



HAL
open science

**APPORT DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE, DE
L'HYDROCHIMIE ET DE LA TÉLÉDÉTECTION A
LA CONNAISSANCE DES AQUIFÈRES DE LA ZONE
DE CONTACT "SOCLE-BASSIN SÉDIMENTAIRE"
DU SUD-EST DE LA CÔTE D'IVOIRE**

B. Adiaffi

► **To cite this version:**

B. Adiaffi. APPORT DE LA GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE, DE L'HYDROCHIMIE ET DE LA TÉLÉDÉTECTION A LA CONNAISSANCE DES AQUIFÈRES DE LA ZONE DE CONTACT "SOCLE-BASSIN SÉDIMENTAIRE" DU SUD-EST DE LA CÔTE D'IVOIRE. Planète et Univers [physics]. Université Paris Sud - Paris XI, 2008. Français. NNT : . tel-00395515

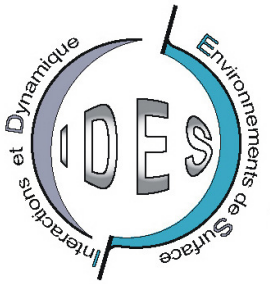
HAL Id: tel-00395515

<https://theses.hal.science/tel-00395515>

Submitted on 15 Jun 2009

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

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



UNIVERSITE PARIS SUD
FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY



THESE

présentée pour obtenir le titre de :

DOCTEUR EN SCIENCES, spécialité SCIENCES DE LA TERRE

par

Bernard ADIAFFI

APPORT DE LA GEOCHIMIE ISOTOPIQUE, DE L'HYDROCHIMIE ET DE LA TELEDETECTION A LA CONNAISSANCE DES AQUIFERES DE LA ZONE DE CONTACT "SOCLE-BASSIN SEDIMENTAIRE" DU SUD EST DE LA CÔTE D'IVOIRE

Soutenu le 03 décembre 2008 devant le jury composé de :

Jacques MUDRY, Professeur

Rapporteur

Jean-Pierre FAILLAT, Professeur

Rapporteur

Jean Luc MICHELOT, Chargé de Recherches

Examineur

Christelle MARLIN, Professeur

Directrice de thèse

Yéï Marie Solange OGA, Maître Assistant

Co-directrice de thèse

Yves TRAVI, Professeur

Président du jury

Remerciements

La thèse peut être définie comme un grand périple de quête de connaissance et de découverte. Elle est aussi l'étiquette scientifique du thésard qui, à l'instar d'un enfant qui marche à quatre pattes, est suivi par une ou plusieurs personnes plus expérimentées. C'est pourquoi, la fin de la thèse est, pour le thésard, le moment privilégié pour exprimer sa reconnaissance et sa gratitude à l'ensemble des personnes qui ont compté dans sa vie scientifique.

*Tout d'abord, je tiens à remercier ma directrice de thèse, **Pr. Christelle MARLIN** qui a accepté de diriger ce travail. Elle a su me faire profiter de son expérience et m'a supporté durant ces années d'étude. C'est encore elle qui a permis de trouver le financement nécessaire pour les analyses qui ont été faites dans les laboratoires de France (IDES-ORSAY et SARM/CRPG-NANCY) et a toujours répondu favorablement lorsque j'ai eu besoin de son aide. Merci pour votre encadrement fructueux,*

*Je remercie ma co-directrice de thèse **Dr. Yéï Marie solange OGA** pour son encadrement scientifique. Elle a, en outre, su me faire profiter de son expérience sur le terrain. Merci d'avoir accepté de co-diriger ce travail.*

*Je remercie le **Pr. Jean BIEMI** qui a toujours répondu favorablement à chaque fois que je sollicite son aide. C'est lui qui a favorisé l'obtention de l'accès aux forages et les moyens pour s'y rendre en adressant des demandes à la direction de l'Hydraulique et à la présidence de l'Université de Cocody-Abidjan. Merci pour votre contribution et votre encadrement scientifiques.*

*Je remercie le **Dr. Valere Eric M'moi DJAGOUA** pour sa contribution scientifique. C'est lui qui a permis d'obtenir l'image Landsat ETM+ qui a été interprétée dans la thèse.*

*Je remercie le **Dr. Bachir Mahaman SALEY** pour sa contribution scientifique. C'est lui qui m'a initié aux logiciels (Surfer, Arcview, MapInfo...). Merci au **Dr. Théophile Lasm** pour son soutien.*

*Je remercie toute l'équipe technique du laboratoire IDES. Je pense particulièrement à **Marc MASSAULT** et à **Aurelie NORET**. Merci pour votre assistance technique.*

Je remercie **Valerie GODARD** et **Jean Pierre VILLOTTE** pour la confection des lames minces polies qui ont servi d'étude minéralogique dans le cadre de cette thèse.

Je remercie **Remy PICHON** pour son assistance analytique des lames minces polies et des poudres minérales, respectivement au microscope électronique à balayage (MEB) et à la technique de diffraction des rayons-X.

Je remercie toute l'équipe de la direction de l'hydraulique humaine d'Abidjan-Côte d'Ivoire en particulier :

-**M. Ibrahim BERTÉ**, directeur de l'hydraulique humaine, de m'avoir autorisé à visiter les forages et d'avoir mis à ma disposition une voiture de type 4x4 et du carburant pour les campagnes d'échantillonnages des eaux souterraines de la zone étudiée,

-**M. Kouadio BANDAMA**, sous directeur de l'hydraulique humaine, d'avoir su m'aider en organisant efficacement l'utilisation du véhicule de terrain (4x4) à la fois pour le compte du service de la direction et pour mon compte durant la période d'échantillonnage des eaux. Je dis maintes fois merci à ces deux directeurs comblés d'humanisme, la Côte d'Ivoire peut toujours compter sur vous pour son développement,

-**M. Edouard KOUADIO**, directeur territorial de l'hydraulique humaine d'Abidjan, d'avoir su m'aider à visiter les forages et d'avoir su trouver une solution satisfaisante à chaque fois que le calendrier de la campagne d'échantillonnage coïncidait avec celui de son service. Merci d'avoir accepté de me rencontrer à plusieurs reprises durant cette période,

-**M. Antoine Koffi DJAA**, chef de service territorial de l'hydraulique villageoise d'Abidjan, d'avoir été constamment à l'écoute et de m'avoir établi des cartes de positionnement des forages et puits pour une campagne d'échantillonnage rapide et efficace. C'est grâce à vous que la campagne d'échantillonnage a connu du succès,

-**M. Pascal Zran GOUE**, chauffeur à la direction territoriale de l'hydraulique (DTH) d'Abidjan, d'avoir conduit mon équipe sur les différents sites. Votre expérience professionnelle, votre humeur et votre gentillesse ont été bénéfiques à toute l'équipe sur le terrain. Merci parce que ce n'était pas évident de parcourir ces pistes parfois boueuses et cisailées de rigoles. Merci encore une fois d'avoir accepté de quitter momentanément votre femme et vos enfants pour passer des nuits avec nous dans les villages et campements,

-**M. Henri ZABSONRE**, chef de service territorial à la sous-direction de l'hydraulique villageoise, de m'avoir fait profiter des données et informations sur les forages et puits.

Je remercie **M. Ernest Aka AFFI**, **M. Siaka TANOH**, **M. Salifou DAGNOGO** et **M. Norbert Kouadio DJEZOU**, tous à la DTH d'Abidjan, pour leur collaboration.

Je remercie **Mlle Mireille Etche AMANI**, **M. Théodore Koffi YAO**, **M. Vincent Tchimou ASSOMA** et **M. Adama COULIBALY** d'avoir accepté de m'accompagner sur le terrain durant les campagnes d'échantillonnage des eaux souterraines et des roches.

Je remercie le personnel du service des étudiants ivoiriens boursiers de Paris (Ambassade de Côte d'Ivoire en France) en particulier **Mme BRA** pour les efforts fournis à mon égard.

Je remercie le reste des enseignants chercheurs et des chercheurs des laboratoires IDÉS (France) et LSTÉE (Côte d'Ivoire) pour tout ce qu'ils m'ont apporté à travers des discussions.

Je remercie l'ensemble du personnel administratif du laboratoire IDÉS en particulier la secrétaire **Kim HO**. En langage africain, je dirai merci "tantie **Kim**". Je n'oublie pas de dire mille fois merci à **Chantal ROCK**. Merci à tous les thésards du 3^e étage du bâtiment 504 pour la bonne ambiance qui a régné durant ces années d'études.

Un clin d'œil à **Danièle VALDES** pour tout ce qu'elle fait pour moi. Je pense particulièrement à mon second déménagement et aux moments passés à la piscine d'Orsay. Son aide et ses encouragements m'ont remonté le moral et m'ont requinqué durant cette courte période d'instabilité. Maintes fois merci.

Je remercie les membres du jury pour l'honneur qu'ils me font de juger mon travail.

Je conclus en remerciant toute ma famille qui m'a apporté soutien moral et encouragement durant ces années de travail. Un clin d'œil à ma mère **Magne KOUAO**, qui m'a toujours soutenu par des prières. Je dédie cette Thèse à mon père **Joseph ADIAFI N'Gueta** qui est en voyage éternel.

Résumé

Le Sud-est de la Côte d'Ivoire connaît depuis un demi-siècle une baisse exponentielle de sa surface forestière, liée à la déforestation et à l'impact du changement climatique. Les précipitations ont régressé de 15% entre 1937 et 2005 et la température de l'air connaît une légère augmentation de 0,08°C/10 ans. Pour comprendre le mécanisme de la recharge des aquifères, montrer l'impact du changement du climat et du couvert végétal sur les eaux et étudier la minéralisation des eaux de fractures du socle, 3 méthodes sont utilisées : la géochimie, la minéralogie et la télédétection. L'étude d'une image Landsat ETM+ a montré que l'aquifère du socle possède des paramètres géométriques favorables à un écoulement d'eau N-S. La minéralisation des nappes diminue d'amont en aval, suivie d'une forte acidification des eaux, dues à un phénomène de dilution et de mise en solution du CO₂ du sol. Sur le plan géochimique, l'étude révèle que l'enrichissement des nappes en Na⁺ et Ca²⁺ par rapport à K⁺ et Mg²⁺ est principalement lié à l'hydrolyse de l'albite pour le Na⁺ et de l'amphibole et de l'épidote pour le Ca²⁺. L'évolution du couvert végétal, depuis la période tardi-glaciaire, est marquée d'une augmentation de la teneur en ¹³C des eaux relativement vieilles (15 000 ans B.P) aux eaux récentes (~ 300-100 ans). La même tendance est constatée sur les teneurs en ¹⁸O et ²H des eaux du socle, témoignant ainsi des conditions particulièrement froides au début de la période post-glaciaire par rapport à celles d'aujourd'hui. Cette étude a montré que les eaux souterraines captives du socle sous le CT, ont enregistré les conditions paléoclimatiques de la Côte d'Ivoire des 15 000 dernières années.

Abstract

Since a half of century, the forest surface area of the South Ivory Coast has decreased due to deforestation and climate change. The mean rainfall amount has decreased about 15% between 1937 and 2005 and the temperature value slightly evolves about 0.08°C/10 years. In order to understand the aquifer recharge process, to access the impact of climate and vegetation cover change on the groundwater and to study the origin of bedrock groundwater mineralization, 3 methods have been used: geochemistry, mineralogy and remote sensing.

The study of a Landsat ETM+ image has shown that the bedrock aquifer has geometrical parameters which are favourable to N-S flow of groundwater. The groundwater mineralization and pH values decrease from North to South due to dilution process. The geochemistry study has shown that the high content of the Na⁺ and Ca²⁺ compared to that of K⁺ and Mg²⁺ is mainly due to dissolution of the albite (for the Na⁺) and of the amphibole and the epidote (for the Ca²⁺). Concerning the isotopic data, the evolution of vegetation cover is shown in groundwater by the trend in ¹³C content from old groundwater (residence time of ~ 15 000 a BP) to the recent groundwater (residence times: ~ 300-100 a BP). The δ¹⁸O and δ²H values also increase with time from the beginning of the post-glacial period (~ 15 000 a BP) to the present day (< 100 a BP), showing the evolution of the climate from cold to warm conditions. The impact of climate change is mainly visible on the groundwater of the bedrock confined aquifer below the sedimentary basin.

