): Solute transport modelling at the groundwater body scale: Nitrate trends assessment in the Geer basin (Belgium). *Univ. Liège*, 220p.

OUSMANE B. (1988): Étude géochimique et isotopique des aquifères du socle de la bande sahélienne du Niger (Liptako, Sud-Maradi, Zinder-Est). *Thèse Univ. Niamey*, 175p.

RABEMANANA V., VIOLETTE S., DE MARSILY G., ROBAIN H., DEFFONTAINES B., ANDRIEUX P., BENSIMON M., PARRIAUX A. (2005): Origin of the high variability of water mineral content in the bedrock aquifers of Southern Madagascar. *Journal of Hydrology* 310, pp. 143–156.

SAÂDI Z., MASLOUHI A., ZERAOULI M., GAUDET J-P (1999): Analyse et modélisation des variations saisonnières des concentrations en nitrates dans les eaux souterraines de la nappe Mnasra, Maroc. *C.R. Acad. Sci.* 329, pp 579-585.

SARAVANA K. U., SUMAN S., NAVADA S.V., DEODHAR A.S. (2009): Environmental isotopes investigation on recharge processes and hydrodynamics of the coastal sedimentary aquifers of Tiruvadanaï, Tamilnadu State, India. *Journal of Hydrology*, n°364, pp 23– 39.

SAVADOGO. A. N. (1984) : Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute Volta: Etude régionale du bassin versant de la Sissili. *Thèse Doct. ès Sc. Nat. Univ. Grenoble.* 119 fig, 53 tabl, 350 p.

SAVANE I. (1997) : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odiénné (Nord-Ouest de la cote d'Ivoire). Apport de la télédétection et d'un système d'information hydrogéologique à référence spatiale. *Thèse, univ. Cocody*, 396p.

SCHOELLER H. (1962) : Les eaux souterraines : *Hydrologie dynamique et chimique, Recherche, Exploitation et évaluation des Ressources*, édi. Masson et C^{ie}, 642p.

SIDORO M., GUERRE A., ARANYOSSY J. F. (1993) : Apport des isotopes de l'environnement à l'étude des aquifères fissurés au Mali. *Projet AIEA/RAF/8/012*, pp 77-93.

SORO. N. (1987): Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Sud-Est de la Côte d'Ivoire: Bassin versant de la Mé. *Thèse de Doct. 3ième cycle. Univ. Grenoble.* 60 fig, 43 tabl, 239 p.

SORO N., GOULA B. T. A. (1997) : Hydrochimie et isotopes de l'environnement appliqués à l'étude des eaux souterraines du Sud de la Côte d'Ivoire. *Hydrochemistry, IAHS Publ. n° 244*, pp 105-113.

SOUMAILA A. (2000) : Étude structurale, pétrographique et géochimique de la ceinture de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger Occidental (Afrique de l'Ouest). *Thèse, Univ. Franche-Comté*, 253p.

STADLER S., OSENBRÜCK K., SUCKOW A.O., HIMMELSBACH T., HÖTZL H. (2010): Groundwater flow regime, recharge and regional-scale solute transport in the semi-arid Kalahari of Botswana derived from isotope hydrology and hydrochemistry. *Journal of Hydrology*, n° 388, pp 291–303.

TANDIA A.A., DIOP E.S., GAYE C.B. (1999) : Pollution par les nitrates des nappes phréatiques sous environnement semi-urbain non assaini : exemple de la nappe de Yeumbeul, Sénégal. *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 29. No. 4. pp. 809-822.

TAUPIN J-D, GALLAIRE R., ARNAUD Y. (1997) : Analyses isotopiques et chimiques des précipitations sahéliennes de la région de Niamey au Niger: implications climatologiques. *Hydrochemistry, IAHS, n° 244, pp 151-162.*

TAUPIN J-D, GAULTIER G., FAVREAU G., LEDUC C., MARLIN C. (2002) : Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999 : implication climatique. *C. R. Geoscience* , n° 334, pp 43–50.

TAUPIN J-D, GAULTIER G., FAVREAU G., LEDUC C., RAMIREZ E. (2003) : Étude isotopique des précipitations sahéliennes à l'échelle de l'événement: relation avec les paramètres météorologiques et le type de précipitation. *Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions, IAHS, n° 278, pp 179-185.*

TREMOY G., VIMEUX F., MAYAKI S., SOULEY I., CATTANI O., RISI C., FAVREAU G., OÏ M. (2012) : A 1-year long d18O record of water vapor in Niamey (Niger) reveals insightful atmospheric processes at different timescales. *Geophysical Research Letters*, vol, 39, L08805, doi:10.1029/2012GL051298, 5p.

WIDORY D, KLOPPMANN W., CHERY L., BONNIN J., ROCHDI H., GUINAMANT J-L (2004) : Nitrate in groundwater:an isotopic multi-tracer approach. *Journal of Contaminant Hydrology* 72, pp 165– 188.

YAMEOGO O.S. (2008): Ressources en eau souterraine du centre urbain de Ouagadougou au Burkina Faso, *qualité et vulnérabilité. Univ. Avignon et pays de Vaucluse, Univ. Ouagadougou, 245p.*

ZAKARA Z., KARBO A., ARANYOSSY J.F. (1993) : Application des isotopes de l'environnement à l'étude des aquifères des Korama, sud de Zinder (Niger). *Projet RAF/8/012, pp. 95-105.*

ZUPPI G-M, JEAN-PAUL NOVEL J-P, MARTIAL DRAY M., DARMENDRAIL X., FUDRAL S., JUSSERAND C., NICOUD G. (2004) : Eaux fortement minéralisées et circulations profondes dans le socle. Exemple des Alpes franco-italiennes. *C. R. Geoscience* 336, pp 1371–1378.

RÉFÉRENCES WEB

http://www-pub.iaea.org/MTCD/publications/PDF/TCS-32_fr_web.pdf

http://www-naweb.iaea.org/napc/ih/documents/FRENCH%20VERSION/Vol_II/Vol%20II_Ch02-Frh.pdf

<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1111/tus.1964.16.issue-4/issuetoc>

<http://livre-blanc-tritium.asn.fr/> . Consultés en août 2011.

<http://webmineral.brgm.fr:8003/mineraux/Main.html> . Consulté en janvier 2012.

QUATRIÈME PARTIE

CHAPITRE VI : CARTOGRAPHIE DES POTENTIALITÉS EN EAU SOUTERRAINE PAR ANALYSE MULTICRITÈRE

CHAPITRE VI : CARTOGRAPHIE DES POTENTIALITÉS EN EAU SOUTERRAINE PAR ANALYSE MULTICRITÈRE

INTRODUCTION

Les aquifères de socle du Liptako, malgré leurs réserves limitées, sont fortement sollicités pour satisfaire les besoins en eau croissants des populations. Cette forte demande requiert l'optimisation de leur connaissance. Les résultats issus de cette thèse ont permis d'améliorer les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères de socle fissuré du Liptako, mais ne permettent pas d'envisager une modélisation hydrodynamique physiquement significative. Une modélisation réaliste de ces aquifères fissurés suppose la connaissance détaillée des axes de drainage préférentiels que sont les failles et la drainance verticale de la nappe superficielle d'altérites (Dassargues et Monjoie, 1991 ; Durand, 2005). Le manque de chronique piézométrique, les incertitudes sur la recharge et les paramètres hydrodynamiques (transmissivité, conductivité hydraulique, ...) obtenus par des essais de puits (quatre heures de pompage au maximum), constituent un frein pour la modélisation hydrogéologique de ces aquifères.

L'étude des propriétés hydrogéologiques montre les relations existantes entre la productivité de forage et la lithologie. Hormis ces paramètres, d'autres facteurs influencent aussi l'emmagasinement et l'écoulement des eaux souterraines, à savoir, la topographie, la pente, les fractures, l'hydrographie et la lithologie (Engalenc, 1978, 1981 ; Edet et *al.*, 1998 ; Yeh et *al.*, 2008). Ceci montre que l'étude du comportement de ces aquifères est complexe, et exige l'intégration de l'ensemble des caractéristiques dans une base de données unique pour mieux les combiner et les modéliser. Dans le cadre de cette recherche, et pour une utilisation optimum des données disponibles, une cartographie des potentialités en eau souterraine par analyse multicritère est proposée dans la ligne des propositions faites par Savané et Biemi (1999) et Lachassagne et *al.* (2001). Les objectifs sont :

- cartographier les zones de recharge potentielle ;
- générer une carte d'indice de productivité potentielle des aquifères de socle.

VI.1 : DONNÉES, MATÉRIEL ET MÉTHODE

VI.1.1. Données et matériel

Dans cette étude, des données de diverses origines ont été utilisées. Il s'agit de données géologiques (cartes géologiques au 1/200 000 (Abdou et *al.*, 1998), feuilles de

Tillabéry et Niamey) et topographiques (deux cartes au 1/200 000 (IGN Paris, 1960), feuilles de Sebba et Téra), deux scènes d'images satellitaires (Aster, ETM⁺ de Landsat), d'un Modèle Numérique de Terrain (Shuttle Radar Topography Mission (SRTM)) de 30 m de résolution téléchargé à partir du site <http://www.gdem.aster.ersdac.or.jp> et des niveaux piézométriques. L'interprétation et le traitement de ces données primaires ont permis de générer des informations dérivées : linéaments, pentes, lithologie superficielle. Les logiciels ENVI 4.3 et PCI Geomatica 9.1 sont utilisés pour le traitement des images satellitaires et ArcGis 9.2 pour la mise en place du Système d'Information Géographique (SIG).

VI.1.2. Méthodologie

La méthodologie adoptée pour la cartographie des zones de recharge potentielle et d'indice de productivité potentielle des aquifères de socle est basée sur une approche multicritère. Cette démarche comprend quatre étapes : la définition des critères, la classification des critères, la pondération des critères et la combinaison des critères.

Les critères qui ont été sélectionnés pour leur influence sur les thèmes "zones de recharge potentielle" et "indice de productivité potentielle" des aquifères sont présentés dans le tableau VI.1.

Tableau VI.1 : Critères influençant la productivité potentielle des aquifères.

Thèmes	Critères
Zones de recharge potentielle <i>Validation : hydrogéochimie, isotopes</i>	Pente
	Densité de fracturation
	Lithologie superficielle (couverture sableuse, alluvions, bed rock altéré, bed rock affleurant)
	Densité de drainage
Indice de productivité potentielle <i>Validation : débit d'exploitation, forage sec, profondeur</i>	Zones de recharge potentielle
	Niveaux piézométriques
	Densité de fracturation
	Lithologie profonde (géologie)

Cette liste de critères n'est pas forcément exhaustive. Cependant, au vu des données disponibles et des spécificités hydrogéologiques et hydroclimatiques de la zone, les critères mentionnés nous apparaissent comme essentiels.

Pour rappel, une méthodologie multicritère est toujours affectée d'un certain empirisme et d'une certaine subjectivité.

VI.1.2.1. Définition des critères

Il s'agit de définir les critères réalistes servant à établir les cartes des zones de recharge et d'indice de productivité potentielle des aquifères dans le bassin de Dargol. Les six critères retenus sont les suivants :

- **La pente** : elle est obtenue à partir du Modèle Numérique de Terrain. Les eaux de pluie ruissellent sur les versants ou les zones à pente raide. Ce ruissellement ralentit quand la pente devient faible, et dans les dépressions à pente faible, l'eau stagne et l'infiltration prend le dessus sur le ruissellement. Ce critère permet alors d'identifier les zones à faible pente indiquant les zones favorables à de bonnes conditions d'infiltration. Le rôle que joue la pente dans l'infiltration des eaux montre l'importance de ce critère dans l'élaboration de la carte de recharge (Yeh et *al.*, 2008). L'analyse de la carte des pentes donne des indications sur les zones basses à faible pente, favorables à l'implantation des forages. La figure VI.1.a montre la distribution des pentes dans le bassin de Dargol. Les zones aux pentes faibles à très faibles sont surtout concentrées dans les parties Nord-Est Téra, Doumba, Diagorou, Toumbindé et Nord Sékomé.

- **La densité de fracturation** : en milieu de socle cristallin et cristallophyllien, les aquifères doivent leur perméabilité grâce aux fissures (Lachassagne et *al.*, 2005). La connectivité de ce réseau de fissures est généralement assurée par des joints sub-verticaux. Au niveau du substratum rocheux sain, les fractures majeures d'origine tectonique confèrent à ce bloc rocheux une perméabilité élevée et les forages réalisés au droit de ces fractures enregistrent généralement des débits plus importants qu'ailleurs (Saley, 2003 ; Jourda, 2005). Partant de ce constat, le rôle très complexe des fractures dans l'emménagement et la drainance des eaux souterraines de socle peut être pris en compte. Une carte de densité des linéaments issue des traitements d'image satellitaire est générée pour discriminer les zones de socle à plus forte et à plus faible perméabilité en estimant que cela influencera une infiltration élevée ou faible. Un deuxième aspect est considéré avec les transferts souterrains ou les zones préférentielles d'écoulement souterrain au sein de l'aquifère de socle. La carte de densité de fracturation, déduite de la carte de linéaments et des données structurales, est élaborée après avoir discrétisé la zone d'étude suivant un maillage de 30 m x 30 m et le nombre des fractures par maille a été compté automatiquement sous ArcGis 9.2.

La carte de densité de fracturation (figure VI.1.b) met en évidence l'intensité des déformations qu'a connu le bassin de Dargol dans le temps.

Les zones Nord-Est Téra, Doumba, Diagorou, Toumbindé et Nord Sékomé ont de densité de fracturation très élevée. En revanche, les zones de Chatoumane, Tondigoungou et la quasi-

totalité de la partie Nord sont à densité faible à très faible. Cette carte donne une idée sur la perméabilité zonale observée dans le bassin de Dargol.

- **La densité de drainage** : la carte de densité de drainage est obtenue après la numérisation du réseau hydrographique issu de la mosaïque de deux cartes topographiques (Feuilles de Sebba et Téra au 1/200 000) fournies par le Centre Régionale Agrhymet (CRA). À partir de cette carte du réseau hydrographique, une carte de densité de drainage par maille a été réalisée selon le principe décrit plus haut. À priori, la densité du réseau de drainage permet d'évaluer un certain potentiel de recharge des eaux souterraines par les eaux de surface. Le développement de ce réseau est aussi influencé par la nature lithologique de terrain. De nombreux auteurs ont associé la carte de densité des linéaments à celles de densité de drainage pour donner la carte des zones à fractures ouvertes (Edet et *al.*, 1998; Jourda et *al.*, 2006).

La distribution de densité de drainage est illustrée par la figure VI.1.c. Elle montre que les zones à densité faible sont localisées dans les parties Sud-Ouest et Sud-Est. Ces zones sont plus développées sur les granitoïdes que sur les roches vertes. Les zones à fortes et à densité moyenne de drainage s'observent un peu partout dans le bassin.