Sommaire

Sommaire	5
Introduction	13
Première partie : Cadre général	18
Chapitre I : Connaissances antérieures sur la Côte d'Ivoire	18
I.1 Situation géographique de la Côte d'Ivoire	18
I.2 Aperçu géologique de la Côte d'Ivoire	18
I.3 Végétation du Sud de la Côte d'Ivoire	20
Chapitre II : Milieu naturel et connaissances antérieures sur la zone d'étude	24
II.1 Situation de la zone d'étude	24
II.2 Aperçu géologique du socle et du bassin sédimentaire	24
II.2.1 Socle paléoprotérozoïque	24
II.2.1.1 Morphologie du socle sous couverture sédimentaire	26
II.2.1.2 Tectonique du socle et restructuration de sa couverture	26
II.2.2 Bassin sédimentaire côtier	27
II.2.2.1 Morphologie du bassin sédimentaire côtier	27
II.2.2.2 Stratigraphie du bassin sédimentaire	28
II.3 Aspect hydrogéologique	29
II.3.1 Aquifères discontinus	29
II.3.2 Aquifères continus	32
II.3.3 Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères	36
II.4 Aperçu climatique de la zone d'étude	39
II.4.1 Précipitations	39
II.4.1.1 Précipitations régionales à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest	41
II.4.1.2 Précipitation locale : Sud côtier ivoirien	41
II.4.2 Température globale et locale	45
II.4.3 Evapotranspiration	47
II.4.4 Calcul du bilan hydrique de la région d'étude	50
Deuxième partie : Etude du socle	54
Chapitre III. Caractérisation de la géométrie de l'aquifère du socle par la télédétection	54
III.1 Source et type d'image satellitale	54
III.2 Données et matériels d'interprétation de l'image satellitale	55
III.3 Etude des réseaux de fractures du socle affleurant dans la zone d'étude	57
III.3.1 Rehaussement, filtrage des bandes de l'image	57
III.3.2 Extraction manuelle des linéaments par analyse visuelle	59
III.4 Résultats et discussion	61
III.4.1 Distribution des orientations des fractures	65
III.4.2 Rapport entre les fractures du socle et les principales vallées du bassin sédimentaire	65
Chapitre IV : Etude minéralogique des roches aquifères du socle	69
IV.1 Minéralogie des roches du socle	69
IV.1.1 Microscopie optique	69
IV.1.1.1 Métaarénites dominant sur métasiltstones	71
IV.1.1.2 Métasiltstones dominant sur métaarénites	73
IV.1.1.3 Gneiss fin à biotite et à amphibole	75
IV.1.1.4 Métamonzogranite et Métagranite à muscovite	75
IV.1.1.5 Métadiorite et Métatonalite	78
IV.1.1.6 Métagranodiorite à hornblende	78

IV.1.2 Microscopie électronique à balayage (MEB).....	81
IV.1.2.1 Métaarénites dominant sur métasiltstones	81
IV.1.2.2 Métasiltstones dominant sur métaarénites	81
IV.1.2.3 Gneiss fin à biotite et à amphibole.....	84
IV.1.2.4 Métamonzogranite et Métagranite à muscovite	84
IV.1.2.5 Métadiorite et Métatonalite	86
IV.1.2.6 Métagranodiorite à hornblende	86
IV.1.3 Analyse sur roche totale	88
IV.1.4 Diffraction des rayons X des poudres minérales issues des roches	91
IV.1.4.1 Résultats d'analyse.....	91
IV.1.4.2 Abondance relative des minéraux identifiés par la DRX.....	92
IV.1.5 Synthèse et discussion.....	92
IV.1.6 Calcul de la formule structurale des minéraux.....	94
Troisième partie : Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines	98
Chapitre V : Etude de la minéralisation des eaux souterraines	98
V.1 Echantillonnage des eaux souterraines, mesures in situ et en laboratoire.....	98
V.2 Présentation en coupe Nord-Sud des aquifères	100
V.3 Carte piézométrique et directions majeures de l'écoulement de la nappe du Continental Terminal	103
V.4 Caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines	106
V.5 Caractérisation chimique des eaux	113
V.5.1 Teneurs des anions dans les eaux du CT et du socle.....	113
V.5.2 Teneur des cations dans les eaux du CT et du socle.....	117
V.5.3 Faciès chimiques des eaux	117
V.5.4 Corrélations entre les éléments	118
V.6 Interaction eau-roche	124
V.6.1 Indices de saturation	126
V.6.2 Diagrammes de stabilité des silicates et aluminosilicates	129
V.6.3 Typologie des aquifères au moyen de la chimie des eaux du socle et origine des cations majeurs	132
V.6.4 Evaluation de la concentration des ions majeurs dans les eaux du socle par hydrolyse des silicates et aluminosilicates	141
V.6.5 Equations de réaction de l'hydrolyse des silicates et aluminosilicates	141
Chapitre VI : Recharge des nappes	153
VI.1 Caractérisation isotopique des eaux	153
VI.1.1 Mesure en laboratoire.....	153
VI.1.2 Isotopes de la nappe du Continental Terminal.....	153
VI.1.3 Isotopes de la nappe de fractures	155
VI.2 Origine et mécanisme de recharge	155
VI.2.1 Typologie des nappes de la zone de contact "socle-bassin sédimentaire"	158
VI.2.2 Corrélations entre les éléments chimiques et les isotopes ; comportement des isotopes suivant les grands axes d'écoulement hypodermique amont aval.....	160
VI.3 Temps de résidence des eaux souterraines.....	163
VI.3.1 Modèle du mélange parfait.....	164
VI.3.2 Modèle piston flow	168
VI.4 Taux de renouvellement et périodes de recharge des nappes	171
Chapitre VII : Impact du changement climatique et de la déforestation sur les ressources en eaux souterraines du Sud-est de la côte d'Ivoire	174
VII.1 Généralité sur le cycle global du carbone.....	174
VII.2 Importance du couvert végétal dans le cycle global du carbone et dans les sols	174

VII.3 Signature isotopique du couvert végétal dans les eaux souterraines	178
VII.4 Mécanisme de confinement des eaux de la nappe du socle sous couverture du CT	182
Conclusions générales et perspectives	185
Références Bibliographiques.....	190
Annexes	197

Liste des figures

Figure 1. Craton Ouest Africain (modifiée d'après Bessoles, 1977)	19
Figure 2. Dorsale de Man (modifiée d'après Bessoles, 1977)	19
Figure 3. Evolution de la couverture forestière en Côte d'Ivoire de 1955 à 1993 (figure modifiée de Chatelain <i>et al.</i> , 2004). Le A et le B représentent respectivement la couverture végétale dans la zone forestière en 1955-1958 et en 1993. Le figuré (1) représente les forêts Ombrophile/Mésophile ; les figurés (2) et (3) sont respectivement les zones ombrophile et mésophile ; le figuré (4) représente la mosaïque forêt-savane ; le figuré (5) représente la zone agricole et le figuré (6) la savane	23
Figure 4. Situation de la zone d'étude	25
Figure 5. Logs hydrogéologiques représentatifs d'un forage atteignant le socle sous CT et de forages atteignant les granitoïdes sains et les schistes sous altérites.....	31
Figure 6. Corrélations stratigraphiques entre différents logs du bassin sédimentaire suivant le profil AB (Nord-Sud) de la figure 4.....	34
Figure 7. Variation de l'épaisseur du bassin sédimentaire du Sud côtier ivoirien.....	35
Figure 8. Représentation graphique du rabattement en fonction du temps.....	38
Figure 9. Coupe schématique de la troposphère vers 0° Gr en août sur l'Afrique occidentale (modifiée d'après Leroux, 1996). JET = Jet d'Est Tropical ; JEA = Jet Est Africain ; E = Est ; Ial = Inversion d'alizé	40
Figure 10. Disposition des nuages dans la ligne de grains sur la partie avant d'un noyau de vent d'Est inséré dans la mousson (modifiée d'après Leroux, 1996)	40
Figure 11. Evolution des indices de précipitation en Afrique de l'Ouest de 1930 à 1989.....	42
Figure 12. Déforestation et occupation des sols en zone forestière de la Côte d'Ivoire (modifiée d'après Chatelain <i>et al.</i> , 2004) :	43
Figure 13. Indice de précipitation calculé par rapport à l'écart type.....	44
Figure 14. Proposition de mécanisme du réchauffement global de la température de la Terre (OC = onde courte; IR = rayonnement infrarouge).....	46
Figure 15. Evolution de la température de l'air au Sud de la Côte d'Ivoire (station de Port-Bouet).....	46
Figure 16. Image compressée et constituée de deux scènes satellitaires mosaïquées couvrant toute la zone d'étude	56
Figure 17. Organigramme de traitement et d'interprétation de l'image de la zone d'étude	58
Figure 18. Exemple de filtrage de la bande ETM+7 avec le filtre Sobel 7x7.....	60
Figure 19. Superposition des vecteurs linéaments à la composition colorée ETM+7_ETM+2_ETM+4 des bandes de l'image	63
Figure 20. Comparaison de la carte de linéaments interprétés à celle des études antérieures .	64
Figure 21. Rosaces directionnelles de la zone d'étude (imagerie satellitale).....	66
Figure 22. Carte des fractures du socle et des principales vallées du bassin sédimentaire côtier de la zone d'étude.....	67
Figure 23. Carte d'échantillonnage de roches	70
Figure 24. Assemblage minéralogique des métaarénites de Guéssigué (lumière polarisée) .	72
Figure 25. Ségrégation minéralogique au sein des métaarénites de Guéssigué (lumière polarisée)	72
Figure 26. Assemblage minéralogique (Roche de Bakanou).....	74
Figure 27. Assemblage minéralogique (Roche de Attiekoua)	74
Figure 28. Assemblage minéralogique (Gneiss de Nianda).....	76
Figure 29. Morphologie des minéraux dans les gneiss de Nianda	76
Figure 30. Assemblage minéralogique (Roche de Abiehou : K-L-M-N)	77
Figure 31. Assemblage minéralogique (Roche de Bakro)	79

Figure 32. Assemblage minéralogique (Roche d'Aboisso)	79
Figure 33. Assemblage minéralogique des métagranodiorites à amphibole de Aboisso. Présentation des minéraux d'amphibole en section basale et longitudinale à macles polysynthétiques.....	80
Figure 34. Concentration des roches en alcalins et en alcalino-terreux	90
Figure 35. Proportion entre alcalins et entre alcalino-terreux dans chaque type de roche.....	90
Figure 36. Localisation des sites d'échantillonnage des nappes (Socle et CT).....	99
Figure 37. Matériel de terrain.....	101
Figure 38. Coupe Nord-Sud des aquifères de socle et du CT étudiés dans le Sud-Est de la Côte d'Ivoire.(1) : aquifère du CT, (2) aquifère du socle non couvert, (3) aquifère du socle sous CT, (1a) : Dépôts du Mio-Pliocène-CT, (1b et 1c) : Dépôts du Crétacé supérieur, (1d) : Dépôts du Quaternaire, (1e) : Socle Paléoprétérozoïque, (1f) : Aquifère du socle sous couverture sédimentaire	102
Figure 39. Carte piézométrique de la nappe du CT (modifiée d'après Guérin-Villeaubreil, 1962).....	104
Figure 40. Variation annuelle de profondeur de la nappe du CT sur Abidjan	105
Figure 41. Evolution amont-aval des paramètres physico-chimiques suivant les profils 1 et 2 définis (cf. figure 39).....	109
Figure 42. Evolution amont-aval des paramètres physico-chimiques suivant le profil 3 (cf. figure 39)	110
Figure 43. Relation entre le pH et la Conductivité électrique dans les nappes	111
Figure 44. Evolution de la valeur moyenne des paramètres physico-chimiques des eaux des nappes côtières (socle et bassin sédimentaire) entre 1991 et 2006	112
Figure 45. Faciès chimique des eaux du CT et du socle	119
Figure 46. Projection des variables sur le plan factoriel 1 x 2 (nappe du CT).....	121
Figure 47. Projection des individus dans le plan factoriel 1 x 2 (Nappe du CT)	121
Figure 48. Projection des variables sur le plan factoriel 1 x 2 (Nappe du socle).....	123
Figure 49. Projection des individus sur le plan factoriel 1 x 2 (Nappe du socle).....	123
Figure 50. (a) relation entre le bicarbonate et les alcalino-terreux, et (b) entre le bicarbonate et les alcalins	124
Figure 51. Corrélation entre les cations majeurs et les ions bicarbonates.....	125
Figure 52. Corrélation entre indices de saturation par rapport aux minéraux magnésiens et minéraux calciques	128
Figure 53. Corrélation entre indice de saturation/minéraux calciques et la minéralisation totale	128
Figure 54. Diagrammes de stabilité des silicates et aluminosilicates	131
Figure 55. Séquence d'altération des minéraux silicatés de Goldich (1938) cité par Appelo et Postma (2005)	133
Figure 56. Diagramme ternaire Ca-5*Mg-10*Si (molaire) pour les eaux du socle de la zone d'étude. (1) granito-gneiss, (2) roches mafiques, (3) roches ultramafiques, (4) calcaires, (5) gypses dolomitiques	134
Figure 57. Comparaison de concentrations entre éléments chimiques des eaux.....	136
Figure 58. Comportement hydrochimique des eaux de la nappe du socle en zone de contact "socle-bassin sédimentaire" au Sud-est de la Côte d'Ivoire	139
Figure 59. Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de la zone d'étude	157
Figure 60. Corrélation entre les isotopes stables de la molécule d'eau (a = $\delta^{18}\text{O}$ et b = $\delta^2\text{H}$) et l'activité ^{14}C dans les eaux étudiées	159
Figure 61. Analyse en composante principale des variables chimiques et isotopiques dans les eaux du socle	161

Figure 62. Corrélation entre l'activité en ^{14}C , la minéralisation totale et le pH des eaux de la nappe de fractures du socle	162
Figure 63. (a) Synthèse du CO_2 du sol de la zone d'étude et (b) Présentation schématique d'un réservoir non stratifié dans le cadre du modèle de mélange parfait	167
Figure 64. (a) Présentation schématique d'un réservoir stratifié dans le cadre du modèle piston flow et (b) Taux de renouvellement annuel (%) des eaux du CT et du socle	170
Figure 65. Mécanisme de recharge des nappes (CT et socle) et de circulation souterraine amont-aval de la zone d'étude.....	173
Figure 66. Cycle du carbone : (a) correspond au cycle global du carbone et (b) au cycle du carbone dans un écosystème (en Gtc, modifiée d'après Saugier, 1999)	175
Figure 67. Corrélation entre l'activité en ^{14}C /temps de résidence moyen et la teneur en $\delta^{13}\text{C}$ des eaux souterraines étudiées.....	181
Figure 68. Montée du niveau des océans dans le monde : (a) : modifiée d'après le GIEC et (b) baisse du gradient hydraulique de la nappe du socle en zone côtière ivoirienne	184

Liste des tableaux

Tableau 1. Déterminisme écologique des types de forêt dense humide sempervirente d'après Guillaumet <i>et al.</i> (1971)	22
Tableau 2. Transmissivité (T) de l'aquifère de fractures du socle	37
Tableau 3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de THORNTHWAITE dans la région d'Abidjan durant la première décennie (1937-1946) de la période 1937-2005	49
Tableau 4. Calcul de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de THORNTHWAITE dans la région d'Abidjan durant la dernière décennie (1996-2005) de la période (1937-2005).....	49
Tableau 5. Bilan hydrique à la station d'Abidjan concernant la première décennie de la période 1937-2005.....	51
Tableau 6. Bilan hydrique à la station d'Abidjan concernant la dernière décennie de la période 1937-2005.....	51
Tableau 7. Matrices des filtres	59
Tableau 8. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Guéssigué (Métaarénites).....	83
Tableau 9. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Attiekoua (Métasiltstones)	83
Tableau 10. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Nianda (Gneiss).....	85
Tableau 11. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Abiehou (Métamonzogranite et Métagranite)	85
Tableau 12. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Bakro (Métadiorite et Métatonalite).....	87
Tableau 13. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB: roche de Aboisso (Métagranodiorite)	87
Tableau 14. Résultats d'analyse des échantillons sur roche totale (effectuée au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy).....	89
Tableau 15. Teneur (en ppm) des éléments chimiques des roches étudiées	89
Tableau 16. Minéraux mis en évidence par la technique de diffraction des rayons-X sur les poudres minérales des roches.....	93
Tableau 17. Liste des minéraux mis en évidence par l'ensemble des techniques utilisées.....	93
Tableau 18. Formules structurales des minéraux à partir des pourcentages en poids d'oxyde des éléments chimiques constitutifs	96
Tableau 19. Données de mesures du niveau statique de la nappe du CT à Abidjan	105
Tableau 20. Evolution des paramètres physico-chimiques des nappes entre 1991 et 2006....	112
Tableau 21. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux souterraines du CT.....	114
Tableau 22. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux du socle	115
Tableau 23. Pourcentage des éléments chimiques dans l'eau en fonction des nappes	118
Tableau 24. Indices de saturation des eaux étudiées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite	127
Tableau 25. Vitesse de dissolution des minéraux primaires à $T = 25^{\circ}\text{C}$ et $\text{pH} = 5$ (Derron, 1999).....	133
Tableau 26. Origines minérales des cations majeurs des eaux de la nappe du socle à la limite du bassin sédimentaire du SE de la Côte d'Ivoire.....	140
Tableau 27. Composition chimique de la pluie et de la nappe des métaarénites (mmol/l)....	143
Tableau 28. Composition chimique de la nappe des métaarénites sans l'apport des minéraux	144
Tableau 29. Composition chimique de la pluie et de la nappe des métasiltstones (mmol/l)	145

Tableau 30. Composition chimique de la nappe des métasiltstones sans l'apport des minéraux	146
Tableau 31. Composition chimique de la pluie et de la nappe des gneiss	147
Tableau 32. Composition chimique de la nappe des gneiss sans l'apport des minéraux	148
Tableau 33. Composition chimique de la pluie et de la nappe des métadiorites.....	149
Tableau 34. Composition chimique de la nappe des métadiorites sans l'apport des minéraux	150
Tableau 35. Taux de participation des minéraux silicatés et aluminosilicatés selon 4 aquifères du socle.....	152
Tableau 36. Concentration des espèces carbonées et résultats d'analyses isotopiques des eaux de la nappe du Continental Terminal	154
Tableau 37. Concentration des espèces carbonées et résultats d'analyses isotopiques des eaux de la nappe de fractures du socle précambrien.....	156
Tableau 38. Temps de résidence des eaux souterraines estimé par le modèle de mélange parfait et le modèle piston flow	169

Introduction

Contexte général sur le climat actuel par rapport au paléoclimat

D'après les rapports de synthèse de 2007 du groupe intergouvernemental d'étude du climat (GIEC, web²) la tendance linéaire au réchauffement entre 1906 et 2005 est de 0,07°C/an. Une diminution moyenne de l'étendue des glaces depuis 1978 de 2,7 % par décennie dans l'océan arctique avec un recul plus marqué de 7,4 % en été (GIEC, 2007 web²) est en partie responsable de l'augmentation du niveau des océans. En milieu urbain, l'une des conséquences de ce phénomène est la destruction d'habitats en bordure de mer dans certaines régions côtières de plusieurs pays notamment les pays en développement (exemple de Grand Lahou et de Port-Bouet : Côte d'Ivoire). Ce changement climatique ayant véritablement débuté à la fin du Pléistocène c'est-à-dire au début de la période post-glaciaire il y a environ 12 000 ans, imprime sa signature sur le couvert végétal des sols partout dans le monde. Plusieurs sources d'information sur la terre et dans le sous-sol permettent de prendre connaissance de ce changement climatique.

Exemples de méthodes de traçage du changement climatique

Sur le globe terrestre, notamment aux pôles (Nord et Sud), l'air piégé dans les dépôts successifs de glaces sans contact avec l'air extérieur, fournit des informations sur l'évolution du CO₂ atmosphérique. D'autres traceurs comme les pollens pris dans des dépôts chroniques de sédiments de certains lacs, apportent un complément d'informations sur le paléoclimat et son évolution. Tel est le cas en Afrique de l'Ouest où le changement climatique durant le Quaternaire a été enregistré : au Ghana par Talbot et Johannessen (1992) et Gasse (2000) et au Libéria par Jahns *et al.* (1998).

Dans le sous-sol, les eaux souterraines ne sont pas en reste du traçage du paléoclimat et de son évolution jusqu'à l'actuel. Elles constituent parfois l'une des sources d'information les plus importantes par leur capacité de mettre en évidence la présence du paléoclimat et de certains bouleversements environnementaux à travers des traceurs chimiques et/ou isotopiques (Dutton, 1995; Zongyu *et al.*, 2003). Dans certains aquifères du Mali et du Niger par exemple, la recharge des nappes souterraines remonte à 16 500 ans (Fontes *et al.*, 1993 *in* Gasse, 2000), i.e. vers la fin de la dernière période glaciaire.

Comment évolue le couvert végétal durant le 20^e siècle en Afrique occidentale et en Côte d'Ivoire ?

En zone forestière, la période de changement du climat informe sur le changement d'espèces végétales au sein des forêts avec une alternance de forêts humides et de forêts sèches ou savane (Frédoux, 1994; Jahns *et al.*, 1998; Dupont *et al.*, 2000; Lezine and Cazet, 2005). Avant 1950, la végétation équatoriale ouest africaine s'étendant du Sénégal au Togo était dominée de forêts humides (Chatelain *et al.*, 2004). Depuis 1950, celle-ci voit sa superficie diminuer très rapidement sous l'effet du changement du climat (Voortman, 1998) et de la déforestation (Ehrlich *et al.*, 1997; Poorter *et al.*, 2004). Conjointement à ce phénomène, l'augmentation graduelle de la température de l'air et la diminution locale des précipitations, accentuées durant le 20^e siècle occasionnèrent la sécheresse ouest africaine entre 1930 et 1989, étudiée par Paturel *et al.* (1996).

En Côte d'Ivoire, le passage du couvert végétal des forêts à la savane et/ou aux plantes agricoles, dû d'une part exclusivement à l'impact du changement climatique avant les années 1955/1958 et d'autre part, à l'effet conjugué du changement climatique et de la déforestation après 1955-1958 est d'une grande évidence. La Côte d'Ivoire est le pays qui possède le taux de déforestation le plus élevé parmi les pays tropicaux ouest africains depuis 1970 avec une perte annuelle de 6,5 % de surface forestière comparée à la moyenne globale de 0,5 %/an (Chatelain *et al.*, 2004). D'après les travaux de Brou Yao *et al.* (1998) et de Chatelain *et al.* (2004), la majorité du Sud de la Côte d'Ivoire est aujourd'hui couverte de cultures. Entre 1955 et 1993, la surface forestière est passée de 83 000 à 15 000 km² (Brou Yao *et al.*, 1998).

Historique sur l'hydrogéologie du Sud côtier ivoirien et intérêts de l'étude

L'histoire des investigations hydrogéologiques a véritablement débuté par les travaux du BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) qui a exécuté les premiers forages (Guérin-Villeaubreil, 1962). Ces travaux ont été suivis des investigations de Loroux en 1978 sur la caractérisation de la géométrie des aquifères du bassin sédimentaire et l'étude de la qualité des eaux souterraines du Continental Terminal (CT). Selon un rapport de la direction de l'eau-Abidjan (Seri, 1996), sur les 19 777 points d'eaux répondant aux besoins des populations rurales, 14 945 dont 3 551 puits et 11 394 forages équipés de pompes à motricité humaine ont été réalisés depuis le Programme National de l'Hydraulique Villageoise (PNHV). 8 245 nouveaux points d'eau sont à créer par l'Etat par rapport à l'agrandissement des villages. Ces points d'eau, quoi qu'insuffisants par rapport à la demande actuelle des

populations, ont permis depuis 1984 d'accroître les connaissances sur la nappe du socle et celle du CT (Jourda (1987), Soro (1987), Faillat et Blavoux (1989), Tapsoba (1995), Oga (1998) et Soro (2002)).

Le Sud côtier ivoirien souffre de la disparition de son couvert végétal mais bénéficie fort heureusement de grandes potentialités en eaux souterraines qui pourraient, à travers des traceurs géochimiques, témoigner des remous environnementaux locaux. Cette région, exposée à d'abondantes pluies en saisons pluvieuses alternant avec des saisons sèches, n'a jusqu'à l'actuel connu de baisse considérable de niveau d'eau dans les nappes, encore moins de tarissement. Ces nappes souterraines pérennes alimentent les populations vivant dans cette vaste zone côtière en eaux potables. L'étude de ces ressources en eaux souterraines face à l'évolution du climat et à la déforestation, permet d'enrichir les connaissances scientifiques en milieu tropical et/ou équatorial de transition.

Si les études antérieures ont mis en évidence les caractéristiques chimiques, physico-chimiques et hydrodynamiques des eaux souterraines suivies de la recharge des aquifères du SE ivoirien, aucune d'entre elles n'a montré l'impact du changement climatique et de la déforestation sur les ressources en eaux souterraines. Par ailleurs, très peu d'études géochimiques ont été faites sur l'aquifère de fractures du socle de la zone d'étude particulièrement sur l'hydrolyse des silicates qui est à l'origine de la minéralisation des eaux. L'intérêt scientifique de cette étude est de montrer, à travers les eaux des nappes côtières du Sud-est de la Côte d'Ivoire, l'existence du paléoclimat et de son évolution, à travers le temps de résidence des eaux en accord avec la signature du couvert végétal, sur la géochimie des eaux. Aussi, l'étude de la minéralisation des eaux du socle permettra de connaître dans la région, les minéraux qui sont impliqués dans l'hydrolyse des silicates et d'avoir des ordres de grandeur relatifs de la concentration molaire qu'un minéral pourrait libérer dans l'eau lors du processus d'interaction eau-roche en zone tropicale et/ou équatoriale de transition.

Objectifs de la thèse

Cette étude qui complète les travaux antérieurs du SE côtier de la Côte d'Ivoire, a pour objectifs principaux : (i) d'étudier la recharge de deux principaux aquifères côtiers en contact hydraulique et lithologiquement différents (l'aquifère du socle et l'aquifère du CT), de montrer l'impact de l'évolution du climat et du couvert végétal sur les eaux et (ii) d'étudier la minéralisation (origine des cations majeurs) des eaux souterraines. L'étude de l'origine de la minéralisation des eaux est focalisée uniquement sur l'aquifère du socle car nous ne disposons

d'aucune carotte des sédiments du CT qui nous permette de comparer les résultats. Trois objectifs spécifiques sont dégagés à cet effet :

- (1) l'étude du réseau de fractures du socle et de la distribution des orientations de ces fractures afin de confronter ces données aux informations hydrodynamiques des nappes en présence,
- (2) l'étude minéralogique des roches dans lesquelles les eaux souterraines ont été prélevées suivie de l'étude de l'hydrolyse de ces roches afin de comprendre les différences géochimiques observées entre les différentes nappes,
- (3) l'étude des caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des eaux souterraines pour contraindre un modèle de recharge et circulation des eaux dans les aquifères.

Pour y parvenir, nous utilisons comme méthodes : la géochimie, la minéralogie et la télédétection. Le travail s'organise comme suit :

- ❖ une première partie consacrée aux généralités d'abord sur la Côte d'Ivoire et ensuite sur la zone d'étude. Elle résume les principales notions sur la géologie et l'hydrogéologie, suivies de l'évolution de la végétation et du climat (température et précipitations) durant la deuxième moitié du 20^e siècle.
- ❖ une deuxième partie portant sur l'étude du socle. Elle comporte une étude de la fracturation du socle à l'aide de la télédétection et une étude minéralogique des roches aquifères de la zone d'étude. L'apport de la télédétection dans ce travail est de mettre en évidence les discontinuités lithologiques du socle qui pourraient éventuellement influencer les directions d'écoulement de la nappe du CT. En domaine de socle, les forages échantillonnés captent la nappe de fractures. L'étude de cette nappe passe nécessairement par la connaissance de la géométrie de l'aquifère de fractures.
- ❖ une troisième et dernière partie est consacrée à l'étude géochimique (hydrochimie et isotopie) des eaux souterraines. L'étude hydrochimique est basée sur les processus d'interactions eau-roche en domaine de socle (origine de la minéralisation des eaux). L'étude isotopique (^{18}O , ^2H , ^{13}C et ^{14}C) est basée sur la recharge des nappes souterraines. Elle confirme les tendances de la minéralisation des eaux souterraines du socle en fonction du type d'aquifère (libre ou captif) et en fonction des temps de résidence de ces eaux. Elle met en outre, en évidence une partie de l'histoire paléoclimatique liée à l'évolution du couvert végétal de la Côte d'Ivoire en

corroboration avec celle de l'Afrique de l'Ouest toute entière déjà démontrée par certains auteurs (Talbot et Johannessen, 1992 ; Jahns *et al.*, 1998 et Gasse, 2000).

Première partie : Cadre général

Chapitre I : Connaissances antérieures sur la Côte d'Ivoire

I.1 Situation géographique de la Côte d'Ivoire

La Côte d'Ivoire est un pays côtier du golfe de Guinée en Afrique de l'Ouest, encadré au Nord par le Mali et le Burkina Faso, à l'Ouest par la Guinée et le Libéria et à l'Est par le Ghana. Le pays a une superficie de 322 462 km² et une population estimée à 18 millions d'habitants (INS, 2003). La population de la ville d'Abidjan est donnée à 3 661 752 habitants avec une densité de 1727 habitants par km² (INS, 2003). Capitale économique de la Côte d'Ivoire, Abidjan est la ville la plus peuplée.

La région sud-est de la Côte d'Ivoire principalement étudiée dans ce travail, totalise une population d'environ 5 100 000 habitants (INS, 2003). Elle regroupe les départements d'Aboisso, d'Adiaké, d'Alépé, de Grand-Bassam, d'Abidjan, de Jacqueville, d'Agboville, de Tiassalé et de Dabou.