- **La lithologie superficielle** : en surface, les roches affleurantes affectent de manière significative l'infiltration des eaux vers les nappes souterraines. La Figure VI.2.a présente la répartition spatiale des terrains superficiels. Cette carte est élaborée à partir du traitement d'image satellitaire. Selon l'importance de l'espace qu'ils occupent nous avons, la couverture sableuse, le bed rock altéré, les alluvions et le bed rock affleurant. L'importance de la recharge localisée dans les zones semi-arides (Leduc et Taupin, 1997 ; Favreau et *al.*, 2009) impose la prise en compte de ce type de carte dans l'élaboration de la carte de recharge par approche multicritère (Shaban et *al.*, 2006 ; Gaur et *al.*, 2011 ; Mayilvaganan et *al.*, 2011).

La couverture sableuse occupe largement la partie Sud, et aussi l'extrémité Nord de la zone d'étude. Ce sont les zones où sont pratiquées les cultures pluviales. Le terrain sableux est généralement favorable à l'infiltration des eaux et à la recharge dans certaines conditions.

Le bed rock altéré est surtout développé dans la moitié Nord de la région. Quelques pointements sont observés au Sud-Est, Sud-Ouest et au centre Sud. Sur ce terrain encroûté, l'infiltration est réduite, ce qui occasionne des forts ruissellements vers les koris.

Les terrains alluvionnaires se rencontrent naturellement dans le lit des koris et les plaines alluviales. Leur répartition ne fait pas ressortir une importance zonale de ces terrains. Néanmoins, certaines zones telles que, Nord Sékomé, Nord Téra et Sud Chatoumane se distinguent par le développement des terrains alluviaux.

Les études piézométriques, hydrogéochimiques et isotopiques (Cf. chapitres III, IV, V), ont révélé que les terrains alluviaux constituent les zones privilégiées de recharge. De ce fait, cette classe constitue un maillon important sur le thème "zones de recharge potentielle".

Le bed rock affleurant est plus répandu au Nord-Est Téra et dans la région de Toumbindé. Ce type de terrain est quasi-imperméable.

À travers cette description sommaire des terrains superficiels, nous avons fait ressortir l'importance de chaque type de terrain vis-à-vis de l'infiltration. La prise en compte de ce critère contribue à réduire le biais dans la détermination des zones de recharge, et au-delà, l'indice de productivité potentielle.

- **La lithologie profonde** : elle est extraite à partir de la carte géologique de Tillabéry (Abdou et *al.*, 1998). La prise en considération de ce critère se justifie, car autant que les fractures, la lithologie profonde influence aussi la circulation des eaux souterraines (Bilal et Ammar, 2003 ; Shaban et *al.*, 2006 ; Yeh et *al.*, 2008). Les unités géologiques sont rassemblées en deux types de terrains (figure VI.2.b) au comportement hydrogéologique distinct à savoir, le terrain granitoïdique et celui des roches vertes (Lasm, 2000).

La figure VI.2.b montre la distribution de la lithologie dans la zone d'étude. Elle révèle que les terrains granitoïdiques occupent la majorité de la zone. Les roches vertes ne se rencontrent que dans la partie Sud-Est encadrées de part et d'autre par les massifs de Téra et de Tondigoungou. Cette distribution spatiale des roches a une influence sur l'indice de productivité potentielle des aquifères (Cf. chapitre III).

- **Les niveaux piézométriques** : la carte piézométrique utilisée est celle réalisée à partir des données de la campagne de hautes eaux 2009. Ce critère renseigne en partie sur l'exploitabilité de la nappe, et dans une moindre mesure sur sa productivité, car en zone de socle fracturé, les fractures responsables de l'écoulement peuvent être de plus en plus fermées avec la profondeur (Cf. chapitre III).

La distribution des altitudes des niveaux d'eau est présentée par la Figure VI.1.d. Nous observons une évolution décroissante des niveaux piézométriques de l'amont vers l'aval. Des dômes piézométriques s'observent au niveau des régions de Sékomé, Chatoumane, Toumbindé et de Téra. Cette différence localisée des niveaux d'eau montre que les conditions d'emmagasinement d'eau diffèrent d'un endroit de la nappe à un autre. Ce critère combiné à d'autres, donneront plus de visibilité sur l'indice de productivité potentielle des aquifères.

VI.1.2.2. Classification des critères

Pour faciliter l'interprétation, chaque critère identifié est subdivisé en classe variant du degré très faible au degré fort. L'importance de chaque classe varie en fonction de son influence sur le thème étudié. Ainsi, tous les critères retenus sont classés en quatre classes à l'exception du critère "lithologie profonde" qui ne possède que deux classes. Nous avons limité le nombre de classes à deux au niveau de ce critère, parce que l'étude de la relation roche et productivité des ouvrages ne nous a pas permis de distinguer le rôle de chaque faciès dans la productivité des ouvrages. Cette contrainte est due au faible nombre des ouvrages et à leur concentration au niveau des villages.

Le tableau IV.2 présente les limites des classes retenues pour cette étude.

Tableau VI.2 : Limites de classes des critères.

Thèmes	Critères	Degré d'influence par classe			
		Très faible	Faible	Moyenne	Forte
Zones de recharge potentielle	Pente	> 4,5	3 – 4,5	1,5 - 3	< 1,5
	Densité de fracturation	< 0,6	0,6 - 1,2	1,2 - 2	2 - 4,8
	Lithologie superficielle	Bed rock	Bed rock alt.	Cou. sableuse	Alluvions
	Densité de drainage	0,75 - 1,45	0,5 - 0,75	0,25 - 0,5	0 - 0,25
Indice de productivité potentielle	Zones recharge potentielle	< 1,8	1,8 - 2,3	2, - 2,7	2,7 - 4
	Niveaux piézométriques	< 215	215 - 230	230 - 245	245 - 260
	Densité de fracturation	< 0,6	0,6 - 1,2	1,2 - 2	2 - 4,8
	Lithologie profonde	--	--	Granitoïdes	R. Vertes

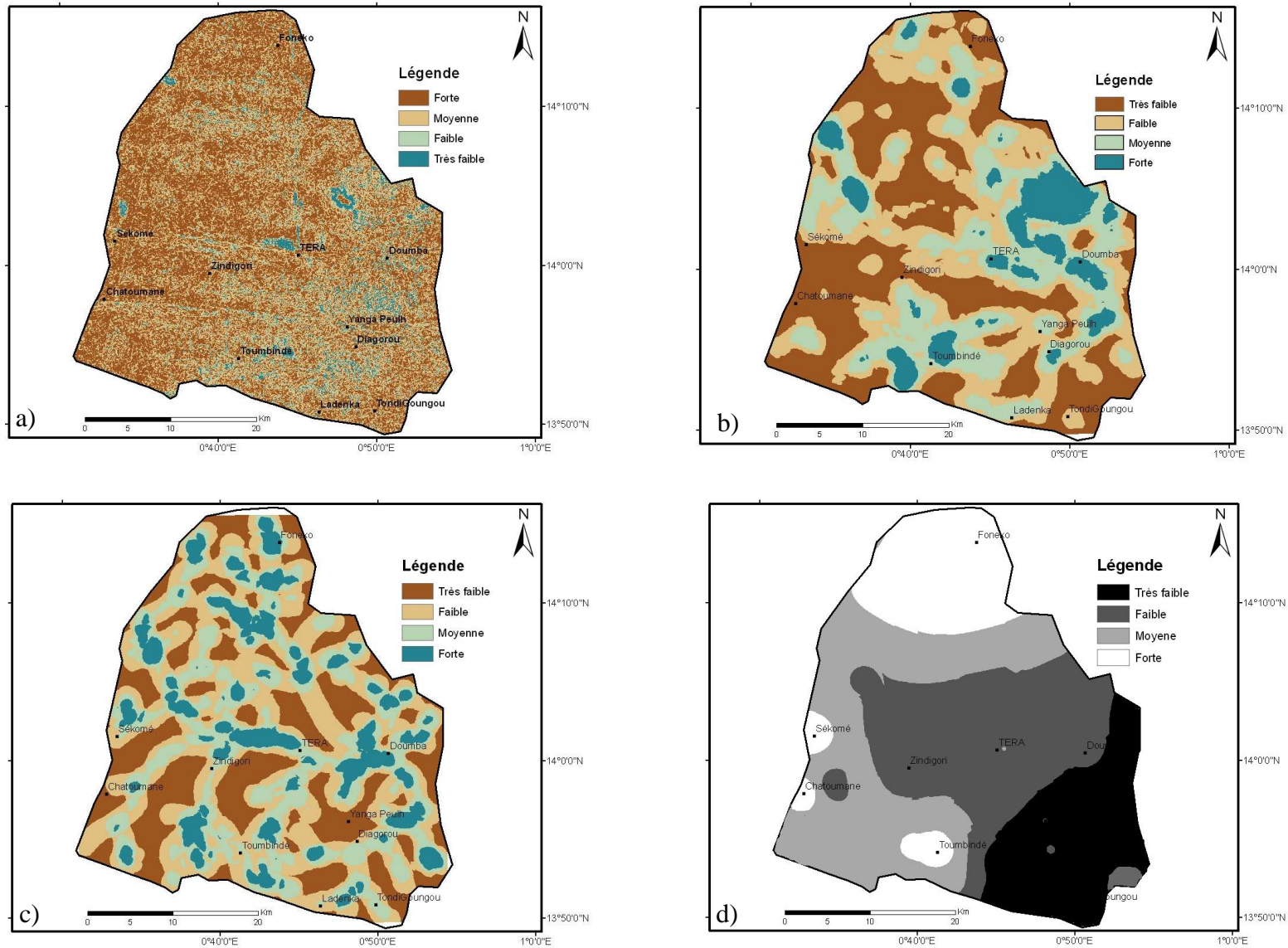


Figure VI.1 : Cartes de densité des pentes (a), de densité de fracturation (b), de densité de drainage (c) et des niveaux piézométriques (d).

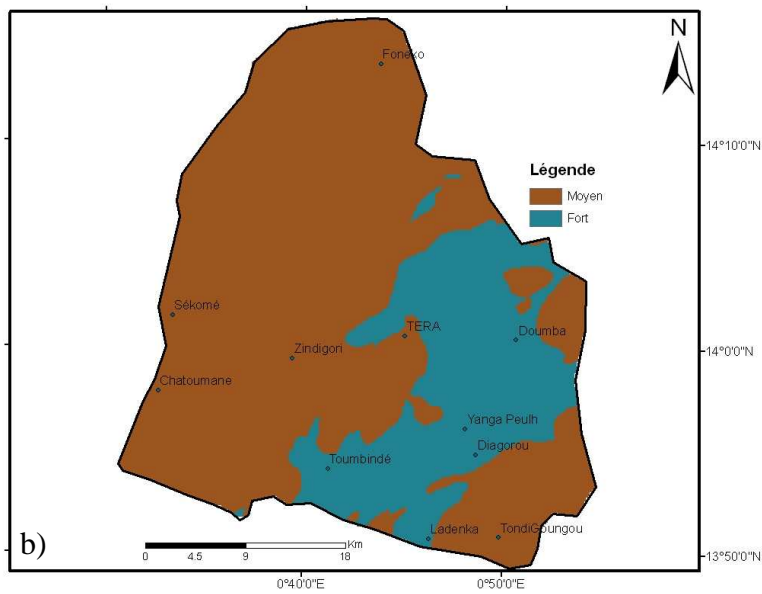
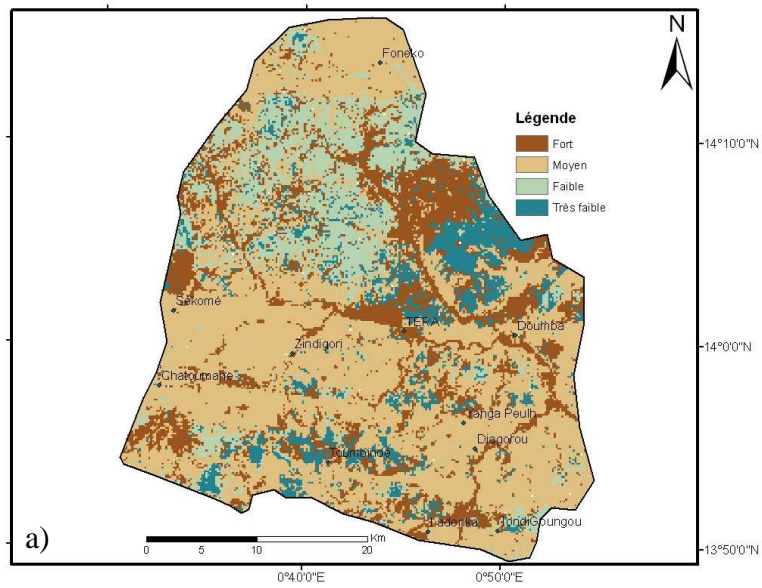


Figure VI.2 : Cartes de lithologie superficielle (a) et profonde (b).

VI.1.2.3. Evaluation et pondération et combinaison des critères

L'évaluation spatiale des critères dépend de la thématique étudiée. La réalisation de chaque thème (Zones de recharge potentielle et Indice de productivité potentielle) fait recours à la combinaison de plusieurs critères. Dans le cadre de cette étude, le thème "Zones de recharge potentielle" rassemble les critères pente, lithologie superficielle, densité de fracturation et densité de drainage. Pour le thème "Indice de productivité potentielle", les critères retenus sont, les zones de recharge potentielle, la densité de fracturation, la lithologie profonde et les niveaux piézométriques. L'analyse multicritère nécessite la pondération des éléments selon l'importance de chacun dans la réalisation du thème. L'assignation d'un poids à un critère est la partie la plus délicate et la plus empirique dans une analyse multicritère. Elle doit se faire en gardant à l'esprit le contexte général de l'étude. Par exemple, pour la réalisation du thème "Zones de recharge potentielle", les «poids» les plus importants pourraient être affectés aux critères "densité de fracturation et à la "lithologie superficielle" par certains acteurs, alors que pour d'autres, les plus importants seraient les critères "pente" et "densité de drainage". Ceci montre le caractère très subjectif de la démarche par analyse multicritère et le rôle que jouent les acteurs dans la conception et la production de cartes réalistes (Saley, 2003).

Les différents codes affectés aux classes des critères des thèmes "Zones de recharge potentielle" et "Indice de productivité potentielle" sont résumés dans le tableau VI.3. Pour le thème "Zones de recharge potentielle", il a été décidé d'affecter des poids de 20% aux deux critères de "surface" (pente et densité de drainage) qui pour certains aspects pourraient être considérés comme en partie redondants. Des poids de 30% ont par ailleurs été affectés aux critères de lithologie superficielle et de densité de fracturation.

Pour le thème "Indice de productivité potentielle", des poids de 10% et 20% ont été affecté respectivement aux critères niveaux piézométriques et densité de fracturation, et les autres critères sont considérés à égalité (35% chacun).

L'intégration spatiale des critères et l'analyse ont été réalisées dans l'environnement SIG selon le modèle conceptuel présenté dans l'organigramme de la figure VI.3.

Tableau VI.3 : Codification et pondération des critères des thèmes.

Thèmes	Critères	Classes	Codes	Pondération (%)
ZONES DE RECHARGE POTENTIELLE	Pente (%)	< 1,5	4	25
		1,5 - 3	3	
		3 - 4,5	2	
		4,5 - 20	1	
	Densité de fracturation (30 * 30 m ²)	< 0,6	1	25
		0,6 - 1,2	2	
		1,2 - 2	3	
		2 - 4,8	4	
	Lithologie superficielle	Bed rock	1	30
		Bed rock alt.	2	
		Cou. Sable.	3	
		Alluvions	4	
	Densité de drainage (30 * 30 m ²)	0 - 0,25	4	20
0,25 - 0,5		3		
0,5 - 0,75		2		
0,75 - 1,45		1		
INDICE DE PRODUCTIVITÉ POTENTIELLE	Zones de recharge potentielle	< 1,8	1	35
		1,8 - 2,3	2	
		2, - 2,7	3	
		2,7 - 4	4	
	Niveaux piézométriques (m)	< 215	1	10
		215 - 230	2	
		230 - 245	3	
		245 - 260	4	
	Densité de fracturation (30 * 30 m ²)	< 0,6	1	20
		0,6 - 1,2	2	
		1,2 - 2	3	
		2 - 4,8	4	
	Lithologie profonde	Granitoides	3	35
R. Vertes		4		

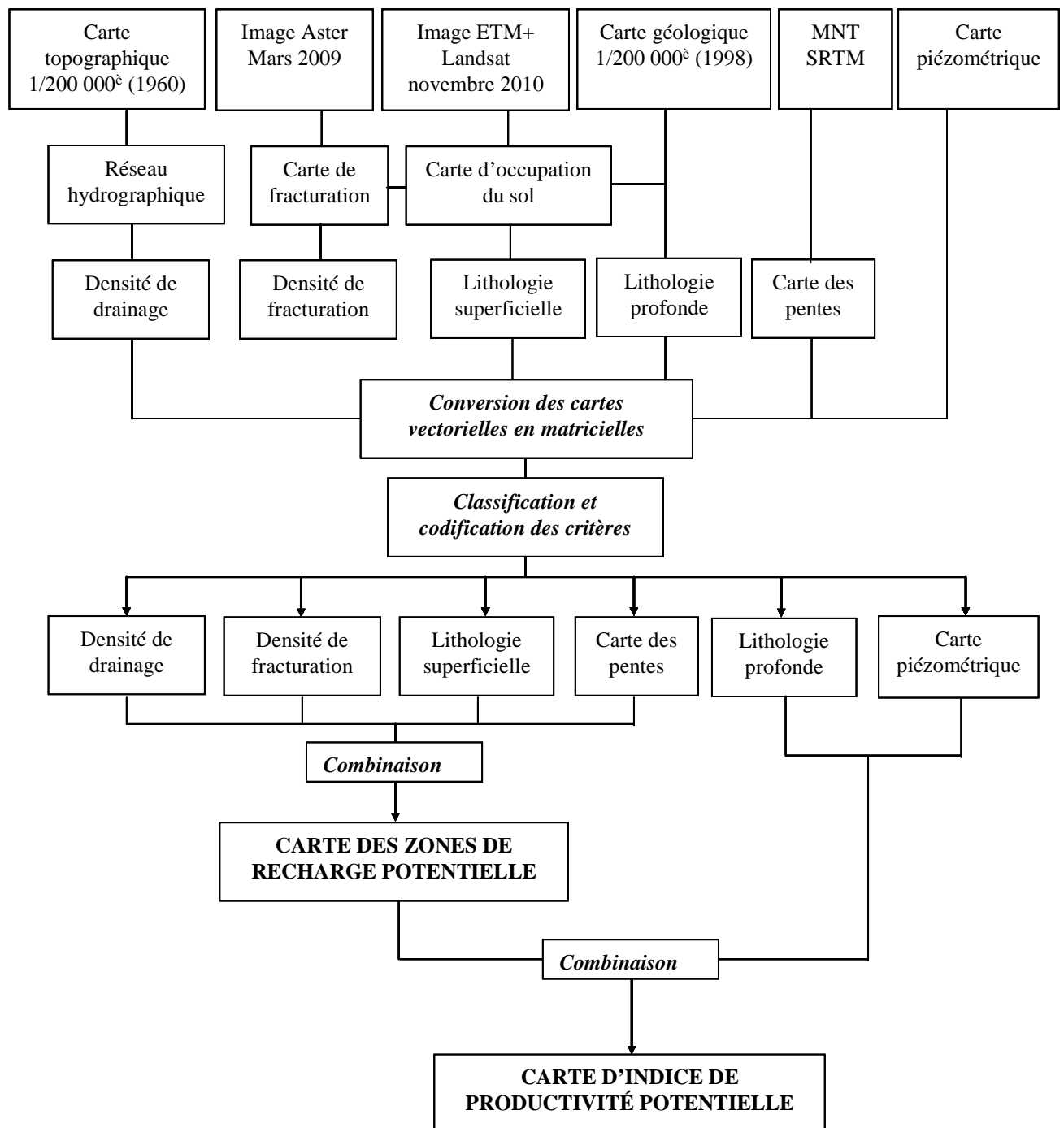


Figure VI.3 : Organigramme synthétique de la méthode d'élaboration des cartes de recharge et d'indice de productivité potentielle des aquifères de socle.

VI.1.2.4. Validation

La validation des différents thèmes a été effectuée à partir de données de référence provenant de mesures de terrain réalisées dans les ouvrages de captage. Les données servant à cette évaluation doivent obéir au principe d'indépendance (Jourda et *al.*, 2006). Ce principe exige que ces données n'aient pas participé à l'élaboration de la carte soumise à l'évaluation. Pour le cas d'espèce, les données retenues pour la validation de deux thèmes sont respectivement les données hydrogéochimiques et isotopiques pour la carte de zones de recharge potentielle et les paramètres de forages (débit d'exploitation, forages secs) pour la carte d'indice de productivité potentielle.

VI.2. RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

La démarche méthodologique proposée dans ce travail s'est déroulée en deux étapes. La première étape a consisté à la constitution de la base de données par élaboration de plusieurs cartes thématiques (pente, densité de fracturation (linéaments, fractures majeures), densité de drainage, niveaux piézométriques, lithologie superficielle et profonde), qui par combinaison donneront en deuxième étape les cartes des zones de recharge potentielle et celles d'indice de productivité potentielle. Nous allons procéder à la présentation des cartes thématiques établies par analyse multicritère dans un premier, et en second lieu utiliser les données de références pour leurs validations.

VI.2.1. Zones de recharge potentielle

La carte des zones de recharge potentielle établie dans le cadre de cette étude est présentée à la figure VI.4. Cette carte est subdivisée en quatre zones, à savoir recharge potentielle très faible, faible, moyenne, et forte, conformément à la classification du C.I.E.H. Les zones de forte recharge sont localisées autour de la ville de Tétra et dans sa partie Nord-Est, la région de Doumba, de Diagorou, de Toumbindé, de Zindigori, de Chatoumane et de Sékomé. Ces régions sont marquées par une forte densité de fracturation, et aussi des faibles pentes. La zone de Fonéko qui se trouve à l'extrémité Nord appartient à la classe de forte recharge potentielle, due au creux interdunaire constituant des vallées très marécageuses pendant la saison pluvieuse.

Les zones de degré de recharge faible à très faible sont observées au niveau des affleurements rocheux et des zones encroûtées formant le glacis, très développés dans la partie Nord. Néanmoins, on observe aussi des zones de faible recharge dans la partie Sud,

Nord-Ouest et Nord. Ces régions sont marquées par la présence des dunes à pente abrupte (Nord-Est Sékomé, Sud Zindigori, Est Téra) et des affleurements granitiques ou des roches vertes.

Ce type des cartes renseigne sur les sites où les eaux des nappes pourraient se renouveler dans les conditions pluviométriques normales (Cf. chapitre III). Elles peuvent aussi être utilisées pour prévenir le risque de pollution afin de mieux gérer les ressources en eau souterraine.

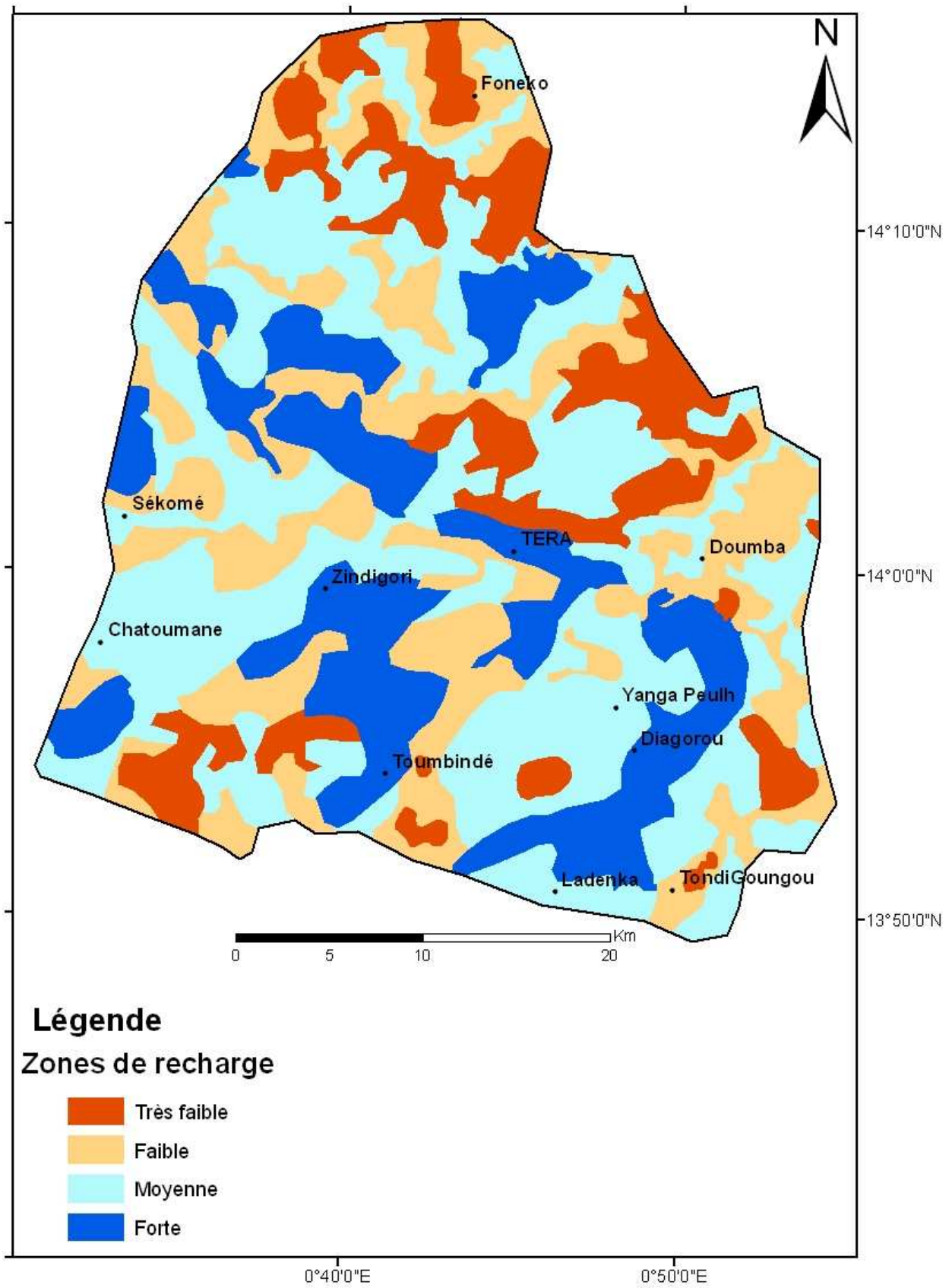


Figure VI.4. Carte des zones de recharge potentielle des aquifères fissurés de socle.

VI.2.2.2. Indice de productivité potentielle des aquifères fissurés

La carte d'indice de productivité potentielle est illustrée par la figure VI.5. L'élaboration de cette carte est basée sur la combinaison de la carte de recharge potentielle avec les critères niveaux piézométriques, la lithologie profonde et la densité de fracturation. Quatre classes d'indice de productivité potentielle ont été cartographiées. La carte produite appelle les commentaires suivants :

- les zones à fort indice de productivité potentielle se concentrent dans la partie Sud-Est notamment la région de Téra, Doumba et Diagorou. On observe aussi quelques poches de ces classes dans la zone de Zindigori, Toumbindé et de Sekomé. Cette classe s'observe surtout sur les roches vertes, mais aussi au niveau des zones de contact. Elle se localise également sur les granitoïdes notamment dans la zone de Sékomé et sa partie Nord-Est. Ces zones sont à fort indice de productivité potentielle parce qu'elles sont très fracturées. Les fractures sont des zones à perméabilité très forte favorisant l'infiltration et la drainance des eaux souterraines. La cartographie de ces zones est très importante dans le choix des futurs sites de prospection géophysique ;
- les zones à indice de productivité potentielle moyenne sont développées dans la partie centrale, Sud-Ouest et Nord-Ouest. Elles se situent en général sur le massif granitique surmonté par des dunes sableuses. Ce sont des zones à densité de fracturation moyenne ;
- les zones à faible indice de productivité potentielle sont développées dans la partie Nord et Sud-Ouest. Ce sont des zones peu perméables où le socle est sub-affleurant ;
- les zones à indice de productivité potentielle très faible se situent au Nord de la région et au Sud près du secteur de Tondigoungou. Elles se caractérisent par la présence des affleurements granitiques au Nord et des pointements des roches basiques au Sud. Ces zones à indice de productivité très faible sont très peu perméable où l'infiltration se fait difficilement.