I.2 Aperçu géologique de la Côte d'Ivoire

La connaissance géologique de l'Afrique en général et celle de la Côte d'Ivoire en particulier doit son existence aux méthodes de datation absolue dont les premières mesures ont porté sur la galène et le zircon d'échantillons dispersés (Bessoles, 1977). Depuis 1960, d'autres méthodes plus systématiques employant les méthodes Rb/Sr et K/Ar ont permis d'établir une échelle stratigraphique et des corrélations entre les différentes unités géologiques du continent séparées par de grandes distances.

La Côte d'Ivoire appartient au craton ouest Africain (figure 1) précisément à la dorsale de Man. Cette dorsale est subdivisée en deux domaines par rapport à l'âge des formations. Elle comprend :

- le domaine archéen ou domaine Kénéma-Man (figure 2) encore appelé domaine occidental. Il est caractérisé par deux cycles orogéniques : le Léonien (3500 à 2900 M.A.) et le Libérien (2900 à 2500 M.A.),

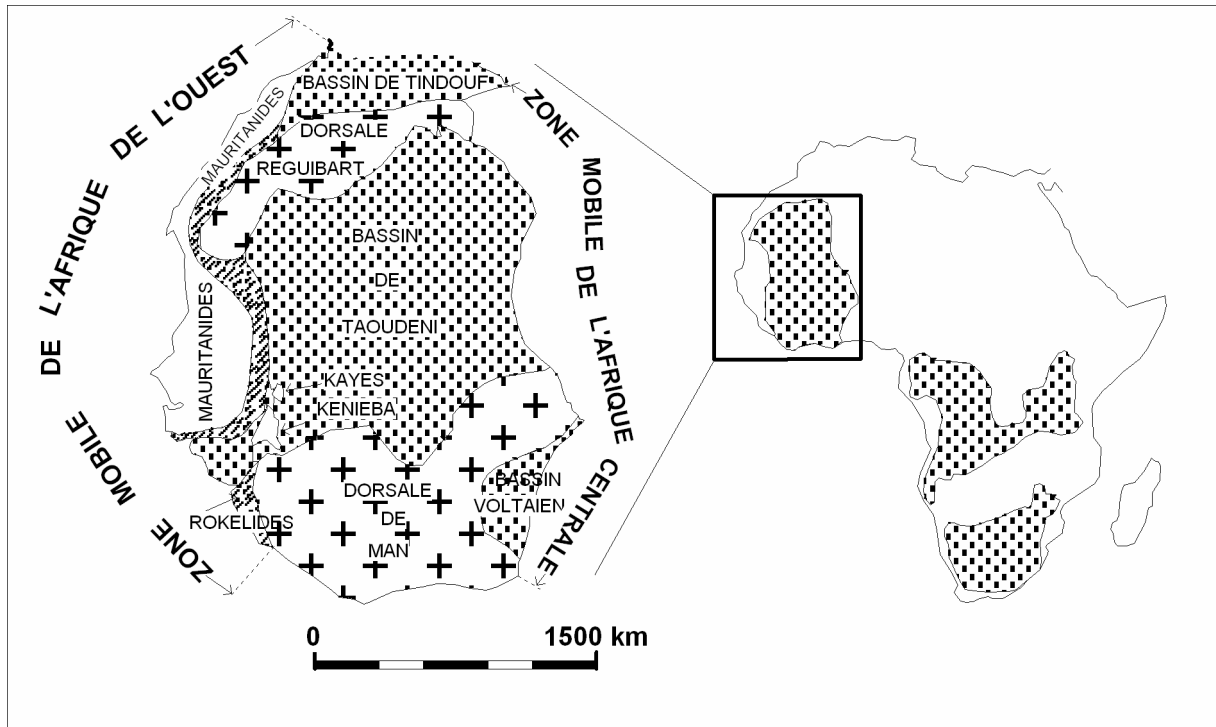


Figure 1. Craton Ouest Africain (modifiée d'après Bessoles, 1977)

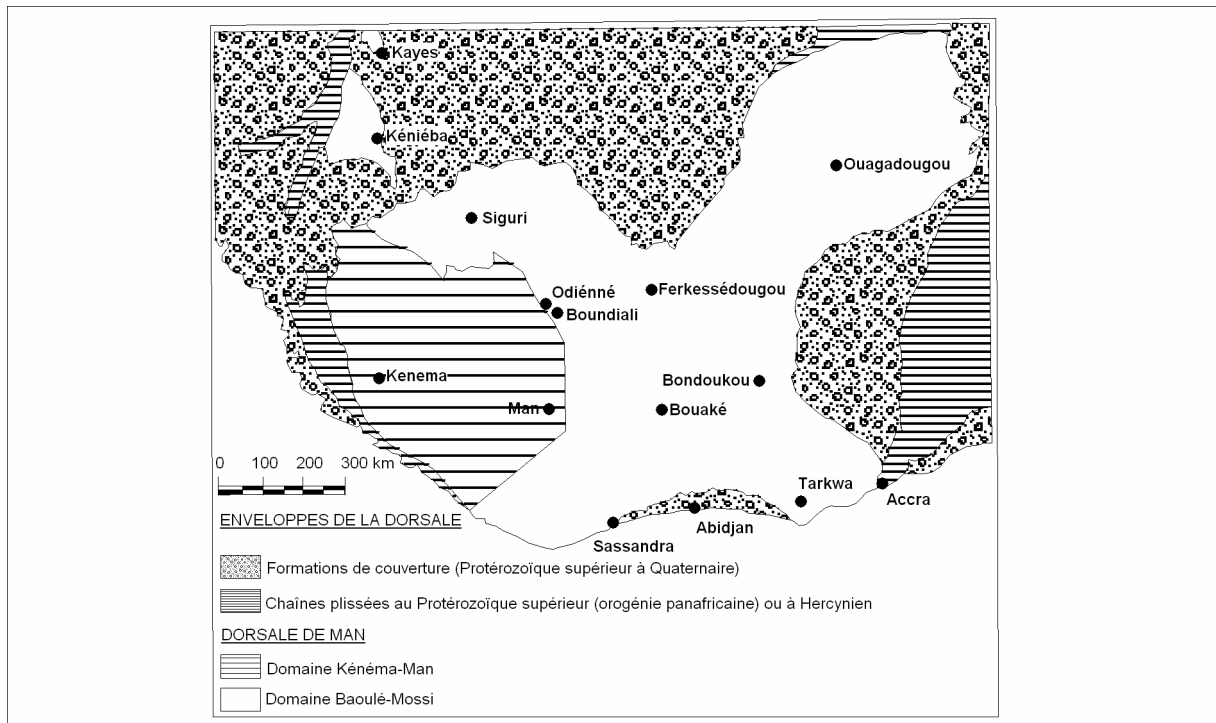


Figure 2. Dorsale de Man (modifiée d'après Bessoles, 1977)

- le domaine Protérozoïque ou domaine Baoulé-Mossi (figure 2) encore appelé domaine oriental. Dans ce deuxième ensemble, s'est manifesté le cycle orogénique éburnéen (2500 à 1600 M.A.). Ce dernier occupe la plus grande partie du territoire ivoirien et se sépare du premier par la faille de Sassandra. Les formations birrimiennes les plus abondantes, les plus complètes et les plus variées sont situées dans ce domaine (Bessoles, 1977). Bessoles (1977) schématise le birrimien comme un ensemble de roches d'origine volcanique, subvolcanique et sédimentaire, mises en place ou déposées au sein de nombreux sillons ou bassins intracratoniques et dans lesquels se trouvent des formations granitiques.

Ces formations anciennes de la dorsale de Man appelées "socle", occupent environ 97,5 % de la superficie du territoire ivoirien. Elles sont recouvertes de dépôts sédimentaires dont l'âge s'étend du Crétacé supérieur au Quaternaire (moins de 2,5 %) dans la partie sud en bordure du golfe de Guinée entre la frontière est de la Côte d'Ivoire avec le Ghana et Fresco.

I.3 Végétation du Sud de la Côte d'Ivoire

Le couvert végétal, très hétérogène, passe au début du 20^e siècle, des forêts denses humides sempervirentes en accord avec une pluviométrie moyenne annuelle excédant 1700 mm (Leneuf, 1959 ; Guillaumet *et al.*, 1971) à une végétation actuelle de type savane, caractéristique des régions où la pluviométrie annuelle est inférieure à 1300 mm. Le Sud de la Côte d'Ivoire étudié dans ce travail appartient au climat équatorial de transition. Il connaissait autrefois des conditions pluviométriques et édaphiques favorables à des forêts denses de type *Uapaca* distinguées sous le nom de "rain forest" (Leneuf, 1959 ; Poorter *et al.*, 2004). Ce sont des forêts ombrophiles et hygrophiles typiques des régions équatoriales les plus humides et qui, selon Leneuf (1959), sont subdivisées en forêt à *Mapania* ou pélohygrophiles et en forêt à *Turraeanthus* ou *psammohygrophiles* ; le premier groupe poussant sur des sols sablo-argileux ou argileux et le second sur un substratum sableux. Dans la zone d'étude, la forêt à *Mapania* occupait la région de Yapo, d'Azaguie et celle d'Aboisso tandis que la forêt de *Turraeanthus* recouvrait la région sublittorale de la Côte d'Ivoire de Cosrou à la frontière est avec le Ghana (Leneuf, 1959). On consultera les conclusions de Guillaumet *et al.*, (1971) qui enrichissent avec plus de précision, le vocabulaire de la biodiversité de la région. Dans la nomenclature des types de forêt sempervirente, ces auteurs soulignent l'existence de certaines espèces végétales que sont : *Eremospatha macrocarpa*, *Diospyros mannii*, *Turraeanthus africanus*, *Tarrietia utilis*, *Uapaca esculenta*, *Uapaca guineensis*, *Heisteria parvifolia*, *Chrysophyllum*

perpulchrum et *Chidlowia sanguinea*. A celle-ci s'ajoutent les groupes (1) du genre *Mapania* : *Mapania baldwini*, *Mapania coriandrum*, *Mapania linderi* et *Mapania superba* ; (2) du genre *Diospiros* : *Diospiros gabunensis*, *Diospiros chevalieri* et *Diospiros kamerunensis*. Le tableau 1 résume le déterminisme écologique des types de forêts humides sempervirentes selon Guillaumet *et al.* (1971).

Dans le Sud de la Côte d'Ivoire, la superficie totale des zones forestières non soumises à l'agriculture (non perturbées) a régressé, passant de 83 000 km² à 15 000 km² entre 1955 et 1993 (Brou Yao *et al.*, 1998). La forêt la plus importante parmi les forêts de la fin du 20^e siècle est la forêt de Taï localisée au Sud-Ouest du pays (Chatelain *et al.*, 2004). La savane gagne du terrain du Nord au Sud (figure 3) et "rivalise" avec l'agriculture qui est principalement dominée par les plantations de matières premières (le café, le cacao, le palmier à huile et l'hévéa). Certaines cultures comme la canne à sucre (en bordure des rivières), le maïs, l'arachide et d'autres légumes sont fréquemment pratiquées et jouxtent les grandes plantations de matières premières.

Tableau 1. Déterminisme écologique des types de forêt dense humide sempervirente d'après Guillaumet *et al.* (1971)

Type de forêt	Capacité de rétention en eau du sol	Pluviométrie annuelle (mm)	Nombre de mois consécutifs déficitaires en eau
<i>Eremospatha macrocarpa</i> et <i>Diospyros mannii</i>	Moyenne: Sols issus de roches indifférenciées	> 1 700	2-3 à 4
	Forte: Sols issus de schistes ou de roches basiques	1 700 > < 1 500	3 à 5
<i>Diospyros</i> spp. et <i>Mapania</i> spp.	Forte: Sols issus de schistes	> 1 700	2 à 4
	Sols issus de migmatites et granites	> 2 000	2 à 3
<i>Tarrietia utilis</i> et <i>Chrysophyllum perpulchrum</i>	Forte: Sols issus de granites à hypersthène	> 1 700	4 à 5
<i>Uapaca esculenta</i> , <i>U. guineensis</i> et <i>Chidlowia sanguinea</i>	Moyenne: Sols indifférenciés	> 1 700	4 à 5
<i>Turraeanthus africanus</i> et <i>Heisteria parvifolia</i>	Faible: Sable du Continental Terminal	> 1 800	2-3 à 4