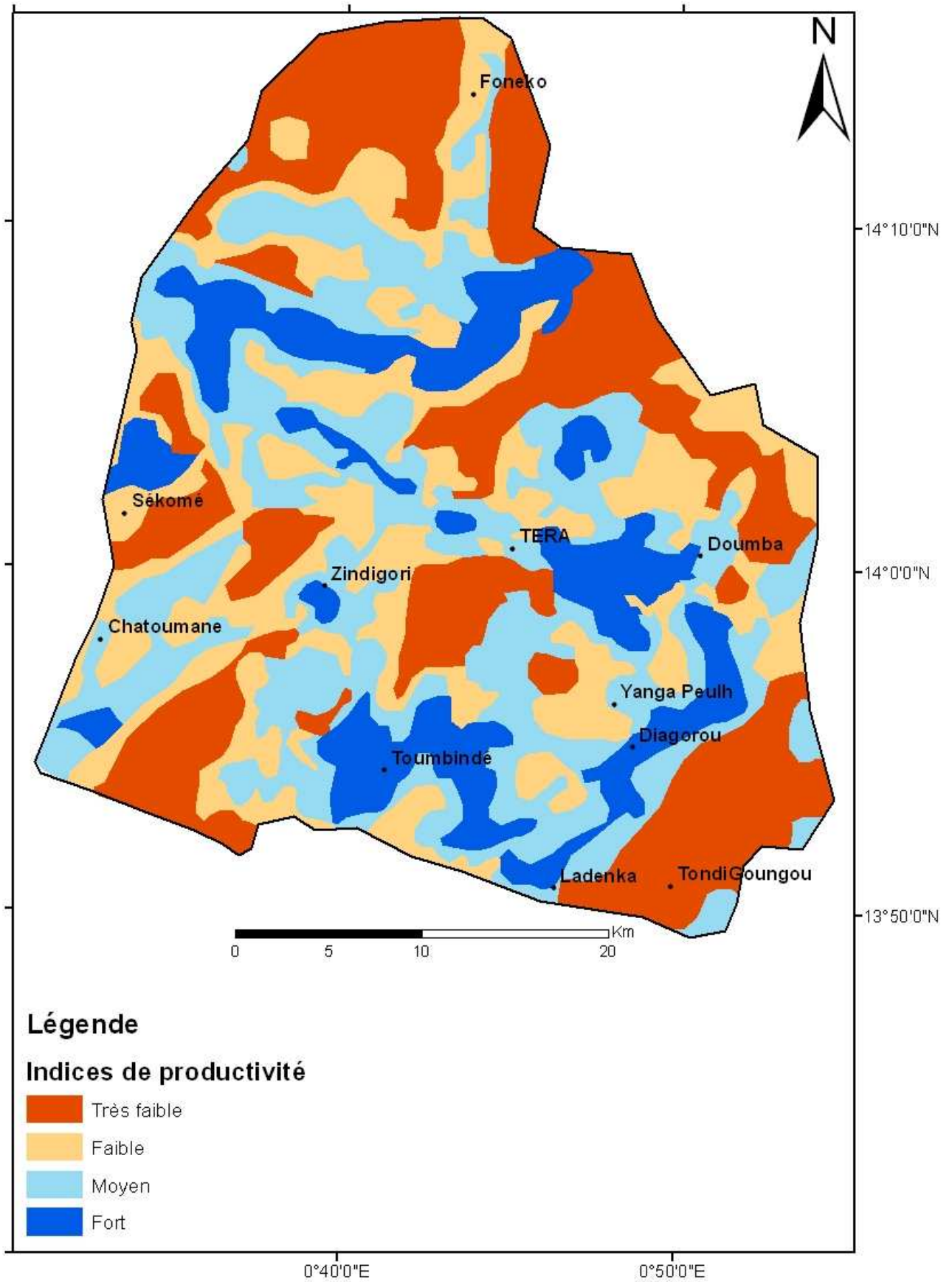


Figure VI.5. Carte d'indice de productivité des aquifères fissurés de socle.

VI.2.2.3. Validation des cartes thématiques

Le caractère discontinu et la variabilité des propriétés hydrodynamiques rendent l'étude hydrogéologique du milieu de socle très difficile. La probabilité de succès et d'avoir de l'eau en quantité importante pour la réalisation d'un forage est déterminée par plusieurs facteurs, dont le plus dominant est la fracturation. Dans ce type de contexte, le test de validation consistant à faire superposer les données de référence obtenues sur le terrain aux cartes thématiques élaborées par analyse multicritère est très difficile. La difficulté de ce test s'explique par le fait que ce milieu réserve toujours de surprise, car à côté d'un forage à gros débit on peut avoir un forage à débit faible ou carrément sec. Malgré le caractère fortement discontinu de ce milieu, nous avons procédé à la validation en superposant les teneurs en tritium, les nitrates, les débits d'exploitation et les forages secs aux cartes thématiques de recharge potentielle (figures VI.6, VI.7) et d'indice de productivité potentielle (figures VI.8, VI.9). En procédant de la sorte, le critère d'indépendance est respecté.

VI.2.2.3.1. Carte des zones de recharge potentielle

Les résultats d'étude isotopique (Cf. Chapitre V) ont montré que les eaux récentes ont une teneur en tritium proche, ou sensiblement égale à celle des précipitations actuelles (5 UT).

La superposition des teneurs en tritium à la carte de recharge potentielle montre que sur quatorze forages à forte teneur en tritium (> 3 UT), onze se superposent aux classes de recharge forte soit un taux de correspondance de 79% (figure VI.6). Pour les forages à faible teneur en tritium, seul le forage de Fonéko sur les quatre se superpose à la classe de recharge très faible. Le forage de Yanga qui enregistre une teneur en tritium correspondant à la limite de détection $< 0,9$ UT, se localise dans la zone à forte recharge. Nous remarquons que, le nombre très limité des forages à faible teneur en tritium ne permet pas de tirer une conclusion sur la correspondance au sein de la classe à recharge faible. En revanche, la correspondance de plus de 79% observée sur les classes à sensibilité forte à moyenne pourrait valider cette carte de recharge potentielle.

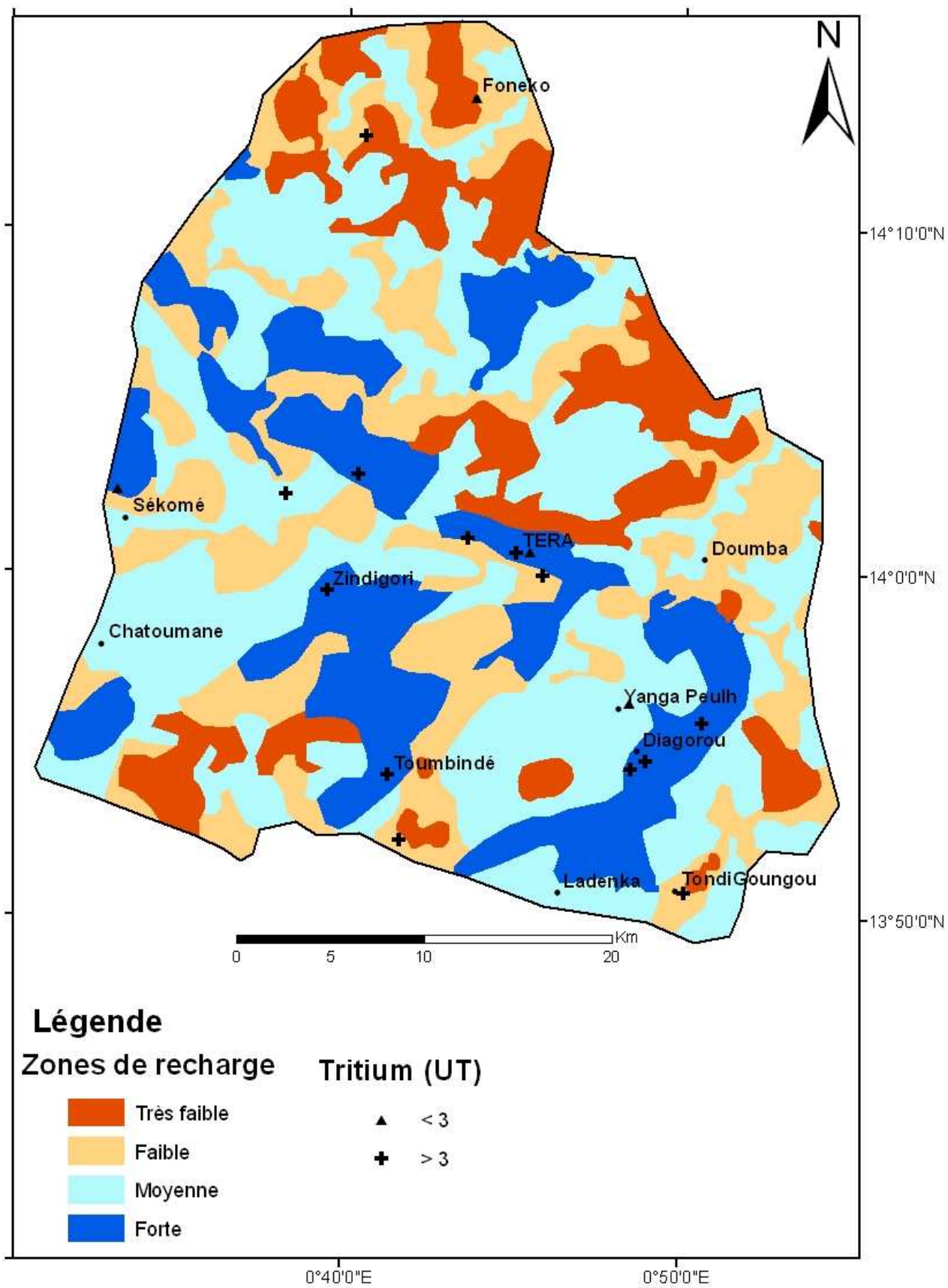


Figure VI.6 : Relation zone de recharge potentielle et teneur en tritium.

Un deuxième essai de validation a été réalisé grâce aux teneurs en nitrates (figure VI.7). On constate que, parmi les 22 forages à teneur en nitrates > 50 mg/l, 15 se situent dans les zones à forte ou à recharge moyenne soit un taux de correspondance d'environ 70%.

Les degrés importants de correspondances obtenus pour ces deux tests montrent que cette carte de recharge établie par analyse multicritère est fiable.

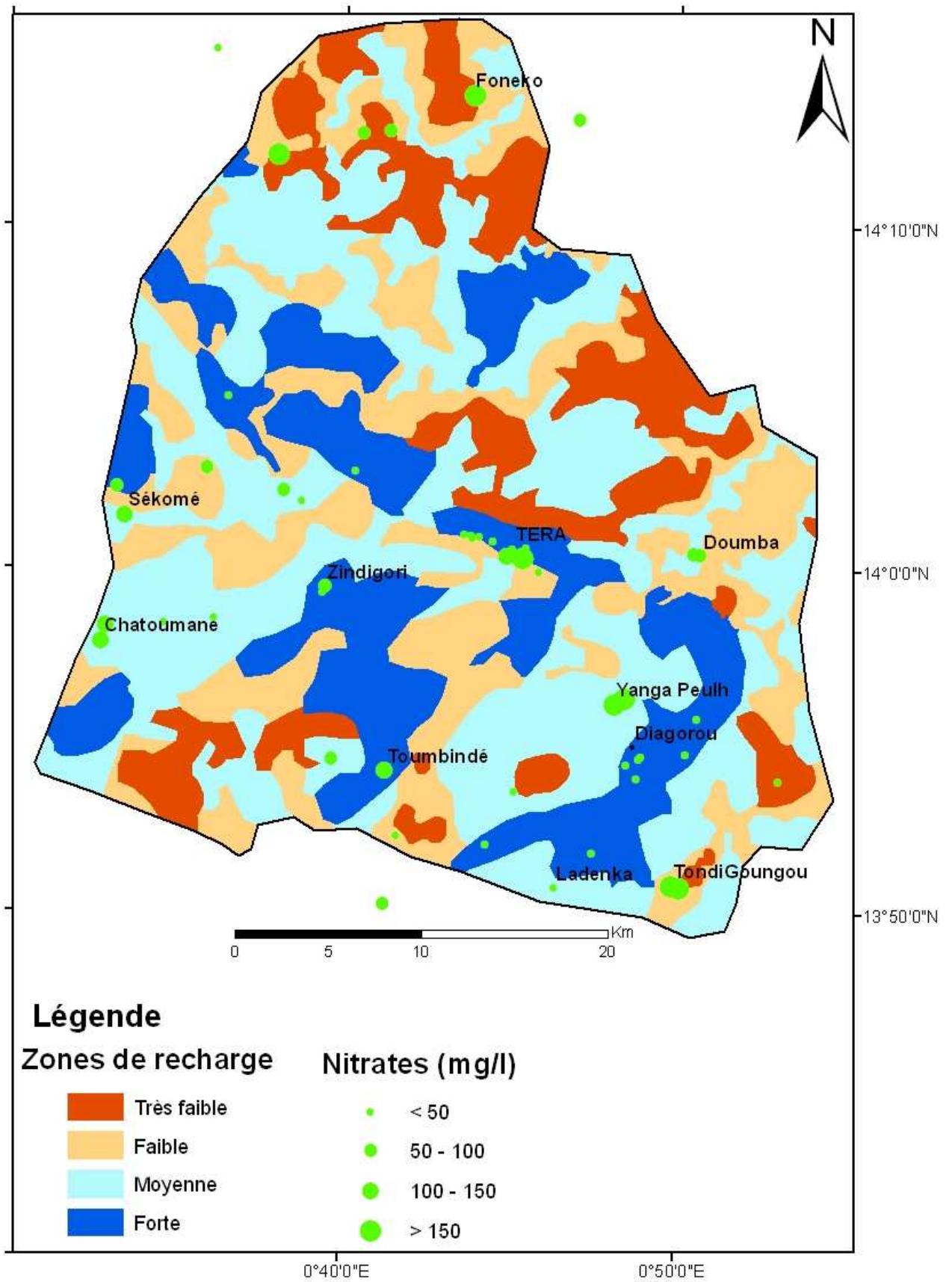


Figure VI.7 : Relation zone de recharge potentielle et teneur en nitrates.

VI.2.2.3.2. Carte d'indice de productivité potentielle

Pour la validation de la carte d'indice de productivité potentielle, nous avons utilisé les données de débit d'exploitation des forages (figure VI.8). Le choix du débit d'exploitation pour ce test est très réaliste car il exprime la productivité des ouvrages de captage. On observe que les différentes classes de débit se superposent en grande partie aux zones correspondantes. Ainsi, 82% des ouvrages à débit fort se superposent aux zones à forte et à productivité moyenne. Pour les faibles débits, ils se localisent aussi bien dans les zones à forte et à faible productivité. Cela est dû au fait que la forte productivité des ouvrages en zones de socle est très dépendante des fractures majeures. On constate que ces forages à faible débit se trouvent isolés ou au droit des fractures secondaires. L'influence des fractures (densité de fracturation) sur la productivité des ouvrages a été prouvé par plusieurs auteurs (Koussoubé, 1996 ; Savané, 1997 ; Lasm, 2000 ; Jourda, 2005 ; Dhakate et *al.*, 2010). La quasi-totalité des forages à fort débit se situe au droit ou près d'une fracture majeure (Cf. chapitre III).

Un autre test de validité nous a amené à superposer les forages secs sur la carte de productivité potentielle (figure VI.9). On observe que 62% des ouvrages se situent sur les zones à faible voire à très faible productivité, et parmi les 38% restant, aucun d'entre eux ne se situent dans la zone à fort indice de productivité. Ces observations confirment d'avantage, l'efficacité de l'approche adoptée dans ce travail.

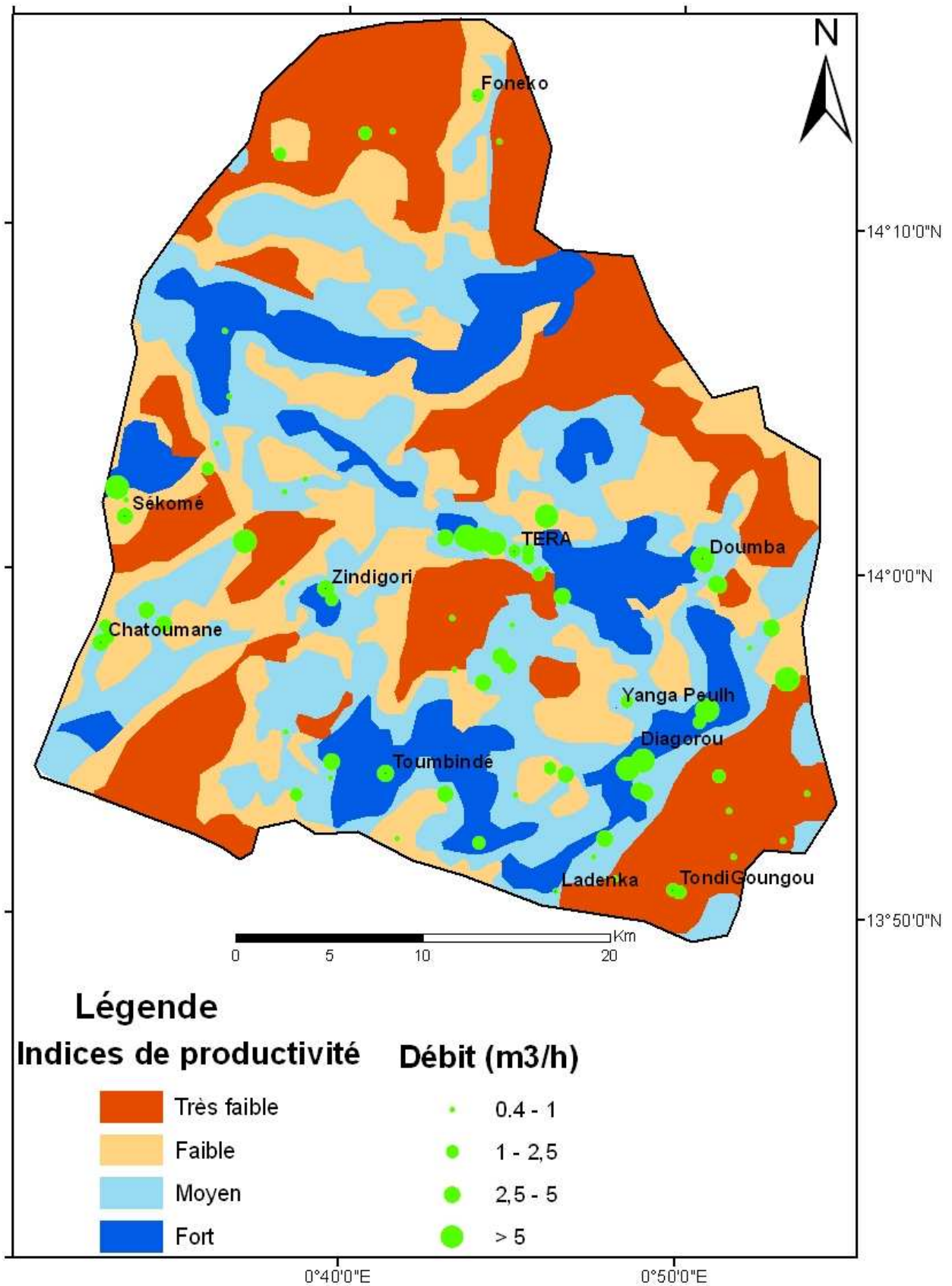


Figure VI.8. Relation indice de productivité et débit de production.

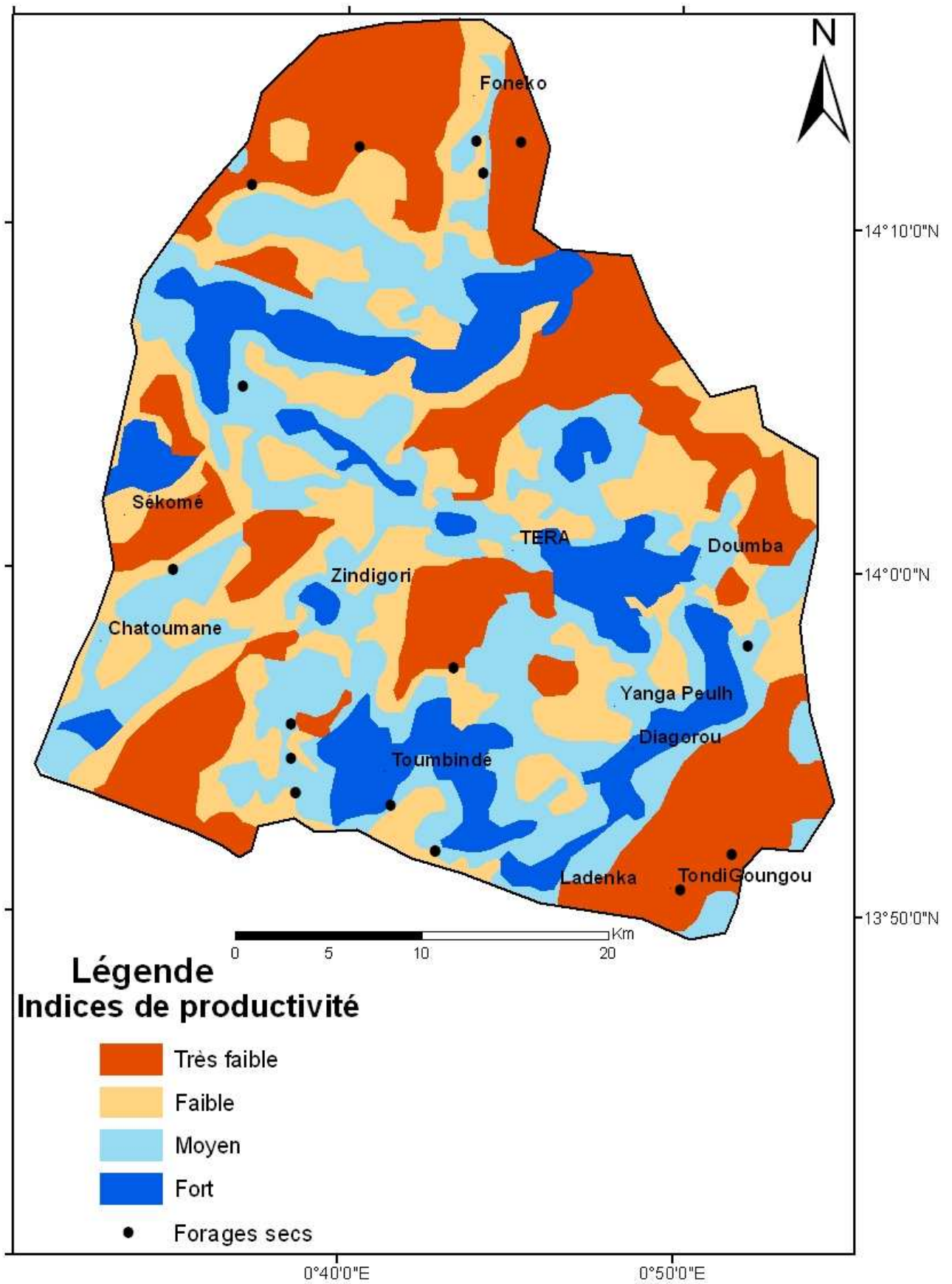


Figure VI.9. Relation indice de productivité et forages secs.

VI.3. Perspectives

Les aquifères fissurés du bassin de Dargol représentent une importante ressource exploitée pour la consommation humaine et du cheptel. Ces eaux se trouvent souvent menacées par la contamination d'origine anthropique ou naturelle. Compte tenu de la dégradation de ces ressources par les teneurs élevées en nitrates, une carte de vulnérabilité des nappes (Gogu et *al.*, 2003), mais aussi un modèle d'écoulement et de transport sur le comportement des nitrates (Orban et *al.*, 2010) pourraient être envisagés dans le futur pour prévenir le danger de cette contamination sur ces ressources en eau qui se raréfient d'avantage. L'établissement d'une carte de vulnérabilité constitue une étape importante pour la prévention contre le risque et le danger de la contamination. Plusieurs méthodes empiriques ont été développées à cet effet ces dernières années (Dassargues, 2007 ; Hamza et *al.*, 2007). Ces méthodes de la cartographie de vulnérabilité intrinsèque sont les suivantes : DRASTIC (Jourda, 2005), GOD (Murat et *al.*, 2003), EPIK, ISIS, (Gogu et *al.*, 2003), DISCO (Pochon et Zwahlen, 2003), SINTACS (Hamza et *al.*, 2007)

Le principe de la vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution est basé sur l'hypothèse que l'environnement physique peut réagir pour atténuer le risque de contamination, et protéger l'aquifère contre les impacts naturels et anthropiques d'une quelconque pollution. Cette protection est propre à chaque aquifère car elle est fonction des conditions hydrologiques, hydrogéologiques et géologiques. Le risque d'une contamination est le produit de (Dassargues, 2007):

$$\text{Risque} = \text{Aléa} * \text{Vulnérabilité}$$

Dans le cadre de ce travail, il n'est pas prévu de produire une carte de risque de vulnérabilité des eaux souterraines dans le bassin de Dargol. Ce paragraphe est initié pour ne pas perdre de vue l'aspect important de ce thème pour l'étude des aquifères de socle fissurés qui sont parfois soumis aux contaminations ponctuelles dues aux activités anthropiques (Cf. chapitre IV). Des cartes participant à l'établissement d'une carte de vulnérabilité sont produites dans ce travail. Elles ont permis de décrire spatialement la sensibilité des aquifères aux pollutions.

VI.3.1. Vulnérabilité

Pour les études de vulnérabilité, en plus de la notion de risque, il faudra aussi tenir compte des types de vulnérabilité à savoir, la vulnérabilité intrinsèque et la vulnérabilité spécifique. La vulnérabilité intrinsèque ne tient compte que des conditions physiques (géologie, hydrologie, hydrogéologie) du bassin, alors que la vulnérabilité spécifique intègre, en plus des facteurs précédents, l'évolution chimique du polluant. L'étude de la vulnérabilité nécessite la connaissance avancée du comportement hydrodynamique de l'aquifère. Cette approche se fait généralement par essai de traçage intégré au modèle couplé écoulement - transport (Brouyère et *al.*, 2008 ; Jamin et *al.*, 2012).

VI.3.2. Aléas

L'aléa se définit par la probabilité pour qu'un événement contaminant ponctuel ou diffus, instantané ou continu, se réalise avec un certain degré, pour un espace de temps donné. La carte des aléas permet d'inventorier les activités ou les zones constituant un danger pour la potabilité des eaux souterraines. Ces points concernent surtout les zones urbaines (latrine), et les zones rurales où l'élevage est pratiqué. Ce danger devient important si ces zones sont à proximité des zones de recharge amont où une pollution serait susceptible de migrer et se propager dans toute l'étendue de l'aquifère. Dans le contexte de socle fracturé, la propagation est très rapide car elle est accentuée par les failles majeures constituant les zones préférentielles d'écoulement souterrain (Nkotagu, 1996).

CONCLUSION

Dans ce travail, la méthodologie proposée pour l'établissement des cartes de zones de recharge et d'indice de productivité potentielle des eaux souterraines en milieux fissurés précambriens du bassin de Dargol à partir de l'utilisation d'imagerie satellitaire et du système d'information géographique a donné des résultats satisfaisants. Un modèle cartographique spécifique est élaboré sur la base des critères réalistes traduisant la capacité du milieu à la recharge et à la circulation des eaux souterraines dans les milieux fissurés. L'intégration des données de diverses sources dans un SIG a permis d'élaborer les cartes de recharge potentielle et d'indice de productivité potentielle des aquifères fissurés du bassin de Dargol. Ces cartes sont d'un apport important dans le schéma de gestion des ressources en eau de la région de Téra.

En effet, la réalisation de la carte de recharge potentielle apporte des renseignements sur les zones favorables de recharge à travers la combinaison de plusieurs critères. Ces zones serviront de guide pour bien localiser les futurs ouvrages hydrauliques.

La carte d'indice de productivité potentielle permet de définir les zones à forte et à très faible disponibilité en eau souterraine dans le bassin de Dargol. Elle complète les hypothèses émises (Cf. chapitre III) à travers la relation fracturation et productivité des ouvrages. En plus des sites très ponctuels, elle a circonscrit toutes les zones à productivité potentielle élevée.

La validation de ces cartes thématiques par les données indépendantes confirme leur fiabilité, et de ce fait leur utilité à guider les prospections à venir. Ces résultats ont montré que l'imagerie satellitaire et le SIG sont des méthodes efficaces pour la gestion des ressources en eau souterraine. Les cartes issues de ce modèle spatial peuvent être utilisées dans la modélisation hydrodynamique des nappes souterraines (Leblanc et *al.*, 2007 ; Chenini et Mammou, 2010).

Cependant, ces cartes ne sont pas le gage d'un succès total en cas de réalisation de forage, même si la probabilité est forte. Elles constituent de ce fait un document potentiel d'aide à décision pour guider le choix ou poser des investigations pour obtenir de nouveaux sites d'implantation de forage à forte probabilité de réussite, car la forte potentialité traduirait une chance de tomber sur un aquifère productif (Jourda et *al.*, 2006).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES DE LA QUATRIÈME PARTIE

ABDOU A., BONNOT H., BORY KADEY D., CHALAMET D., ST MARTIN M., YOUNFA I. (1998) : Notice explicative des cartes géologiques du Liptako à 1/100 000 et 1/200 000. *Ministère des mines et de l'énergie du Niger*, 64p.

BILAL A., AMMAR O., (2003) : Un modèle de recharge pour L'aménagement des ressources en eau Dans les pays semi-arides et arides à L'aide de l'imagerie satellitaire. *Téledétection*, 3, 1, p. 49-58.

BROUYÈRE S., BATLLE-AGUILAR J., GODERNIAUX P., DASSARGUES A. (2008): A new tracer technique for monitoring groundwater fluxes: The Finite Volume Point Dilution Method. *Journal of Contaminant Hydrology*, 95, pp 121–140.