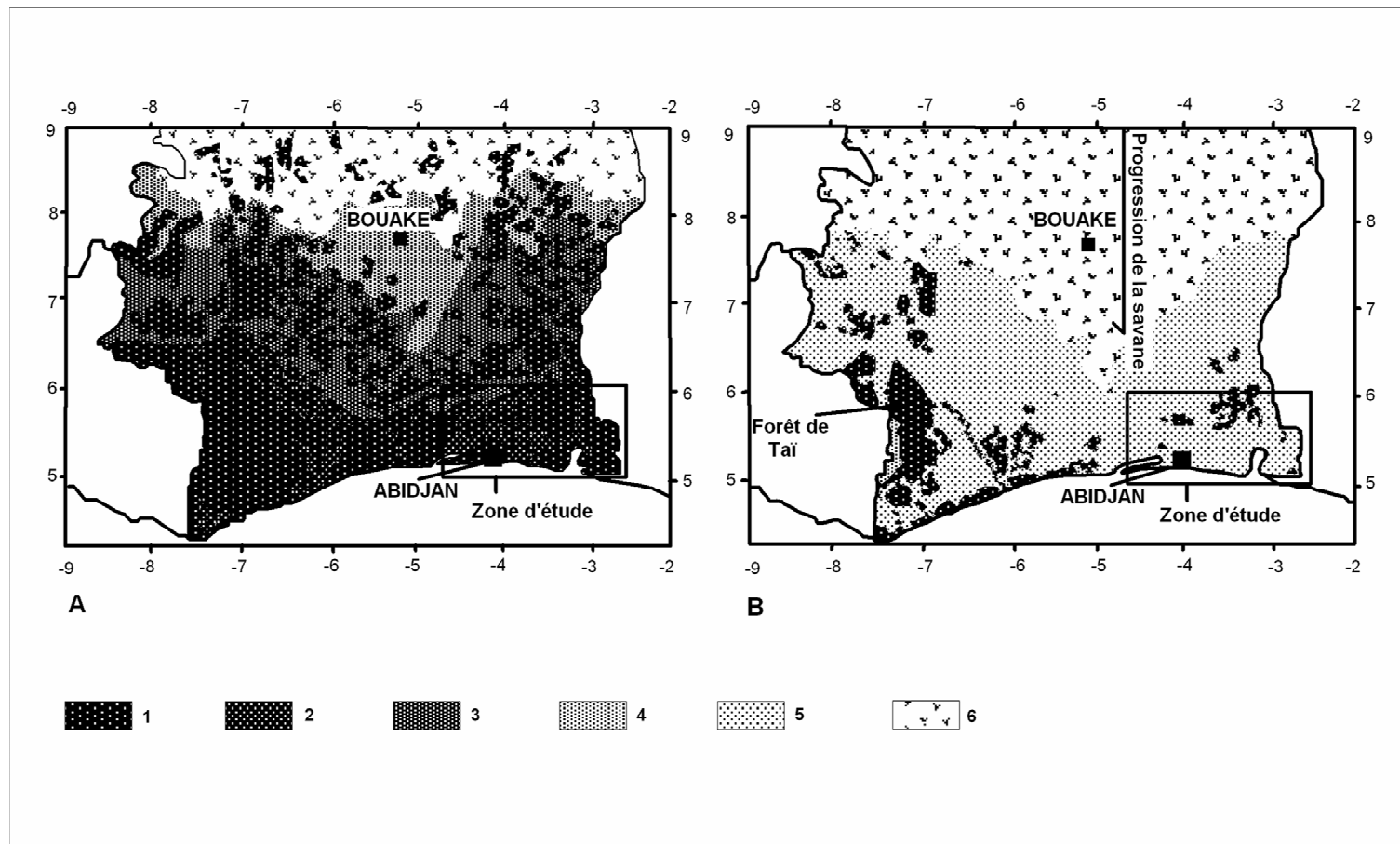


Figure 3. Evolution de la couverture forestière en Côte d'Ivoire de 1955 à 1993 (figure modifiée de Chatelain *et al.*, 2004). Le A et le B représentent respectivement la couverture végétale dans la zone forestière en 1955-1958 et en 1993. Le figuré (1) représente les forêts Ombrophile/Mésophile ; les figurés (2) et (3) sont respectivement les zones ombrophile et mésophile ; le figuré (4) représente la mosaïque forêt-savane ; le figuré (5) représente la zone agricole et le figuré (6) la savane

Chapitre II : Milieu naturel et connaissances antérieures sur la zone d'étude

II.1 Situation de la zone d'étude

La zone d'étude se situe entre les latitudes 5°00' et 6°00' N et les longitudes 2°40' et 4°40' O limitée dans sa partie sud par l'océan atlantique (figure 4). D'un point de vue géologique, elle comprend le socle précambrien et sa couverture sédimentaire d'âge Crétacé supérieur-Quaternaire. Nous avons attribué à cette zone d'étude l'expression " zone de contact socle-bassin sédimentaire " par rapport à la limite cartographique observable, dérivant de la discordance majeure entre le socle ancien et sa couverture récente.

II.2 Aperçu géologique du socle et du bassin sédimentaire

La géologie de la zone d'étude se résume en deux types de formations lithologiquement différentes. Le socle paléoprotérozoïque affleurant au Nord sur lequel se sont déposées les formations sédimentaires.

II.2.1 Socle paléoprotérozoïque

Les formations précambriennes de la zone d'étude sont constituées de roches cristallines, granito-gneissiques à l'Est et à l'Ouest, essentiellement représentées par les schistes fortement plissés et métamorphisés du birrimien (Le Bourdieu, 1958). Cette partie du socle précambrien correspond au rebord méridional de la vaste plate-forme de l'Afrique occidentale qui disparaît sous un recouvrement de sables tertiaires et de dépôts quaternaires, soit directement (cas général), soit par l'intermédiaire de quelques mètres de Crétacé supérieur (Maestrichtien marin). Aux grands ensembles géologiques que forme le socle dans cette partie du territoire, il faut ajouter sa fine couche de couverture, produit de son altération. D'après Tastet (1979), la majeure partie du socle cristallin est recouverte d'altérites essentiellement d'altération kaolinique surmontée de cuirasses ferrugineuses dont l'aspect diffère selon la position topographique qu'elles occupent.

D'Est à l'Ouest, nous rencontrons d'après la carte géologique au 1/200000 (édition 1992 établie par la direction de la géologie-Côte d'Ivoire), les séries volcano-sédimentaires constituées en grande partie de schistes tuffacés à passée graphiteuse, ampélite au sein

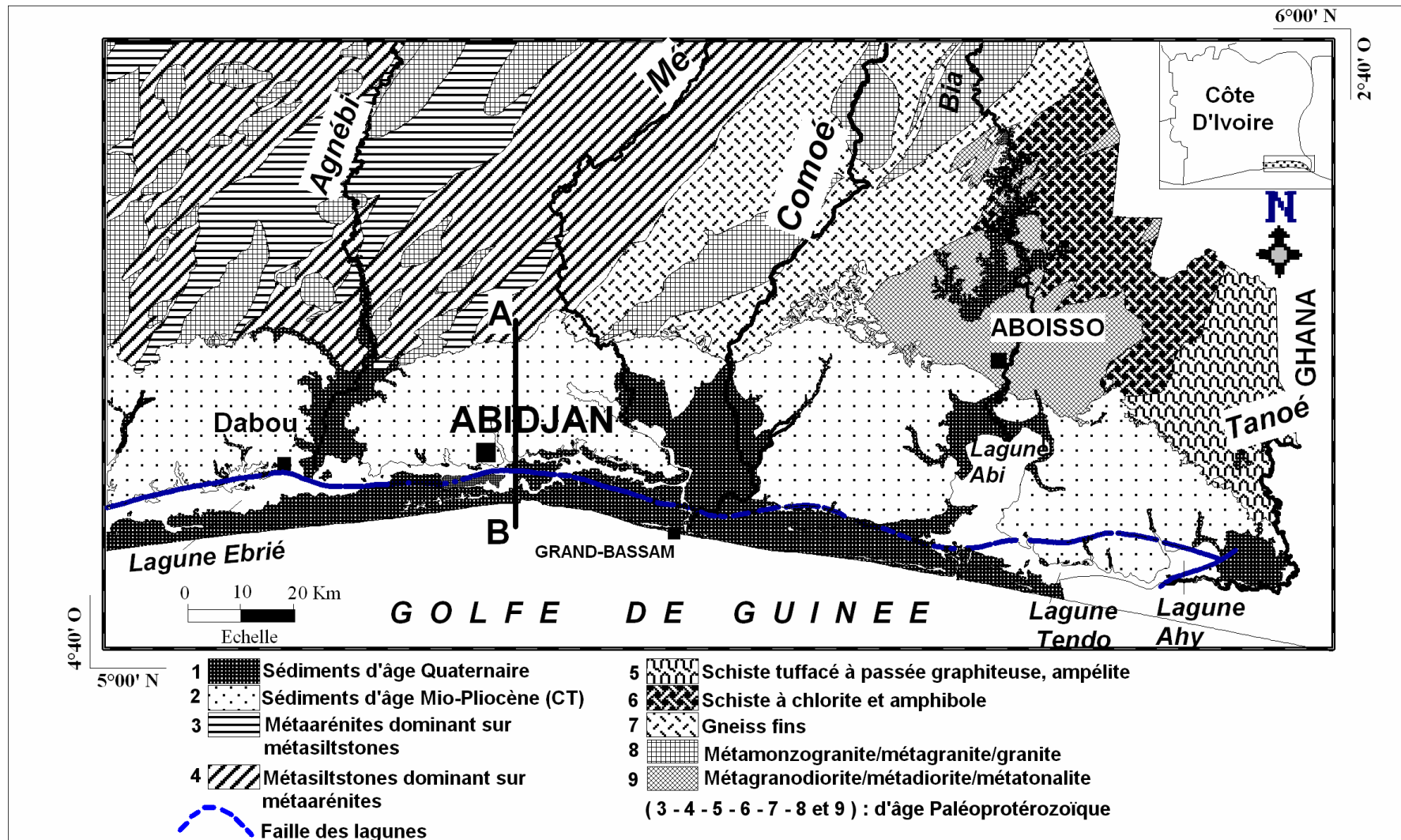


Figure 4. Situation de la zone d'étude

desquels se trouvent des métagabbros et métadolérites allongés au centre et des schistes quartzeux au Nord, des schistes à chlorite et à amphibole renfermant des métarhyolites, des métadacites et des amphibolopyroxénites. A côté des séries volcano-sédimentaires, nous avons les granitoïdes constitués de métadiorites, métatonalites, d'un faciès porphyroïde à l'intérieur des métagranodiorites à biotite et/ou hornblende. A ces formations s'ajoutent en petit nombre et de façon disséminée, des métamonzogranites, des métagranites et des diorites. Le reste de la lithologie vers l'Ouest est composé des séries grésopélitiques renfermant des intrusions de granitoïdes. Les séries grésopélitiques comprennent les métaarénites, les métasiltstones, les gneiss fins à biotite et amphibole au sein desquels se trouve parfois un faciès siliceux.

II.2.1.1 Morphologie du socle sous couverture sédimentaire

D'après les données de sondage de certains travaux effectués en Afrique occidentale et en Côte d'Ivoire, le socle présenterait, sous le placage des formations sédimentaires, une surface irrégulière et des inclinaisons variées (Le Bourdieu, 1958). Au Nord des lagunes, l'épaisseur croissante des dépôts sédimentaires du Nord au Sud du bassin, précisément dans la zone dans la zone d'Abidjan et celle du Sud-Ouest, indique un pendage fort du socle contrairement au pendage subhorizontal de la partie est du socle observé au Nord de la lagune Ehy (Rougerie (1950) cité par Le Bourdieu, 1958). En effet, il est défini selon Tastet (1979) une "zone à socle peu profond" et une "zone à socle profond" séparées par une bande étroite de terrain où les informations géophysiques étaient soit manquantes soit ininterprétables entre Abidjan et la lagune Abi (par exemple).

II.2.1.2 Tectonique du socle et restructuration de sa couverture

Les documents sur la géologie et la tectonique du socle publiés jusqu'à ce jour font état du rôle prépondérant qu'a joué le grand accident des lagunes. Celui-ci s'est manifesté par une faille normale d'un rejet de plusieurs milliers de mètres (environ 5000 m) et qui, plus ou moins parallèlement à la côte, traverse tout le bassin sédimentaire d'Est à l'Ouest. Il divise le bassin sédimentaire en deux compartiments d'épaisseurs inégales : la partie nord a une épaisseur maximale de 200 m (Yacé, 2002) ou de 170 m à Locodjro (Tastet, 1979) ou encore de 180 m à Bingerville (Le Bourdieu, 1958), la partie sud avec une épaisseur atteignant 7000 m (Yacé, 2002). Cet accident appelé "faille des lagunes" pourrait selon Tastet (1979), prolonger la fracture océanique de Saint-Paul d'orientation E-NE jusqu'à la traversée de la

ride médio-atlantique. En domaine offshore, la tectonique du bassin anté-tertiaire se termine par la fracture de la "Romanche" en partie subparallèle au grand accident des lagunes (Arens *et al.*, (1970) cités par Tastet, 1979).

II.2.2 Bassin sédimentaire côtier

Les études antérieures du bassin sédimentaire ivoirien, montrent son appartenance à la série des bassins sédimentaires côtiers de l'Afrique occidentale s'étendant de Dakar (Sénégal) à Lagos (Nigéria) en passant par Abidjan, Accra (Ghana), Lomé (Togo), Cotonou (Bénin). Cette série se prolonge jusqu'à Libreville (Gabon). Celui de la Côte d'Ivoire présente une "forme de croissant" et est centré sur Jacqueville à 50 km au Sud-Ouest d'Abidjan (figure 4). Il est long de 350 km à 400 km sur 40 à 50 km maximum de large selon les auteurs. S'étendant de Fresco à la frontière du Ghana (jusqu'à Axim) et couvrant une superficie de moins de 3% du territoire ivoirien, ce bassin sédimentaire correspond à un étroit vestige de la couverture de la plate forme africaine (Yacé, 2002). De façon générale, ce bassin côtier permet de distinguer du Nord au Sud cinq zones en bandes parallèles Est-Ouest : la bordure méridionale du socle, la bordure nord du bassin, la zone des lagunes, le cordon littoral et la partie sud du bassin (plateau Continental et le talus).

II.2.2.1 Morphologie du bassin sédimentaire côtier

Du point de vue morphologique, cinq grands ensembles se dessinent sur le bassin (Assemien *et al.*, (1970) cités par Loroux, 1978):

- les hauts plateaux ou plateau du Continental Terminal regroupant deux familles d'altitudes différentes. La première est comprise entre 100 et 120 m à surface plane ; la deuxième comprise entre 40 et 50 m d'altitude en frange autour de la première,
- les bas plateaux ou plateaux quaternaires ayant une altitude qui varie entre 8 et 12 m et rangés en bandes massives séparées par des zones basses marécageuses, des bras lagunaires ou des lacs orientés suivant des directions Nord-Sud ou Est-Ouest,
- les cordons sableux quaternaires situés au sud des bas plateaux et disposés en bandes parallèles orientées Est-Ouest atteignant souvent 2 à 6 m d'altitude et rarement 8-9 m et 11 m,
- les dépôts fluvio-lagunaires qui sont les importantes zones deltaïques du Bandama. Leur altitude n'excède jamais 2,50 m,
- et les lagunes côtières qui sont les anciennes vallées entaillées dans les bas plateaux.

II.2.2.2 Stratigraphie du bassin sédimentaire

La stratigraphie du bassin sédimentaire présentée dans ce travail est le résumé des investigations successives des premiers auteurs tels que F. de Langle (1873), Mornet (1907), Joseph (1917) jusqu'à l'époque de Lecolle (1972), tous cités par Tastet (1979). Les travaux portant sur ce bassin sédimentaire côtier ivoirien ont commencé avant la première guerre mondiale par de simples rapports et récits de voyage et les résultats se sont peaufinés avec le temps. Après la suspension des travaux due à la seconde guerre mondiale, la période dite moderne a commencé par d'autres travaux qui se sont par la suite multipliés pour donner les conclusions sur la stratigraphie que nous connaissons aujourd'hui. Nous vous présentons brièvement la stratigraphie du bassin sédimentaire. D'après les travaux de Loroux (1978), Tastet (1979) et de Yacé (2002), cette stratigraphie comprend la succession d'une série de transgression et de régression :

- **Le Crétacé** représenté par les étages : Albien, Cénomanién, Turonien et le Senonien.
 - **Aptien et Albien** (Albo-Aptien, transgressif) comprenant de bas en haut des conglomérats fluviaux qui forment la série continentale de base et des conglomérats marins à Foraminifères et Amonites,
 - **Cénomanién (régressif) et Turonien**, constitué de bas en haut des argiles, du grès et de la dolomie,
 - **Sénonien**, constitué de bas en haut de formations parfois calcaires, sableuses et argileuses à lignite, argileuses et calcaires à pyrite et détritiques à bitume ; la sédimentation est transgressive puis régressive,
- **Le Paléogène** représenté par le Paléocène, l'Eocène et l'Oligocène.
 - **Paléocène** constitué de calcaires coquilliers puis argiles noires sulfureuses, argiles vertes et argiles diverses à Nautilus et Foraminifères,
 - **Eocène** peu connu, sa partie inférieure est constituée d'argiles, de sables et de calcaire. L'Eocène moyen et supérieur sont glauconieux et calcaires,
 - **Oligocène** est constitué d'argiles à extension restreinte.
- **Le Néogène** représenté par le Miocène, le Pliocène et le Continental Terminal.
 - **Miocène** constitué d'argiles-sables à lignites-calcaires,
 - **Pliocène** (non décrit). Par contre un passage progressif du Miocène au Pliocène a été décelé d'où l'emploi du nom Mio-Pliocène par les prédécesseurs.
 - **Continental Terminal** : c'est une expression qui désigne l'ensemble de formations continentales rubéfiées allant du Miocène au Pliocène. La couleur rouge de ces

formations est due aux oxydes de fer provenant de l'altération. Il est constitué de sables grossiers parfois bitumineux, de graviers, d'argiles, de grès ferrugineux et de minerais de fer.

- **Le Quaternaire.** Il a été décrit grâce à des âges obtenus sur des tourbes et des coquilles. Il est constitué de sables littoraux, de vases lagunaires de tourbes, d'alluvions et de multiples amas coquilliers (sables coquilliers).

Tastet (1979) souligne que toute la richesse stratigraphique appartient à la partie subsidente du bassin qui connaît une histoire géologique qui débute vraisemblablement au Crétacé et peut être au Jurassique supérieur par le dépôt d'une épaisse formation de sables, grès, conglomérats et argiles versicolores d'origine continentale.

II.3 Aspect hydrogéologique

Il sera question dans cette partie, de présenter les différents types d'aquifère de la zone d'étude :

- les aquifères continus du bassin sédimentaire,
- et les aquifères discontinus (aquifère du socle).

II.3.1 Aquifères discontinus

Les aquifères discontinus se rencontrent dans le socle cristallin :

- *les aquifères des altérites*

Ils sont les mieux connus car ils servent d'alimentation en eau potable à travers les puits villageois. Les altérites constituent les produits d'altération de la roche mère et forment un épais manteau d'altération kaolinique (Tastet, 1979) recouvrant la majeure partie du socle sain de la zone d'étude. Les niveaux les plus productifs sont ceux qui sont situés le plus près de la roche saine. Leur importance et leur capacité de production dépendent de la nature lithologique sous-jacente. Les nappes altéritiques sur les granitoïdes sont moins développées que celles dérivant des formations schisteuses (Boukari *et al.*, 1984). Les réserves d'eau souterraines sont emmagasinées dans la partie supérieure altérée, mais sont drainées par les fissures et les fractures sous-jacentes, ouvertes parfois sur de grandes profondeurs (Boukari *et al.*, 1984). En saison sèche, les puits superficiels au niveau de ces nappes tarissent par baisse du niveau piézométrique et seuls les puits récents et profonds demeurent productifs du fait de l'effet conjugué du drainage permanent sous-jacent et de l'exploitation humaine.

- *les aquifères des séries volcano-sédimentaires*

Ces aquifères sont développés dans les confins ivoiro-ghanéens et guinéo-maliens. Ils se caractérisent par une frange d'altération généralement très épaisse et argileuse et une forte hétérogénéité lithologique, liée à l'alternance des schistes avec des grès, des arkoses, des conglomérats, des grauwackes ou des tuffites ainsi qu'à l'existence de petits filonnets quartzeux (Boukari *et al.*, 1984).

- *les aquifères de fissures et/ou de fractures*

Ce sont des aquifères que l'on rencontre dans les fractures et fissures des roches. Tous les forages échantillonnés en zone de socle dans le cadre de cette étude, captent les aquifères de fractures. Les forages traversent la couche d'altérites et pénètrent dans la roche saine émaillée de fractures.

Le profil d'altération sur granitoïdes diffère de celui des schistes. Deux coupes géologiques réalisées dans la région de Kodokodji (N°5) et de Agnimambo (N°4) (sous préfecture de Dabou) par l'hydraulique villageoise d'Abidjan donnent des précisions sur la profondeur des formations géologiques rencontrées (du CT au socle). Les couches d'altération traversées par le forage ne sont cependant pas détaillées sur les fiches techniques. Nous proposons à la figure 5, trois logs hydrogéologiques représentatifs des trois aquifères fracturés rencontrés dans cette étude : un log depuis les formations du CT au socle dans les localités de Kodokodji et d'Agnimambo, un log des altérites sur des granitoïdes (exemple de Danguira, N°21) et un log des altérites sur des schistes (exemple de Tomasset, N°15). Les couches d'altérites de ces logs font l'objet de synthèse des profils d'altération sur des roches cristallines en Côte d'Ivoire, proposés par les travaux du BRGM (Guérin-Villeaubreil, 1962) de Tastet (1979) et de Biémi (1992). Le log (1) de la figure 5 représente le profil d'altération globalement constitué, du haut vers le bas, de couches d'argile sableuse latéritique, de grès ferrugineux, de sable, d'argile violette, sable blanc grossier ou moyen. Le log (2) traverse du haut vers le bas, les couches de grès latéritiques, d'argile sableuse latéritique, d'argile sableuse, de filons de quartz en alternance avec l'argile sableuse et le sable feldspathique, d'arènes granitiques, le tout reposant sur du granite peu altéré fissuré, sur du granite très peu altéré et enfin sur du granite sain fissuré ou non. Quant au log (3), il traverse du haut vers le bas, les couches de sable argileux, de grès ferrugineux, de sable blanc, de sable argileux, de sable feldspathique grossier, d'argile versicolore, de sable blanc hétérogène, d'argile de lit de vin, de sable grossier blanc, d'argile noire au contact du schiste.

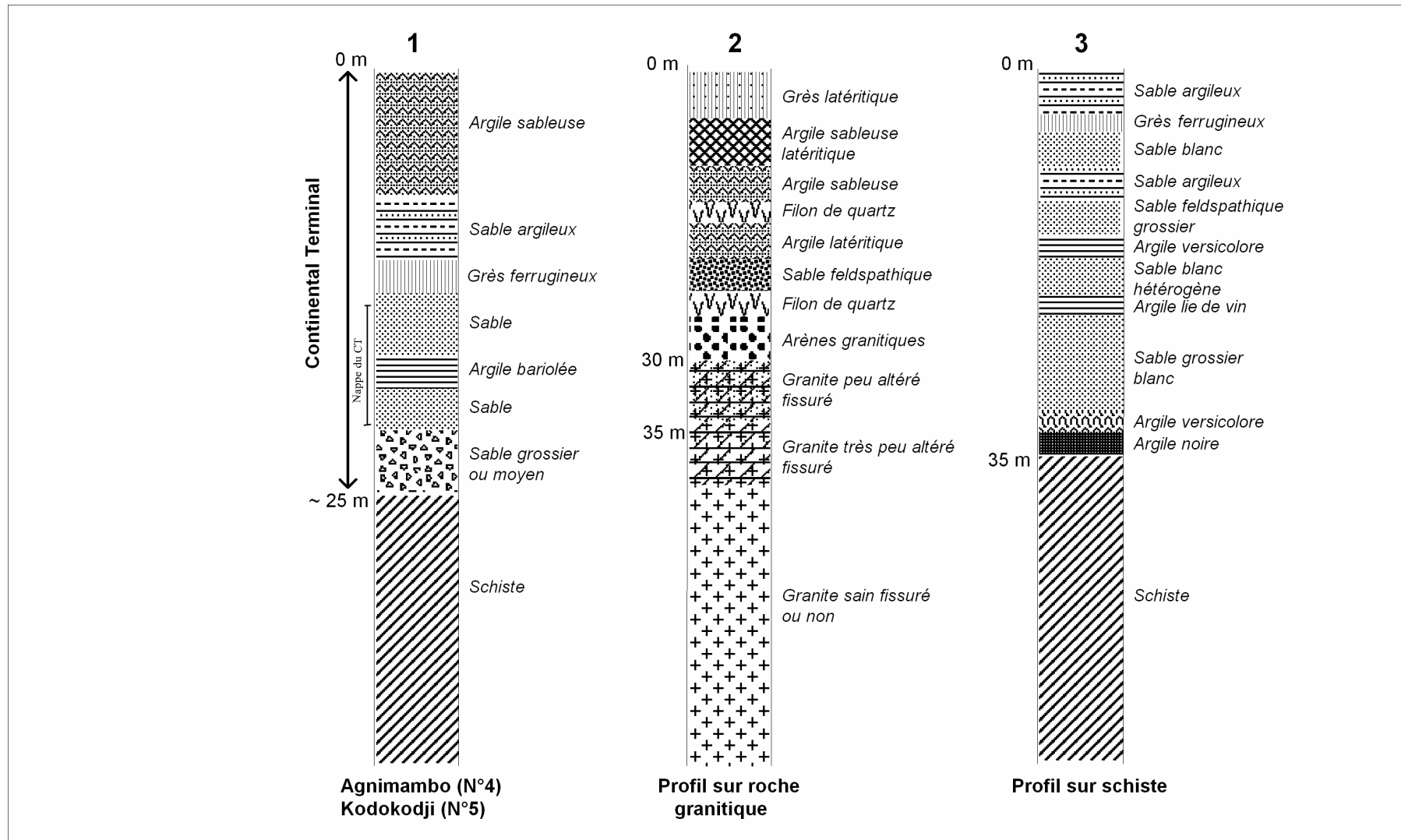


Figure 5. Logs hydrogéologiques représentatifs d'un forage atteignant le socle sous CT et de forages atteignant les granitoïdes sains et les schistes sous altérites

Les produits d'altération issus de la roche mère diffèrent d'une localité à une autre mais présentent généralement les séquences de strates proposées à travers ces logs.

II.3.2 Aquifères continus

Ce sont des aquifères qui se localisent dans les formations sédimentaires du bassin sédimentaire côtier. Ils sont appelés aquifères poreux ou continus par leur caractère continu tout au long des couches sédimentaires hôtes.

Dans le bassin sédimentaire, nous rencontrons trois types d'aquifères continus formant les nappes d'eaux selon l'âge des dépôts :

- la nappe du Quaternaire ;
- la nappe du Tertiaire (Mio-Pliocène ou Continental Terminal) et
- la nappe profonde du Crétacé supérieur (le Maestrichtien).

Au niveau du bassin sédimentaire, notre étude portera principalement sur la nappe du Continental Terminal (CT).

Le CT couvre toute la superficie du bassin sédimentaire côtier sous forme de hauts plateaux à l'exception du littoral Quaternaire (Loroux ,1978).

Selon les conclusions de Loroux (1978), de Tastet (1979) et de Yacé (2002), le CT s'organise comme suit :

- 4 – sables argileux ou argiles sableuses ocres et homogènes (0 à 70 m d'épaisseur),
- 3 – sables souvent grossiers à intercalations argileuses bariolées (0 à 90 m d'épaisseur),
- 2 – sables argileux et argiles noires fétides parfois gréseuses (0 à 10 m d'épaisseur),
- 1 – sables argileux plus ou moins grossiers à intercalations argileuses bariolées (0 à 20 m d'épaisseur),
- 0 – substrat constitué soit du socle précambrien altéré, soit de Maestrichtien ou de Paléocène remanié et altéré en surface.

Les différentes couches du bassin sédimentaire ne sont pas homogènes sur leur étendue. Les travaux du BRGM (Guérin-Villeaubreil, 1962) proposent des logs établis durant les forages de reconnaissance et des sondages. Suivant le profil AB de la figure 4, on observe une variation latérale de faciès (figure 6). Cette coupe Nord-Sud montre que l'épaisseur de la couche d'argile sableuse (couche 1) est variable et diminue globalement du Nord au Sud. Certaines lacunes de sédiments sont observables du Nord au Sud. Elles peuvent s'expliquer soit par le phénomène d'érosion soit par une transformation localisée de sédiments par

altération. Plusieurs couches fines d'argiles s'intercalent entre les couches de sables qui se situent en grande majorité au dessous des argiles sableuses.

Cette particularité des couches sableuses qui constituent la majeure partie de l'aquifère du CT, permet de comprendre le caractère captif par endroit de la nappe du CT, dont soulignent la plupart des travaux réalisés sur le bassin sédimentaire côtier (Guérin-Villeaubreil, 1962 ; Loroux ,1978).

Prenant en compte la cote du socle, nous arrivons à illustrer l'allure N-S de la surface irrégulière du substratum et voir ainsi l'augmentation de l'épaisseur du bassin sédimentaire en direction de la mer (figure 7). La cote du sol à chaque point de forage et le niveau statique de l'eau mesuré pendant la foration donnent une idée du niveau piézométrique (figure 7) de la nappe du CT. D'après cette figure, le niveau piézométrique de la nappe du CT se situerait sous le niveau zéro de la mer d'Adjamé Sud à la côte, ce qui est parfaitement en accord avec l'abandon des forages de cette partie côtière qui captent des eaux salées, impropres à la consommation humaine.