CHENINI I., MAMMOU A. B. (2010): Groundwater recharge study in arid region: An approach using GIS techniques and numerical modeling. *Computers & Geosciences*, 36, pp 801–817.

CIEH (1978) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Volume 3*.

DASSARGUES A. (2007) : Hydrogéologie, notes de cours. *Université de Liège. inédit*.

DASSARGUES A., MONJOIE A. (1991) : Modèle hydrogéologique en zone aride ou semi-aride. *Ed, AUPELF-UREF*, pp 17-22.

DHAKATE R., SINGH V. S., NEGI B. C., CHANDRA S., ANANDA R. V. (2008): Geomorphological and geophysical approach for locating favourable groundwater zones in granitic terrain, Andhra Pradesh, India. *Journal of Environmental Management*, 88, pp 1373–1383.

DODO ET ZUPPI (1999) : Variabilité climatique durant le Quaternaire dans la nappe du Tarat (Arlit, Niger). *C.R. Acad. Sci. Paris*, n° 328, pp 371-379.

DURAND V. (2005) : Recherche multidisciplinaire pour caractériser deux aquifères fractures : les eaux minérales de Plancoët en contexte métamorphique, et de Quezac en milieu carbonaté. *Thèse Univ. Université Paris VI – Pierre et Marie Curie*, 255p.

EDET A.E., OKEREKE C.S., TEME S.C., ESU E.O. (1998): Application of remote-sensing data to groundwater exploration: A case study of the Cross River State, southeastern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 6, pp 394–404.

ENGALENC M. (1978) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Comité inTétrafricain d'études hydrauliques (CIEH) – Géohydraulique*. 318p.

ENGALENC M. (1981) : Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines – Atlas de photo-interprétation. *C.I.E.H. – Géohydraulique, Tome III*, 38p.

FAVREAU G., CAPPELAERE B., MASSUEL S., LEBLANC M., BOUCHER M., BOULAIN N., LEDUC C. (2009): Land clearing, climate variability, and water resources

increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.*, 45. W00A16, doi : 10.1029/2007WR006785, pp 1-18.

GAUR S., CHAHAR B.R., GRAILLOT D. (2011) : Combined use of groundwater modeling and potential zone analysis for management of groundwater. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13, pp 127–139.

GOGU R. C., HALLET V., DASSARGUES A. (2003) : Comparison of aquifer vulnerability assessment techniques. Application to the Néblon river basin (Belgium). *Environmental Geology*, 44, pp 881–892.

HAMZA M. H., ADDED A., FRANCÉS A., RODRÍGUEZ R. (2007) : Validité de l'application des méthodes de vulnérabilité DRASTIC, SINTACS et SI à l'étude de la pollution par les nitrates dans la nappe phréatique de Metline–Ras Jebel–Raf Raf (Nord-Est Tunisien). *C. R. Geoscience*, 339, pp 493–505.

JAMIN P., DOLLE F., CHISALA B., ORBAN P., POPESCU I.-C., HERIVAUX C., DASSARGUES A., BROUYERE S. (2012) : A regional flux-based risk assessment approach for multiple contaminated sites on groundwater bodies. *Journal of Contaminant Hydrology*, 12, pp 65–75.

JOURDA J. P. R. (2005) : Méthodologie d'application des techniques de télédétection et des systèmes d'information géographique à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'ouest. Concept de l'hydrotechniquespatiale : cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat d'état, Univ. Cocody* 403 p.

JOURDA J. P., SALEY M. B., DJAGOUA E. V., KOUAME J. K., BIEMI J., 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. *teledetection*, 5, 4, pp 339-357.

KOUSSOUBE. Y. (1996): Hydrogéologie en milieu de socle cristallin du Burkina Faso. Cas du bassin versant du bas-fond de Bidi(Province du Yatenga).*Thèse Doct. 3ième Cycle. Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar, ,209p.*

LACHASSAGNE P., WYNS R., BÉRARD P., BRUEL T., CHÉRY L., COUTAND T., DESORATS J-F., LE STRAT P. (2001) : Exploitation of High-Yields in Hard-Rock Aquifers : Downscaling Methodology Combining GIS and Multicriteria Analysis to Delineate Field Prospecting Zones. *Ground Water*, 39, 4, pp 568-581.

LACHASSAGNE P., MARECHAL J.C., AHMED Sh., DEWANDEL B., GANDOLFI J.M., KRISHNAMURTHY N.S., SUBRAHMANYAM K., WYNS R. (2005) : Nouveaux outils et méthodes pour gérer et protéger la ressource en eau souterraine des régions de socle. *Hydroplus*, 150, pp 54-57.

LASM T. (2000) : Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle: Analyses statistiques et géostatistique de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire (Domaine Archéen). *Thèse Univ. Poitiers*, 272 p.

LEBLANC M., FAVREAU G., TWEED S., LEDUC C., RAZACK M., MOFOR L. (2007) : Remote sensing for groundwater modelling in large semiarid areas: Lake Chad Basin, Africa. *Hydrogeology Journal*, 15, pp 97–100.

LEDOC C., TAUPIN J-D (1997) : Fluctuations piézométriques et évolution du couvert végétal en zone sahélienne (Sud-Ouest du Niger). *IAHS Publ. no. 240*, pp 193-200.

MAYILVAGANAN M. K., MOHANA P., NAIDU K.B. (2011): Delineating groundwater potential zones in Thurinjapuram watershed using geospatial techniques. *Indian Journal of Science and Technology*, 4, 11, pp 1470-1476.

MURAT V., PARADIS D., SAVARD M. M., NASTEV M., BOURQUE E., HAMEL A., LEFEBVRE R., MARTE R. (2003) : Vulnérabilité à la nappe des aquifères fracturés du sud-ouest du Québec : évaluation par les méthodes DRASTIC et GOD ; Commission géol. Canada, 14p.

NKOTAGU (1996) : **Origins of high nitrate in groundwater in Tanzania.** *Journal of African Earth Sciences*. Vol. 21. No. 4. pp. 471-478.

ORBAN P., BROUYÈRE S., BATLLE-AGUILAR J., COUTURIER J., GODERNIAUX P., LEROY M., MALOSZEWSKI P., DASSARGUES A. (2010): Regional transport modelling for nitrate trend assessment and forecasting in a chalk aquifer. *Journal of Contaminant Hydrology*, 118, pp 79–93.

POCHON, A., ZWAHLEN, F. (2003) : Délimitation des zones de protection des eaux souterraines en milieu fissuré – Guide pratique. L'environnement pratique. *Offi. Féd. Envir., forêt. paysage, Offi. Féd. eaux géol, Berne*, 83 p.

SALEY, M. B. (2003) : Cartographie thématique des aquifères de fissures pour l'évaluation des ressources en eau. Mise en place d'une nouvelle méthode d'extraction des discontinuités images et d'un SIHRS pour la région semi-montagneuse de Man Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire), *Thèse Univ. Cocody-Abidjan*, 209 p.

SAVANE I. (1997) : Contribution a l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odienné (Nord-Ouest de la cote d'ivoire). Apport de la télédétection et d'un système d'information hydrogéologique a référence spatiale. *Thèse, univ. Cocody*, 396p.

SAVANE I., BIEMI J. (1999) : Télédétection et SIG pour l'étude des aquifères du socle cristallin d'Odienné (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Télédétection*, 1, pp 47-64.

SHABAN A., KHAWLIE M., ABDALLAH C. (2006): Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: the case of Occidental Lebanon. *Hydrogeology Journal*, 14, pp 433–443

YEH H-F., LEE C-H., HSU K-H, CHANG P-H. (2008): GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environ Geol*, DOI 10.1007/s00254-008-1504-9.

CONCLUSION GÉNÉRALE

L'étude réalisée dans le cadre de ce travail vise à identifier et à évaluer les potentialités en eau souterraine dans le bassin de Dargol. Les différentes investigations menées à cet effet ont permis de dégager les conclusions suivantes :

Hydroclimatologie et hydrogéologie

Les hauteurs de précipitations annuelles et mensuelles montrent d'importantes fluctuations spatio-temporelles. La diminution des pluies observée depuis la fin des années 1960 dans la bande sahélienne n'entraîne pas la diminution des écoulements. En revanche, cette baisse récurrente des précipitations a des conséquences néfastes sur la recharge des nappes. Des taux de recharge variant de 0 à 92 mm sont estimés, et cette recharge pourrait se réaliser à partir d'un seuil annuel de la pluviométrie supérieur à 350 mm. Cela est corroboré par les fluctuations piézométriques naturelles qui montrent un minimum aux mois d'Avril-Mai et un pic maximum aux mois d'Août-Septembre ou même octobre si la saison pluvieuse est prolongée.

La recherche des linéaments réalisée à partir des images satellitaires a confirmé l'intense fracturation ayant affecté le socle Précambrien d'Afrique de l'Ouest. Cette étude, validée par l'étude de terrain, les données géologiques et géophysiques, relève les directions majeures des fractures NW-SE, NE-SW, et secondaires N-S, E-W.

Les différents sondages électriques effectués montrent que, les épaisseurs des produits d'altération sont plus importantes sur les roches vertes que sur les granitoïdes.

Les paramètres hydrogéologiques mesurés par essais de pompage montre que chaque ouvrage est spécifique dans le socle du Liptako. On peut considérer qu'il n'y a pas une circulation générale des eaux souterraines sauf selon quelques alignements de failles d'envergure régionale. Cela est confirmé par la détermination des zones préférentielles de circulation d'eau d'orientations NE-SW, E-W et des directions à débit moyen NW-SE, N-S.

Hydrogéochimie

L'étude hydrogéochimique montre que le chimisme de l'eau est acquis selon trois sources principales : les origines superficielles anthropiques (pollution), la dissolution des gypses, et une origine profonde beaucoup plus importante liée à l'altération des minéraux silicatés. Ousmane (1988) a montré que les apports météoriques sont très faibles.

À part des eaux fortement contaminées (40%), toutes les eaux sont du même type chimique (bicarbonaté calcique), et ne se distinguent entre elles qu'à travers des variations de concentrations ioniques de Mg^{2+} , Na^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- en fonction de la lithologie et de la géomorphologie. Cette observation renforce la conception d'un milieu fragmenté en unités plus ou moins individualisées n'autorisant pas une circulation générale des eaux.

Géochimie isotopique

L'interprétation des données en isotopes stables ($\delta^{18}O$, δ^2H) a permis de confirmer les résultats hydrogéochimiques, en mettant en évidence la présence des zones distinctes les unes des autres caractérisant ainsi la discontinuité de l'aquifère. Elle montre également l'existence de deux mécanismes de recharge : une recharge directe à partir des eaux de précipitation peu ou pas évaporées, et une recharge indirecte à partir des lits de koris et des eaux de surface fortement évaporées. Les teneurs en tritium observées dans les nappes confirment que les recharges sont actuelles pour la majorité des points investigués. Dans le secteur des nappes où les concentrations en tritium sont faibles, le taux de renouvellement est faible voire nul, montrant des zones de mélange avec des proportions élevées d'eau ancienne.

Cartographie

L'approche cartographique élaborée consiste à établir des cartes synthétiques sur la base d'une analyse multicritère. Le choix des critères a été réalisé en fonction de leur signification physique mais aussi en fonction de la disponibilité des données. L'intégration de l'ensemble des critères dans un SIG a permis de générer des cartes de recharge et de productivité potentielle des aquifères fissurés du bassin de Dargol. Ces cartes sont d'un apport important dans le schéma de gestion des ressources en eau de la région de Téra.

Ainsi, la réalisation de la carte de recharge potentielle apporte des renseignements précieux sur les zones où l'infiltration est plus importante. Elle pourrait être prise en compte pour éviter d'éventuelles pollution et pour localiser les futurs ouvrages hydrauliques. La carte d'indice de productivité potentielle, outre des sites très ponctuels identifiés par l'étude de fracturation, a permis de circonscrire les zones à productivité potentielle élevées.

La validation de ces cartes thématiques par des données indépendantes confirme leur utilité à guider les prospections à venir.

RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES

Les investigations menées par approche multidisciplinaire ont permis d'améliorer considérablement les connaissances des aquifères fissurés de la région de Téra. Malgré cette approche combinée, la complexité du fonctionnement hydrodynamique de ce système aquifère reste largement méconnue. Le caractère discontinu de ce milieu, rend difficile la compréhension hydrogéologique. De ce fait la protection contre les contaminations ($\text{NO}_3^- >$ à la norme OMS pour 40% des forages) reste des défis majeurs à relever. Il serait souhaitable d'acquérir beaucoup de données de terrain afin de connaître localement la géométrie des différents fragments constitutifs de l'aquifère, leurs propriétés hydrodynamiques, ainsi que leur interconnectivité. L'acquisition de ces connaissances permettrait ensuite d'optimiser la gestion quantitative et qualitative de ces ressources en eau souterraine.

ANNEXE

Tableau 1 : Paramètres hydrogéologiques des forages.

Nom	Long	Lat	Année	NS (m)	Débit exp.	Qsp m3/s/m	T (m2/s)	S	Prof.	NA	Faciès
Alphaga-Kouara	0.86388889	13.91111111	17/01/1989	25.26	1.9	6.30E-05	1.50E-04	3.00E-09	72	13	Migmatite
Banizoumbou	0.60638889	14.11555556	07/05/2004	22.21	0.9				56	23	Granite
Begorou-Tondo	0.64722222	14.03611111	21/04/1988	17.8	0.6	8.00E-06	1.00E-05	4.00E-05	70	14	Granite
Begorou-Tondo	0.64722222	14.03611111	21/04/1988	17.73	0.7	1.10E-05	7.00E-05	1.00E-05	70.8	10	Granite
Begorou-Tondo	0.63611111	14.03611111	21/04/1988	5.39	0.8	1.10E-05	2.50E-05	1.00E-08	43.1	12	Granite
Beina	0.66666667	13.75	25/09/1983	29.7	1.6		1.90E-04		55		Granite
Beina	0.77361111	13.77361111	18/02/2005	25.9	4.1				57.78	18	Granite
Boguel	0.6	14.05	18/05/1988	11.22	0.8	1.30E-05	1.30E-05	5.00E-04	55	16	Granite
Boguel	0.6	14.05	19/05/1988	14.09	2.3	5.50E-05	8.50E-05	2.00E-06	58	28	Granite
Bondyo	0.89166667	13.87222222	30/07/1983	10.93	1		2.30E-05		54	7	Migmatite
Boukari Kouara	0.30555556	14.71111111	24/01/1990	27.41	1.7		7.70E-05	3.00E-04	76	27	Schiste
Boupo	0.85555556	13.69166667	19/01/1989	35.23	5.2	1.00E-06	1.70E-04	1.50E-05	90	33	Schiste
Boupo	0.85555556	13.69166667	19/01/1989	36.97	5.4	1.30E-06	2.80E-04	5.00E-06	90	36	Schiste
Dankama	0.60833333	13.79166667	18/01/1989	20.15	2.6	1.60E-07	3.10E-03	9.50E-04	42	21	Granite
Dariel	0.85833333	13.91666667	01/12/1983	10.44	6		4.60E-05		32	11	Granite
Dar Salam (Dinka)	0.82222222	13.77083333	26/06/1983	2.3	8.4		3.50E-04		63	20	Granite
Deberekoki	0.77222222	13.89805556	09/06/1988	34.09	3.6	4.10E-05	5.00E-05	1.50E-04	91	27	Granite
Deberekoki 2	0.73472222	13.86944444	18/06/1988	26.92	2.1	1.10E-06	2.00E-04	5.00E-06	52	12	Granite
Diagourou1	0.81667	13.90806			10.8				39		Schiste
Diagourou2	0.81667	13.90806			5.5				39		Schiste
Dibilo	0.78888889	14.2138889	31/01/1989	11.46	0.9	3.60E-05	1.00E-04	2.30E-07	90	6	Granite
Dibilo 3	0.78888889	14.2138889	27/06/1988	44.8	0.2	2.00E-06	1.80E-05	3.00E-05	115	23	Granite
Diri Bangou	0.62638889	13.98333333	28/04/1988	26.75	0.6	3.80E-05	8.00E-05	7.00E-05	55.35	17	Granite
Diri Bangou	0.62638889	13.98333333	25/05/1988	3.84	1.1	8.00E-06	4.00E-04	4.50E-08	68	11	Granite
Djankara	0.61694	14.01407			8.2				31		
Djermossi	0.85194444	13.9947222	13/07/2004	15.18	4.5				42	21	Granite
Djermossi	0.86777778	13.9644444	17/03/2005	17.7	0.9				39.58	14	Granite
Doumba 1	0.84139	14.00528	09-août-82	11.6	3.2				55.5		
Doumba 2	0.84417	14.00528	12-août-82	9.8	5.9				43.5		
Doundiel	0.86639	13.97472	12-oct-82	13.9	3				50		
Doundiel	0.86639	13.97472	13-oct-82	14.3	3				50		
Fala	0.675	14.2138889	27/06/1988	11.14	0.9				85	7	Granite

Fala	0.675	14.2138889	28/06/1988	14.15	1.5	1.90E-05	1.90E-05	8.80E-04	61	6	Granite
Fantafota	0.72083333	13.9777778	02/06/1988	47.59	0.8	1.80E-06	3.00E-04	2.00E-05	64	22	Granite
Fantafota	0.75222	13.89278	31-déc-03	55	0.7				64		
Farkou	0.63333333	14.2	23/06/1988	26.17	1.7	3.30E-05	3.50E-05	7.00E-04	59.8	10	Granite
Farkou	0.63333333	14.2	24/06/1988	25.37	0.6	2.00E-06	4.50E-06	3.00E-06	99	12	Granite
Fogou	0.67277778	14.0555556	11/05/2004	17.53					35	23	Quartzite
Foneko	0.74166667	14.2083333	06/12/1988	4.04	1.8	3.30E-05	4.40E-05	6.00E-05	43	16	Granite
Foneko	0.74166667	14.2083333	07/12/1988	4.74	1.2	2.70E-05	1.10E-04	1.90E-08	47	16	Granite
Golgou	0.56944444	13.9805556	25/05/1988	12.21	3.6	4.30E-06	6.00E-04	1.50E-04	39.95	10	Granite
Guerobanguia 1	0.73155	14.23053			0.5						
Guerobanguia 2	0.73033	14.2306			1.6						
Handaga	0.57778	13.97333	31-déc-03	33.94	4						
Harikouka	0.71666667	14.1666667	20/04/1988	4.06	3.2	7.50E-05	1.50E-04	3.00E-09	46.3	22	Granite
Kalbara	0.66083	13.89972	18/06/1980	31.73	0.4				55		Granite
Kalbara2	0.66083	13.89972	18/06/1980	30.75	3				49.5		Granite
Kondabanke	0.80277778	13.8527778	17/01/1989	17.13	0.8	1.30E-05	2.90E-05	3.00E-05	90	10	Migmatite
Ko Tcholi	0.72222222	13.9527778	30/05/1988	3.4	1.1	1.90E-05	1.90E-05	5.40E-04	40	30	Granite
Ladanka	0.75833333	13.8527778	26/07/1983	21.43	1		1,3.10-4		35	20	Schiste
Largadi 1	0.775	13.9472222	04/06/1988	26.94	1.4	9.70E-05	1.80E-04	4.00E-05	64	24	Granite
Largadi 2	0.775	13.9472222	03/06/1988	26.6	2.1	6.60E-05	1.40E-04	3.00E-08	61	29	Granite
Lilingo	0.79694	13.87194			4.1				34		
Lilingo	0.79139	13.86250	31-déc-03	26.76	0.9				55		
Londyogel	0.81666667	13.7611111	26/06/1983	7.82	5		7.30E-05		56	7	Granite
Lotiloti	0.9	14.3111111	26/06/1988	15	2.7	4.10E-05	1.10E-04	2.50E-05	46	21	Granite
Lourgou 1	0.73611111	13.9472222	08/06/1988	14.04	3		3.50E-04	1.30E-04	48.75		Granite
Lourgou 2	0.73611111	13.9472222	20/05/1988	23.73	0.5	8.00E-06	5.00E-06	5.00E-03	73	27	Granite
Mobirma	0.63888889	13.9222222	21/05/1988	19.16	1	3.60E-05	6.20E-05	1.20E-06	40	23	Migmatite
Moupengou	0.90555556	13.8694444	01/12/1983	8.48	3		3.35E-05		45	26	Gneiss
Ouro Pate	0.81666667	13.8944444	29/07/1983	16.96	3		9.80E-05		39	29	Gneiss
Pate Kouara	0.81388889	13.895	29/06/2008	6.38	3.4				31		
Pogwa	0.66639	13.83306			1.8				36		
Pogwa	0.65638889	13.8319444	11/07/2004	10.81	7.8				39	30	Granite
Route Bane Gare	0.7525	13.9888889	24/09/2008	19	3.5				52		
Sakama	0.64444444	13.8916667	26/05/1988	24.28	2.2	1.40E-05	5.00E-05	1.90E-05	91	3	Granite
Satama	0.54722222	13.9722222	20/05/1988	19.1	1.1	5.80E-05	9.50E-05	8.00E-05	39.85	15	Granite

Satama	0.54722222	13.9722222	20/05/1988	23.73	3.6	2.10E-06	3.00E-04	1.60E-05	58	27	Migmatite
Satama	0.54722222	13.9722222	11/10/1988	23.48	1.8	5.00E-05	9.30E-05	3.00E-08	61	25	Migmatite
SATAMA	0.54972	13.96639	13-mars-89	17.57	1.5				57		
Sebangou 3	1	14.25	06/11/1988	20.59	0.5	8.00E-06	8.00E-06	1.00E-04	99	26	Granite
Sekomé	0.55833333	14.0333333	08/05/1988	7.71	1	2.50E-05	3.90E-05	1.00E-06	43.5	18	Granite
Sekomé	0.55833333	14.0333333	09/05/1988	4.23	4	5.20E-05	1.10E-04	1.00E-08	66.8	11	Granite
Sékomé Gouria	0.55387	14.03962			5.1						
Senebelabe	0.83611111	13.6611111	21/01/1989	30.65	1.3	1.30E-05	2.00E-05	1.20E-04	108	87	Schiste
Setebelle	0.95833333	13.8944444	12/01/1989	5.94	0.8	1.10E-05	1.50E-05	1.20E-05	90		Gneiss
Sinesika	0.89722222	13.8944444	13/01/1989	31.32	0.4	1.10E-05	5.80E-06	3.50E-05	120	21	Granite
Sirfi Kouara	0.76667	14.02750	04/07/1980	14.4	0.8				63		Granite
Sirfi Kouara	0.76667	14.02750	08/08/1980	11.47	0.7				54		Granite
Sirfi Kouara	0.76667	14.02750	25/07/1980	4	0.5				103.5		Granite
Sirfi Kouara	0.76667	14.02750	25/07/1980	8.92	1.3				58.5		Granite
Sirfi Kouara	0.76277778	13.9994444	24/09/2008	8.65	1.63				71		
Tempiana 2	0.74166667	13.8611111	17/06/1988	30.39	0.8	2.00E-06	3.20E-05	1.50E-05	115	19	Schiste
Tempiana	0.68750	13.82056	31-déc-03	36.58	2				90		
Taratakou	0.56388889	14.2472222	25/06/1988	21.68	1.3	1.90E-05	2.60E-05	3.00E-06	50.5	16	Granite
Taratakou	0.56388889	14.2472222	26/06/1988	14.52	1				115	4	Migmatite
Tchantchaga	0.69417	13.87083	31-déc-03	35	0.7				60		
Tera Base	0.75555556	14.0111111	29/03/1988	19.35	0.6	1.10E-05	8.50E-06	7.00E-03	120		Granite
Tera 1	0.76667	14.02750	13/06/1980	10.77	2				45		Granite
Tera 2	0.76667	14.02750	31/07/1980	5.65	2.2				58		Granite
Tera 2C	0.76667	14.02750	22-août-81	4.65	25				112		
Tera 3B	0.76667	14.02750	30/07/1980	7.12	4				45		Granite
Tera 4	0.76667	14.02750	30/07/1980	3.76	2.5				43		Granite
Tera 6	0.76667	14.02750	31/07/1980	10.66	5.8				56.5		Granite
Tera 7	0.76667	14.02750	01/08/1980	9.06	0.9				81		Granite
Tera	0.72666667	14.0172222	23/09/2008	5.82	6.75				49		
Tera SATOM	0.731	14.01581			6						
Tera Hopital	0.75737	14.00672			1.6						
Tera BERIA	0.72667	14.01722		5.82	6.75				49		
Tera (Sirfi Kouara)	0.76278	13.99944		8.65	1.63				71		
Tenkiendi	0.75	13.95	07/05/1988	19.66	3	8.60E-05	1.60E-04	4.70E-08	64	15	Granite

Tilim	0.85	13.9333333	14/07/1983	13.82	10		8.70E-04		45	21	Gneiss
Tondi Karia	0.89166667	14.3083333	21/06/1988	16.69	2.9	2.50E-05	5.00E-04	1.80E-05	70	13	Granite
Tondigoungo	0.83333333	13.8444444	17/06/1983	14.25	0.7		1.60E-05		69	19	Granite
Tondigoungo	0.83333333	13.8444444	18/06/1983	9.85	2				45	38	Migmatite
Tondi Goungo	0.83444444	13.8458333	21/02/2005	16.11	1.5				66.78	23	Granite
Tondikaria	0.60907	14.08355			0.5						
Toumbindé	0.85833	13.88583			0.6				48		
Waire	1.3	14.0166667	02/12/1988	6.64	2.6	4.40E-05	5.00E-05	3.50E-04	45	9	Granite
YANGA	0.79694	13.93583	20/06/1980	20.7	1.3				63		Schiste
Yolo	0.75	13.7416667	18/01/1989	16.69	0.6	8.00E-06	2.90E-05	1.50E-07	90	13	Migmatite
Zindigori	0.66111111	13.9861111	27/04/1988	14.32		3.30E-05	3.40E-05	1.50E-03	52.5	4	Granite
ZINDIGORI 1	0.65806	13.98583	22-juin-82	12.5	4				61		
ZINDIGORI 2	0.65806	13.98583	23-juin-82	11.5	4				55		

Tableau 2 : Résultats des analyses chimiques des ions majeurs (méq/l) de mai 2009.

Conductivité ($\mu\text{s}/\text{cm}$) ; T : ($^{\circ}\text{C}$) ; SiO_2 : mg/l

Nom	Type	Aquif.	Long	Lat	Cond.	T	pHL	TAC	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	NH_4^+	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^-	CO_3^{2-}	HCO_3^-	SiO_2	BI (%)
Téra T5	F	G	0,73035	14,01665	596	32,6	7,58	30,3	3,07	1,51	2,22	0,1	0,05	0,2	0,72	0,03	0,03	6,03	59,9	-0,6
Tondigoungou	F7	G	0,83083	13,84725	979,5	31,5	8,05	26,1	5,07	1,89	3,25	0,11	0,09	0,87	0,65	3,39	0,06	5,15	57,7	1,3
Téra	P2	Alt.	0,74808	14,00663	632	30,8	8,09	16,2	3,17	1,9	1,34	0,09	0,14	0,96	0,45	1,69	0,04	3,19	60,6	2,3
Sirfikouara	F49	G	0,76417	13,99906	567	31,3	8	24,9	2,86	0,84	2,7	0,09	0,08	0,24	0,87	0,27	0,06	4,92	62,2	1,3
Diagourou	F2	RV	0,81547	13,90962	418	30,8	8,05	20,6	1,75	1,32	1,48	0,05	0,08	0,17	0,23	0,18	0,05	4,06	64,8	-0,3
Ladanka	F14	RV	0,77256	13,84595	728	33,2	8,23	40,5	3,45	3,06	2,01	0,05	0,14	0,15	0,35	0,18	0,15	7,94	56,8	-0,4
Téra camp	F47	G	0,75102	14,01039	337	31,8	7,56	14	1,5	0,81	1,08	0,13	0,05	0,4	0,25	0,14	0,01	2,79	61,6	-0,4
Chatoumane	F30	G	0,54649	13,96434	842	32,5	8,17	31,3	4,15	1,76	2,88	0,1	0,09	0,4	0,46	1,88	0,1	6,15	72,5	-0,2
Diagourou	P1	Alt.	0,8162	13,9115	575	30,3	8,27	27,8	1,83	1,23	3,06	0,07	0,06	0,17	0,29	0,36	0,11	5,44	86,2	-1,2
Toumtindé	F15	RV	0,68818	13,90215	764	33	8,24	29,3	3,5	2,22	2,39	0,06	0,2	0,24	1	1,35	0,11	5,74	66,4	-0,7
Kabangou	F18	G	0,73033	14,2306	1159	31,7	8,23	29	5,63	4,47	1,91	0,04	0,16	1,14	0,3	4,65	0,11	5,68	55	1,4
Téra BERIA	F54	G	0,72677	14,01722	634	33,2	8,25	33,3	2,96	1,91	2,09	0,14	0,08	0,22	0,5	0,08	0,13	6,52	63,8	-1,9
Bégorou	F	G	0,64577	14,03287	279,5	31,4	7,81	12	1,11	0,64	1,07	0,05	0,05	0,46	0	0,01	0,02	2,38	62,2	-1,7
Diblo	F	G	0,78221	14,21844	789	31,7	8,35	33,3	3,69	2,67	2,09	0,06	0,1	0,52	0,29	1,35	0,16	6,49	50,3	-1,3
Fala	F20	G	0,68854	14,21298	347,3	32,7	8,02	13,7	1,91	0,48	1,12	0,03	0,07	0,15	0,1	0,69	0,03	2,7	61,3	-0,8
Fonéko	F27	G	0,60293	13,97608	319,3	31,8	8,13	16,2	1,35	0,84	1,17	0,05	0,08	0,12	0,1	0,1	0,05	3,19	75	-1,4
Sékomé	F32	G	0,55786	14,02553	404	31,8	7,98	7,2	2	0,65	1,06	0,06	0,05	0,56	0,1	1,65	0,02	1,42	69,2	0,9
Yanga	F44	RV	0,80185	13,93538	984	33,1	8,21	27,8	5,08	3,03	2,1	0,11	0,11	0,31	0,57	3,74	0,1	5,45	53,2	1,3
Zindigori	F25	G	0,65764	13,99133	416	31,3	7,25	11,8	1,67	1,08	1,55	0,04	0,08	0,46	0,32	1,32	0	2,35	67,9	-0,5
Farkou	F22	G	0,63291	14,2013	1230,8	33,1	7,83	29,8	5,84	1,89	5,13	0,12	0,29	2,23	0,93	3,76	0,04	5,91	56,2	1,5

Tableau 3 : Résultats des analyses chimiques des ions majeurs (méq/l) d'octobre – novembre 2009.