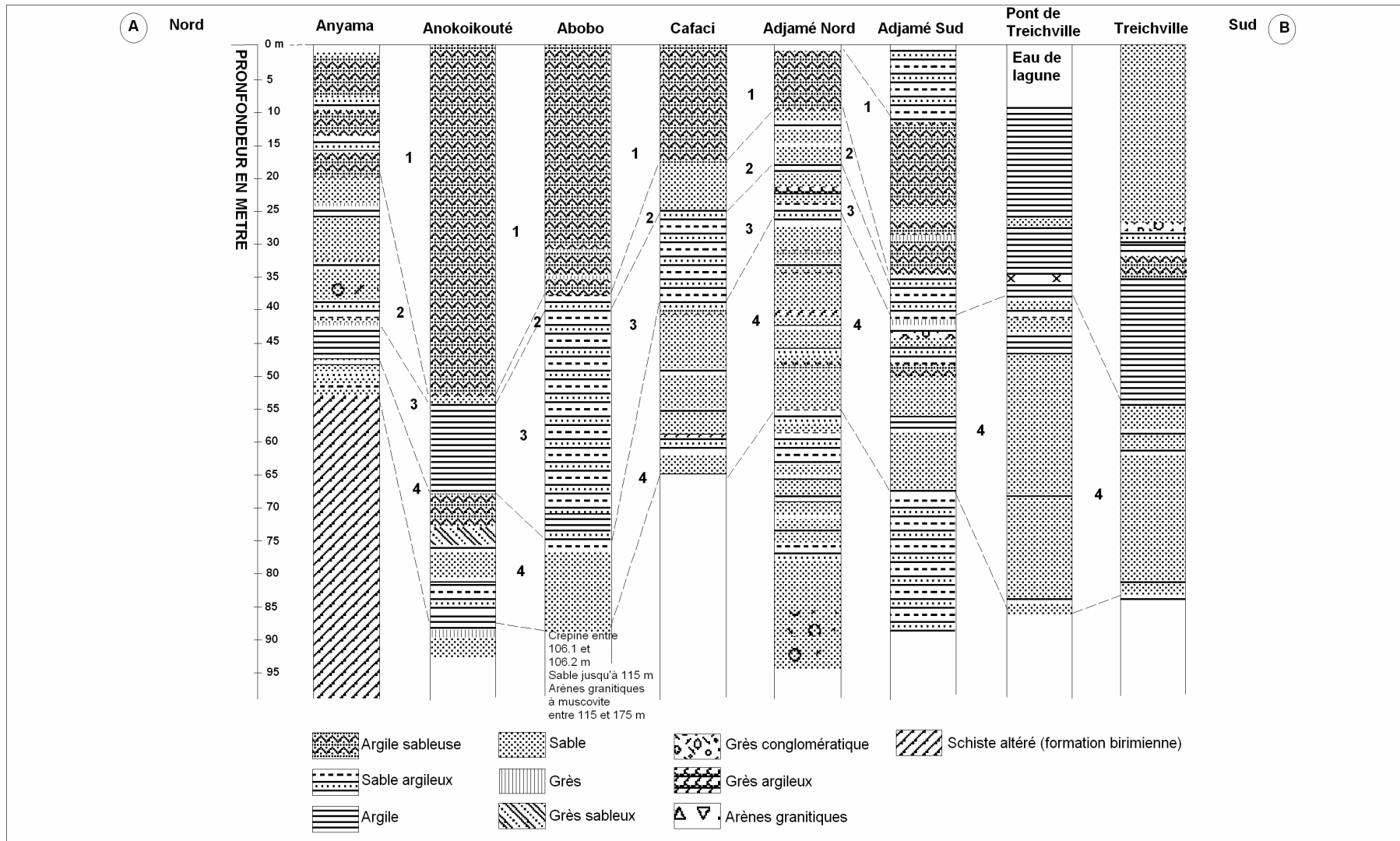


Figure 6. Corrélation stratigraphique entre différents logs du bassin sédimentaire suivant le profil AB (Nord-Sud) de la figure 4

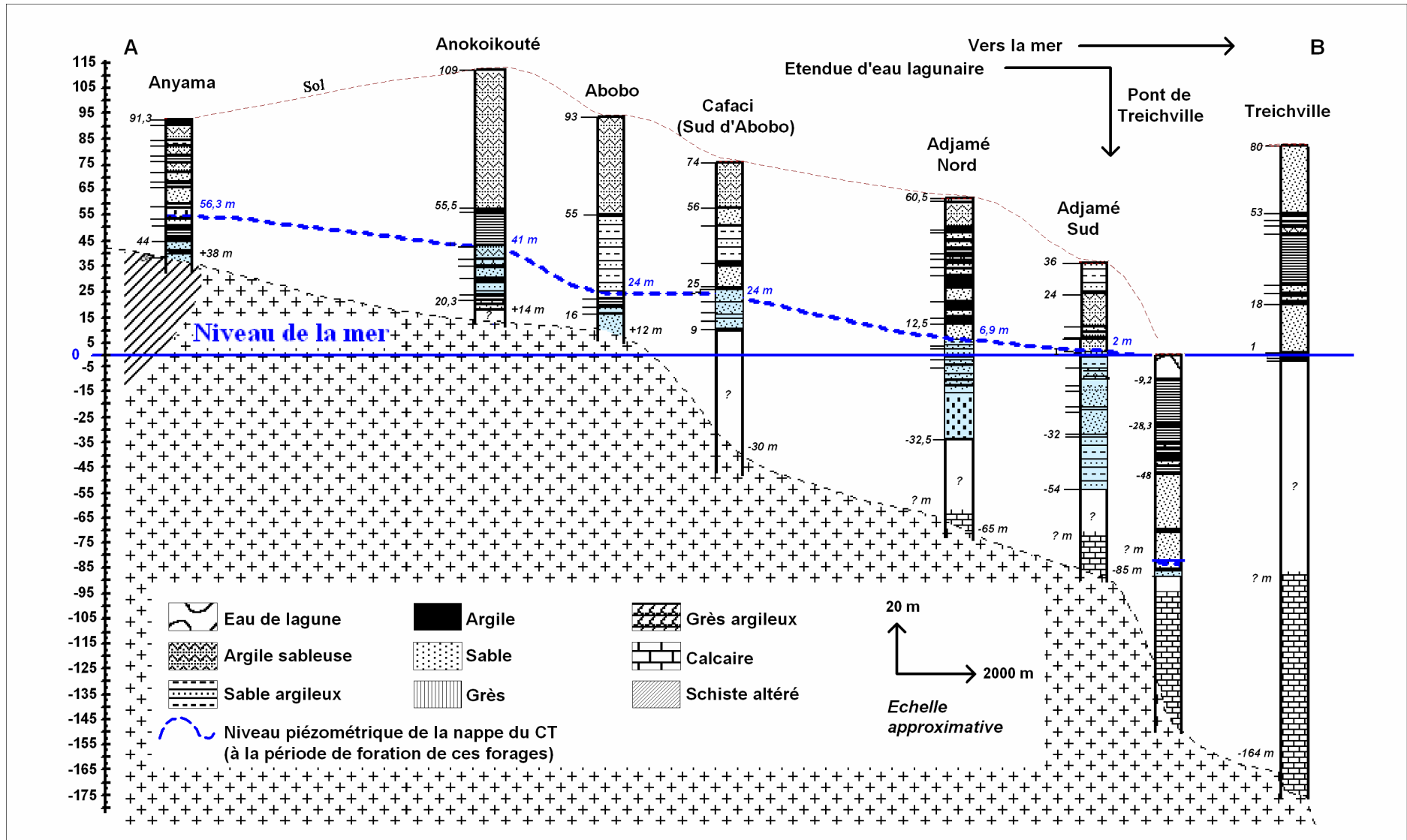


Figure 7. Variation de l'épaisseur du bassin sédimentaire du Sud côtier ivoirien

II.3.3 Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères

Plusieurs approches du milieu fracturé existent dans l'interprétation des tests de pompage : le milieu poreux équivalent, le modèle à double porosité ou modèle mixte et le milieu discontinu ou modèle discret (Lasm, 2000). Par rapport aux données disponibles, c'est la première approche (milieu poreux équivalent) qui sera utilisée pour estimer la transmissivité (T). C'est la méthode utilisée par de nombreux auteurs pour évaluer T dans les aquifères de fractures en Afrique occidentale, en raison de leur fracturation intense.

Cette partie concerne uniquement l'aquifère de fractures du socle. Les données de pompages d'essai réalisés par le service de l'hydraulique villageoise de la Direction de l'eau d'Abidjan entre 1980 et 2000 ont été utilisées ici. Pour déterminer une valeur de la transmissivité beaucoup plus fiable, nous utilisons les données de la phase de la remontée du pompage d'essai (Lasm, 2000). Nous portons sur une échelle semi-logarithmique les rabattements mesurés en fonction du temps. Sur le graphique, le rabattement est représenté sur l'échelle arithmétique et le temps sur l'échelle logarithmique.

Les méthodes d'interprétation utilisées sont celles de Cooper-Jacob (1946). Il s'agit de données de pompages d'essai à trois et deux paliers. Cela signifie que l'on pompe d'abord au débit Q_0 durant le temps $t_1 - t_0$, au débit Q_1 durant le temps $t_2 - t_1$ et au débit Q_2 durant le temps $t_3 - t_2$.

L'expression du rabattement s'écrit :

$$s(t) = \frac{2,3}{4\pi} \cdot \frac{Q}{T} \cdot \log\left(\frac{t_n}{t'}\right) \quad (1)$$

où t_n est le temps corrigé (cf. § infra.), t' le temps de la remontée

Le mode opératoire de la détermination de la valeur de temps corrigé t_n utilisée pour la représentation graphique (de s en fonction de $\log\left(\frac{t_n}{t'}\right)$) est le suivant :

- multiplier chaque accroissement de débit avant t_n ($\Delta Q_0, \Delta Q_1 \dots \Delta Q_{n-1}$) par le logarithmique du temps écoulé depuis le début de chaque palier, soit $\log(t_n - t_0), \log(t_n - t_1) \dots \log(t_n - t_{n-1})$,
- faire la somme algébrique de ces produits, $\sum\{\Delta Q_i \cdot \log(t_n - t_i)\}$,

-diviser cette somme par la somme algébrique des accroissements de débit (le débit réel de pompage au temps t_n) soit $\sum\{\Delta Q_i \cdot \log(t_n - t_i)\} / \sum \Delta Q_i$ et extraire l'antilogarithme de ce quotient pour donner la valeur recherchée de t_n .

Nous estimons la valeur du coefficient de perméabilité K à partir de l'expression de T en supposant que dans ce milieu poreux équivalent, la profondeur des ouvrages constitue l'épaisseur de l'aquifère de la localité.

Neuf localités pour lesquelles nous disposons des données de pompage d'essai en domaine de socle ont permis l'estimation de T et de K (tableau 2). La figure 8 représente les graphes du rabattement (s) en fonction du temps (t) de 6 sites de pompage sur les 9 concernés. La pente

de chaque ligne droite sur les graphes représente le $\frac{\Delta s}{\Delta \log(t_n / t')} = \frac{2,3}{4\pi} \cdot \frac{\Delta Q}{T}$ dans l'aquifère

considéré. Les données du pompage d'essai à trois et deux paliers des différentes localités sont présentées dans les tableaux 1a, 1b et 1c en annexes I.

Tableau 2. Transmissivité (T) de l'aquifère de fractures du socle

Site	N° de site	Transmissivité ($m^2 \cdot s^{-1}$)
M'brago 2	17	4,88E-06
Ebokoffi	32	2,79E-06
Abbe Begnini 2	13	3,65E-04
Agnimangbo	4	1,01E-05
Attinguié	19	2,18E-05
Abiéhou	3	6,05E-05
Adakié	16	4,34E-05
Sahuyé	2	3,67E-05
Tomasset	15	1,71E-05

La moyenne et la médiane de la transmissivité calculée sont respectivement de $6,3 \cdot 10^{-5}$ et $2,2 \cdot 10^{-5} m^2 \cdot s^{-1}$. Les valeurs varient entre $2,8 \cdot 10^{-6}$ et $3,7 \cdot 10^{-4} m^2 \cdot s^{-1}$ et sont en accord avec les résultats obtenus dans des aquifères similaires d'autres localités en Afrique de l'Ouest (Faillat, 1986a ; Soro, 1987 ; Biémi, 1992 ; Lasm, 2000).

Ces valeurs sont très faibles par rapport à celles rencontrées dans le bassin sédimentaire où T varie entre 0,14 et $20 \cdot 10^{-2} m^2 \cdot s^{-1}$ et K de l'ordre de $10^{-3} m \cdot s^{-1}$ (Loroux, 1978). Les aquifères du bassin sédimentaire sont plus perméables que les aquifères du socle.