Nom	Type	Aquif.	Long	Lat	Cond.	T	pHL	TAC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	BI (%)
Diagourou	F3	RV	0,80809	13,90552	599	32,2	8,25	28,3	1,66	1,6	3,35	0,11	0,03	0,39	0,36	0,17	0,11	5,54	36,33	1,2
Diagourou j,	F2	RV	0,8154	13,90968	376	30,4	8,49	18,6	1,59	1,36	1,36	0,05	0,06	0,17	0,21	0,2	0,12	3,59	37,03	1,3
Lambangou	F5	RV	0,83768	13,91097	814	31,5	8,06	12,2	0,93	0,86	0,83	0,08	0,03	0,11	0,08	0,03	0,03	2,41	24,59	0,9
Tondigougou	F6	G	0,8308	13,84719	985	32,1	8,39	21,8	3,98	2,21	2,41	0,03	0	0,79	0,57	3,03	0,12	4,24	21,76	-0,6
Tondigougou 2	F7	G	0,83446	13,84605	976	31,4	8,39	18,4	4,17	2,18	3,65	0,12	0,05	1,1	0,76	4,54	0,1	3,58	24,93	0,5
Patékouara	F8	RV	0,81334	13,89929	385	32,9	8,42	19,4	1,22	1,01	2,08	0,08	0,04	0,32	0,2	0,02	0,11	3,76	34,06	0
Linlingo	F9	G	0,79126	13,86277	369	34	8,47	21,6	1,95	1,54	0,71	0,15	0,09	0,05	0,06	0	0,14	4,17	22,91	0,1
Fantafaouta	F10	RV	0,75254	13,89263	441	31,5	8,38	22,6	2,14	1,53	1,13	0,2	0,04	0,06	0,36	0,21	0,12	4,39	15,7	-0,9
Tchantchaga	F11	RV	0,69412	13,87092	573	32	8,48	33,1	2,41	3,03	1,45	0,1	0,03	0,1	0,19	0,1	0,22	6,39	20,92	0,1
Tampiana	F12	RV	0,68766	13,83725	582,8	32,2	8,51	24,6	3,43	1,7	1,36	0,18	0,03	0,08	0,96	0,82	0,17	4,74	21,71	-0,7
Ladanka	F14	RV	0,77255	13,84599	583	32,8	8,59	32,3	1,97	3,33	2,01	0,06	0,03	0,17	0,39	0,2	0,27	6,18	25,03	1,2
Toumbindé	F15	RV	0,68814	13,90215	706,3	32,8	8,48	24,8	2,52	2,45	2,88	0,08	0,04	0,29	1,05	1,75	0,16	4,79	28,33	-0,7
Kalbara	F16	RV	0,66111	13,90774	605	31,5	8,51	23,6	3,06	1,95	1,82	0,07	0,03	0,18	0,67	1,28	0,17	4,55	32,68	0,2
Fonéko	F17	G	0,72917	14,23055	610,5	31,5	8,74	27,5	2,23	2,1	2,63	0	0	0,47	0,18	0,8	0,32	5,17	41,5	-0,1
Kabangou	F18	G	0,73035	14,23062	1184,5	31,1	8,44	23,6	5,39	5,15	2,34	0	0	1,28	0,32	6,54	0,14	4,57	27,59	0,2
Fala I	F20	G	0,68854	14,21298	348,8	32,1	8,61	13,7	1,97	0,58	1,18	0,03	0,05	0,16	0,1	0,85	0,12	2,61	26,14	-0,5
Zindigori	F25	G	0,65764	13,99133	350	31,2	8,58	11	1,31	0,77	1,5	0,04	0,03	0,3	0,25	0,93	0,09	2,1	21,73	-0,4
Zindigori N	F26	G	0,65671	13,98874	665	31	8,75	32,5	2,75	1,85	3,02	0,09	0,04	0,41	0,26	0,53	0,39	6,1	38,16	0,3
Kababangou H	F27	G	0,60293	13,97608	338,5	31,5	8,65	18,8	1,76	0,91	1,21	0,05	0,03	0,14	0,1	0,04	0,18	3,57	39,34	-1,2
Handaga	F28	G	0,57778	13,97346	641	31,1	8,79	31,3	2,5	2,09	2,54	0,14	0,04	0,32	0,19	0,61	0,4	5,84	38,14	-0,5
Chatoumane	F30	G	0,54651	13,96425	784	32,3	8,61	28,3	3,04	1,9	3,49	0,11	0,04	0,46	0,41	2,09	0,25	5,4	39,1	-0,4
Chatoumane c.	F31	G	0,54885	13,97198	623	32,9	8,58	20,9	2,59	0,93	3,01	0,08	0,05	0,62	0,21	1,69	0,17	4	45,35	-0,6
Sékomé Gorla	F33	G	0,55387	14,03962	285,1	31,6	8,23	8,4	1,55	0,65	0,57	0,1	0,04	0,23	0,05	0,95	0,03	1,65	41,59	0
Tondi Karia	F36	G	0,60907	14,08355	227,7	30,5	8,32	12,6	0,92	0,84	0,77	0,04	0,06	0,07	0,05	0	0,06	2,46	43,54	-0,4
Doumba	F37	RV	0,8406	14,00804	1150,5	29,4	8,61	25,3	6,4	4	3,07	0,15	0	0,61	6,14	1,6	0,22	4,83	47,85	0,8
Doundyal	F38	RV	0,84386	14,00761	582	30,9	8,59	22,4	2,45	1,29	2,57	0,12	0,05	0,38	0,36	1,2	0,19	4,28	36,82	0,4

Warigountou	F41	RV	0,84308	13,92813	545,8	30,7	8,74	30,3	1,83	2,51	2,15	0,11	0,05	0,17	0,39	0	0,35	5,7	23,66	0,1
Yanga 1	F44	RV	0,80184	13,93535	968	32,8	8,62	23,7	4,77	3,22	2,22	0,12	0,04	0,32	0,7	4,54	0,21	4,52	31,69	0,4
Yanga 2	F45	RV	0,80736	13,93793	1123,3	32,3	8,59	21,5	5,56	3,72	3,11	0,12	0,03	0,66	3,71	3,73	0,18	4,11	35,72	0,6
Tera Mosquée	F50	G	0,75584	14,00587	1731	32,4	8,36	10,9	10,77	3,76	2,48	0,2	0	3,01	0,59	11,13	0,05	2,12	46,4	1
Sirfikouara	F49	G	0,76413	13,99906	541	29,1	8,55	23	2,78	0,87	2,31	0,09	0,04	0,24	0,85	0,26	0,18	4,42	43,14	0,8
Tera Camp	F47	G	0,751	14,01037	286,8	33	8,34	13	1,31	0,75	0,93	0,13	0,06	0,33	0,21	0,05	0,06	2,53	49,15	0
Téra BERIA	F54	G	0,72677	14,0172	542	32,7	8,62	27,4	1,69	2,1	2,38	0,14	0,05	0,28	0,47	0,07	0,24	5,23	49,46	0,6
Téra Pont	F48	G	0,75746	14,0109	531	31,5	8,6	23,2	2,14	1,56	2,33	0,08	0,03	0,43	0,63	0,37	0,2	4,43	54,27	0,5
Tera T7	F55	G	0,73444	14,01593	585	31,4	8,47	27,4	2,25	1,93	2,05	0,27	0,03	0,15	0,59	0,03	0,18	5,3	51,46	2
Tera T2	F56	G	0,74077	14,01401	441,5	31	8,22	22,1	2,33	1,18	1,32	0,15	0,05	0,11	0,18	0,05	0,08	4,33	52,14	2,8
Fogou	F57	G	0,67227	14,04778	543	32,6	8,32	23,3	2,79	0,89	1,72	0,09	0,03	0,12	0,14	0,43	0,11	4,55	58,52	1,1
Boguel2	F58	G	0,59832	14,04871	410	33	8,59	14	2,29	0,87	1,41	0,05	0,06	0,41	0,31	1,19	0,12	2,68	60,26	-0,2
Ayoum Gam	F59	G	0,60216	14,25224	266,8	31,1	8,18	10,8	1,09	0,45	1,28	0,07	0,04	0,15	0,11	0,46	0,04	2,12	74,49	0,5
Lata	F60	RV	0,73856	13,86664	630	31,9	8,41	25,4	2,42	2,28	2,08	0,09	0	0,34	0,66	0,53	0,14	4,93	57,34	1,9
Sinessika	F61	G	0,88354	13,89807	539	32,2	8,6	26,3	1,84	1,66	2,76	0,07	0,04	0,29	0,36	0,27	0,22	5,03	61,13	1,5
Tera Prison	P2	Altérites	0,74809	14,0066	719	32,9	8,53	18	3,73	2,25	1,46	0,16	0	1,19	0,45	2,23	0,13	3,46	65,28	0,9
SATOM	F24	G	0,731	14,01581	549,3	32,2	8,18	29,5	1,83	0,95	3,28	0,07	0,09	0,1	0,54	0,02	0,1	5,79	51	-2,6
Bégorou	F35	G	0,63666	14,03795	448	32,2	8,14	17	2,07	0,58	2,17	0,04	0	0,63	0,47	0,43	0,05	3,34	62,6	-0,7
BARRAGE			0,74809	14,0070	143,6	22,2	7,79	7,4	1,06	0,25	0,15	0,09	0	0,04	0,03	0,05	0,01	1,47	18,7	0,9

Tableau 4 : Résultats des analyses chimiques des ions majeurs (méq/l) avril - mai 2010.

Nom	Type	Aquif.	Long	Lat	Cond.	T	pHL	TAC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	BI (%)
Téra T5	F	G	0,73035	14,01665	596	32,6	7,58	30,3	3,07	1,51	2,22	0,1	0,05	0,2	0,72	0,03	0,03	6,03	59,9	-0,6
Tondigoungou	F7	G	0,83083	13,84725	979,5	31,5	8,05	26,1	5,07	1,89	3,25	0,11	0,09	0,87	0,65	3,39	0,06	5,15	57,7	1,3
Téra	P2	Alt.	0,74808	14,00663	632	30,8	8,09	16,2	3,17	1,9	1,34	0,09	0,14	0,96	0,45	1,69	0,04	3,19	60,6	2,3
Sirfikouara	F49	G	0,76417	13,99906	567	31,3	8	24,9	2,86	0,84	2,7	0,09	0,08	0,24	0,87	0,27	0,06	4,92	62,2	1,3
Diagourou	F2	RV	0,81547	13,90962	418	30,8	8,05	20,6	1,75	1,32	1,48	0,05	0,08	0,17	0,23	0,18	0,05	4,06	64,8	-0,3
Ladanka	F14	RV	0,77256	13,84595	728	33,2	8,23	40,5	3,45	3,06	2,01	0,05	0,14	0,15	0,35	0,18	0,15	7,94	56,8	-0,4
Téra camp	F47	G	0,75102	14,01039	337	31,8	7,56	14	1,5	0,81	1,08	0,13	0,05	0,4	0,25	0,14	0,01	2,79	61,6	-0,4
Chatoumane	F30	G	0,54649	13,96434	842	32,5	8,17	31,3	4,15	1,76	2,88	0,1	0,09	0,4	0,46	1,88	0,1	6,15	72,5	-0,2
Diagourou	P1	Alt.	0,8162	13,9115	575	30,3	8,27	27,8	1,83	1,23	3,06	0,07	0,06	0,17	0,29	0,36	0,11	5,44	86,2	-1,2
Toumtindé	F15	RV	0,68818	13,90215	764	33	8,24	29,3	3,5	2,22	2,39	0,06	0,2	0,24	1	1,35	0,11	5,74	66,4	-0,7
Kabangou	F18	G	0,73033	14,2306	1159	31,7	8,23	29	5,63	4,47	1,91	0,04	0,16	1,14	0,3	4,65	0,11	5,68	55	1,4
Téra BERIA	F54	G	0,72677	14,01722	634	33,2	8,25	33,3	2,96	1,91	2,09	0,14	0,08	0,22	0,5	0,08	0,13	6,52	63,8	-1,9
Bégorou	F	G	0,64577	14,03287	279,5	31,4	7,81	12	1,11	0,64	1,07	0,05	0,05	0,46	0	0,01	0,02	2,38	62,2	-1,7
Diblo	F	G	0,78221	14,21844	789	31,7	8,35	33,3	3,69	2,67	2,09	0,06	0,1	0,52	0,29	1,35	0,16	6,49	50,3	-1,3
Fala	F20	G	0,68854	14,21298	347,3	32,7	8,02	13,7	1,91	0,48	1,12	0,03	0,07	0,15	0,1	0,69	0,03	2,7	61,3	-0,8
Fonéko	F27	G	0,60293	13,97608	319,3	31,8	8,13	16,2	1,35	0,84	1,17	0,05	0,08	0,12	0,1	0,1	0,05	3,19	75	-1,4
Sékomé	F32	G	0,55786	14,02553	404	31,8	7,98	7,2	2	0,65	1,06	0,06	0,05	0,56	0,1	1,65	0,02	1,42	69,2	0,9
Yanga	F44	RV	0,80185	13,93538	984	33,1	8,21	27,8	5,08	3,03	2,1	0,11	0,11	0,31	0,57	3,74	0,1	5,45	53,2	1,3
Zindigori	F25	G	0,65764	13,99133	416	31,3	7,25	11,8	1,67	1,08	1,55	0,04	0,08	0,46	0,32	1,32	0	2,35	67,9	-0,5
Farkou	F22	G	0,63291	14,2013	1230,8	33,1	7,83	29,8	5,84	1,89	5,13	0,12	0,29	2,23	0,93	3,76	0,04	5,91	56,2	1,5