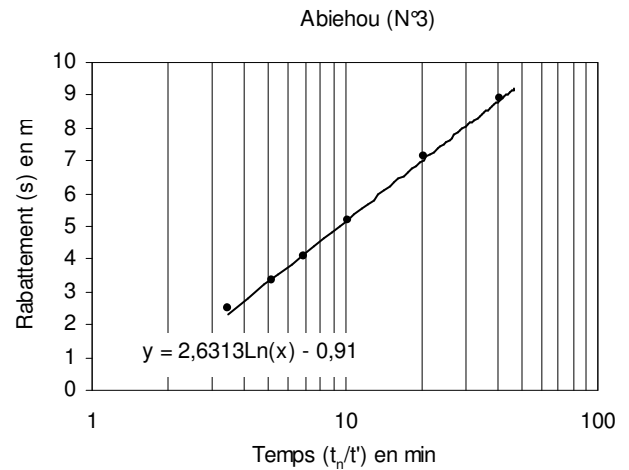
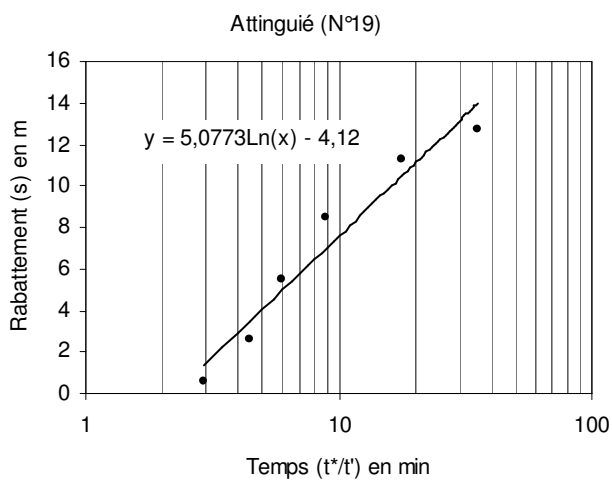
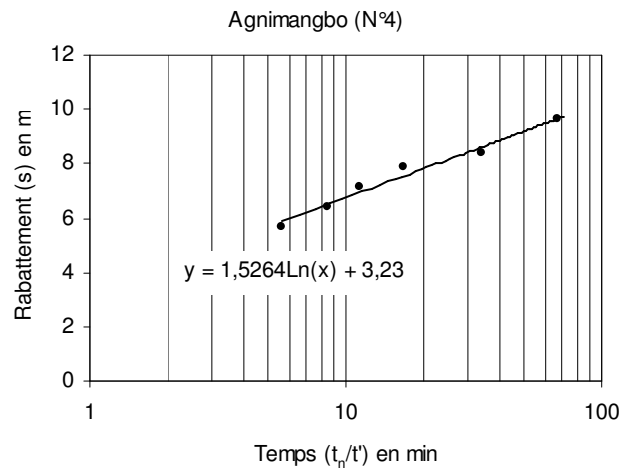
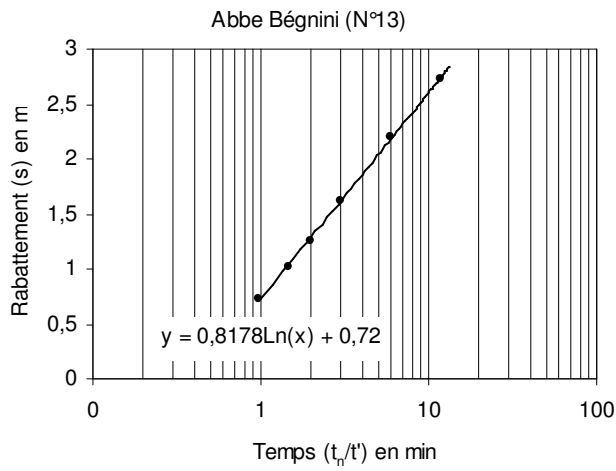
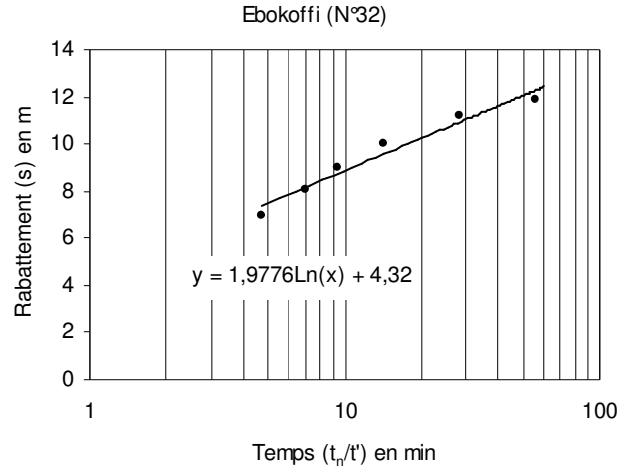
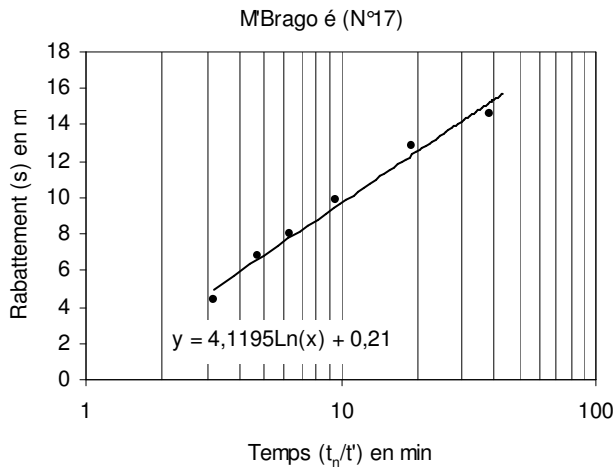


Figure 8. Représentation graphique du rabattement en fonction du temps

II.4 Aperçu climatique de la zone d'étude

La zone d'étude s'inscrit dans la portion ouest africaine où les conditions climatiques sont gouvernées par les fluctuations de l'équateur météorologique. Ces fluctuations déterminent les saisons climatiques et définissent le fonctionnement du mécanisme des précipitations (figure 9). La concentration de l'énergie venue du Nord comme du Sud, fait de cette zone, l'axe de formations nuageuses denses composées principalement d'altocumulus et d'altostratus (Boukari *et al.*, 1984).

La zone d'étude appartient au climat équatorial de transition encore appelé climat attien avec quatre saisons : deux saisons des pluies et deux saisons sèches.

- La saison des pluies comporte une grande saison (d'avril à juillet) et une petite saison (d'octobre à novembre).
- La saison sèche est divisée en une petite (d'août à septembre) suivie d'une grande saison (de décembre à mars).

II.4.1 Précipitations

La formation des précipitations est souvent associée à la présence de particules solides dans l'atmosphère : poussières, cendres volcaniques, pollens, cristaux de sel marin, cristaux de glace, particules électrisées ou ions (Leroux, 1996). Ces noyaux de condensation ne manquent pas dans l'air mais ne peuvent expliquer, seuls, la pluie en dépit de la coalescence des gouttelettes d'eau qu'ils favorisent. La pluviogenèse exige impérativement la réunion simultanée de trois conditions qui, selon Leroux (1996), sont :

- l'existence d'un potentiel précipitable, et son renouvellement rapide,
- le déclenchement d'un mouvement vertical ascendant,
- et la présence d'une structure aérologique qui n'interdit pas les ascendances.

En Afrique de l'Ouest, les précipitations sont déversées par les *lignes de grain* ou *squall line* en forme arquée d'orientation méridienne (figure 10). Ces grains sont associés à des nuages de type cumulonimbus (Leroux, 1996) et se déplacent d'Est en Ouest c'est-à-dire à contre courant de la mousson d'Ouest/Sud-ouest de basses couches.

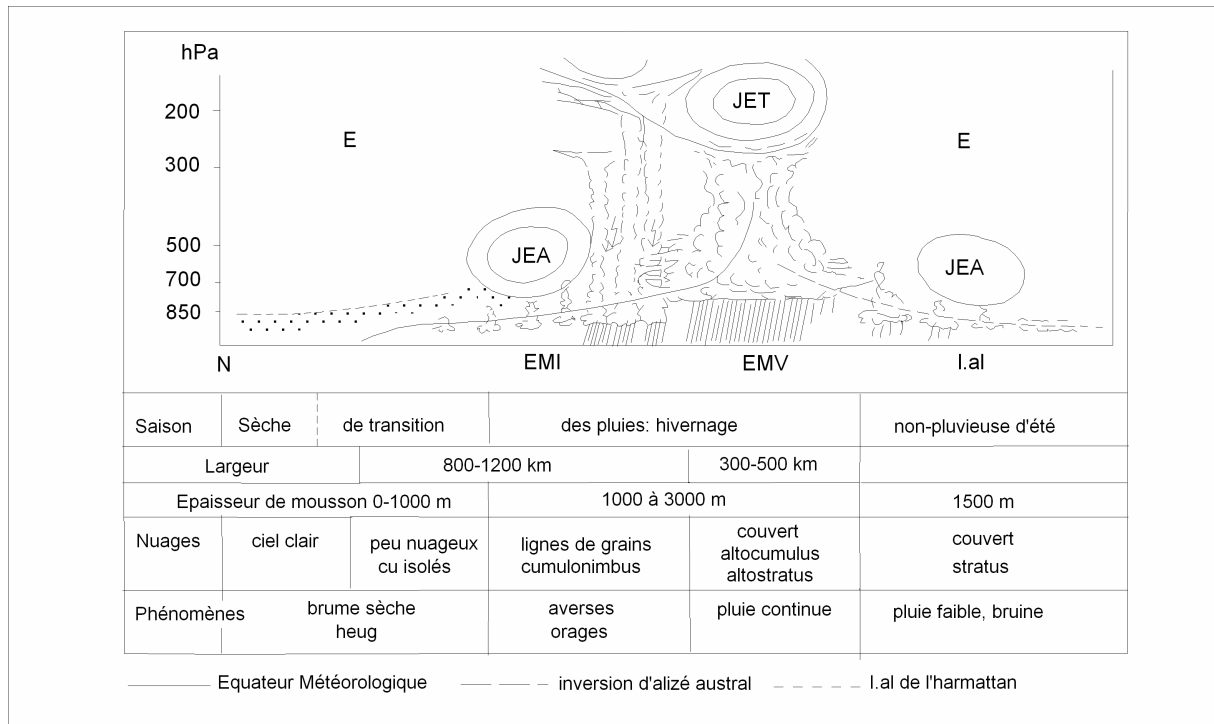


Figure 9. Coupe schématique de la troposphère vers 0° Gr en août sur l'Afrique occidentale (modifiée d'après Leroux, 1996). JET = Jet d'Est Tropical ; JEA = Jet Est Africain ; E = Est ; I.al = Inversion d'alizé

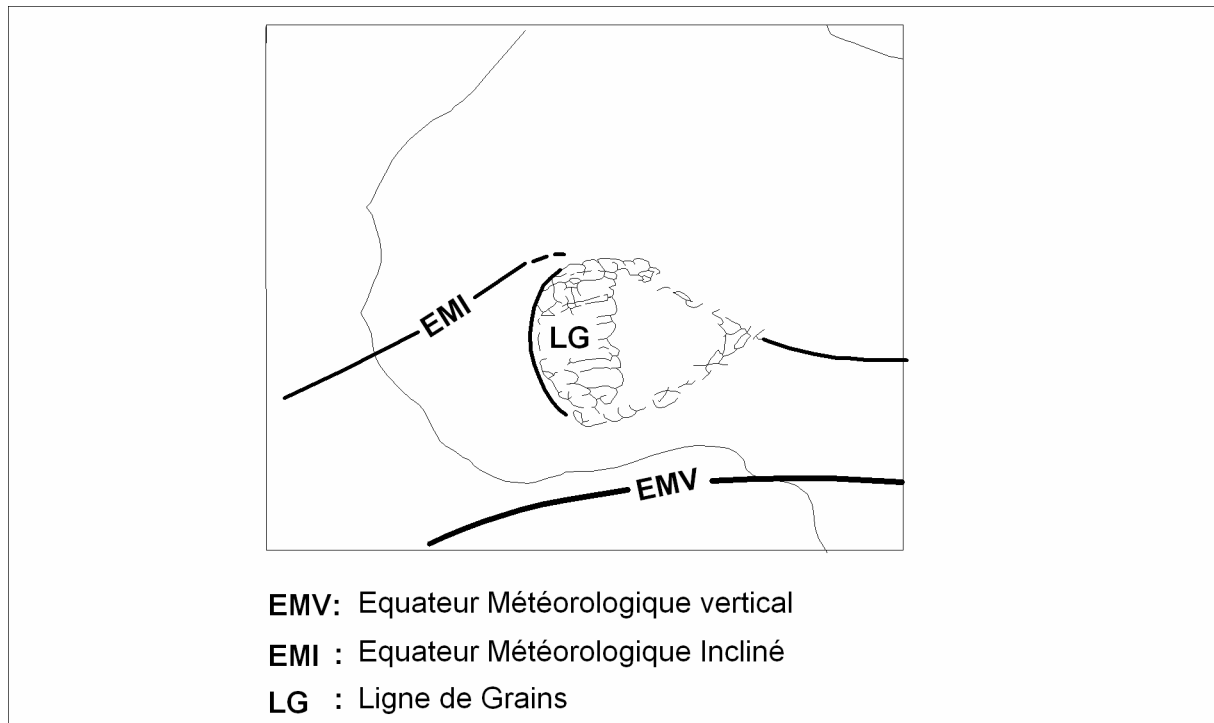


Figure 10. Disposition des nuages dans la ligne de grains sur la partie avant d'un noyau de vent d'Est inséré dans la mousson (modifiée d'après Leroux, 1996)

Les données de précipitations (tableau 1 annexe I) de la zone d'étude de la période 1937-2005, ont été fournies en partie par la Direction de la Météorologie Nationale basée à Abidjan-Port-Bouet.

Ces données sont complétées par celles du Système d'Information de base de données Intégrées ou Integrated Database Information System (IDIS) (web³). Les hauteurs de précipitations annuelles diminuent de 1937 à 2005 (voir paragraphe II.4.1.1 suivant). La moyenne est de 1881 mm et une médiane de 1834 mm durant cette période avec un minimum et un maximum respectivement de 1040 (en 1990) et 3129 mm (en 1956).

II.4.1.1 Précipitations régionales à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest

La diminution des hauteurs de précipitations sur la période de 1930 à 1989, a une extension régionale. L'étude des indices de précipitation menée par Paturel *et al.* (1996) montre la diminution de la pluviosité sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (figure 11). La sécheresse qui a sévi dans cette région de l'Afrique pendant cette période est une conséquence de ce phénomène.

II.4.2.2 Précipitation locale : Sud côtier ivoirien

Le Sud côtier ivoirien connaît une forte diminution pluviométrique qui s'est accentuée du début du 20^e siècle à nos jours. La baisse du taux de précipitation est localement liée à la régression des forêts denses sempervirentes (diminution de vapeur d'origine continentale) et régionalement à la variabilité de la dynamique de la circulation des masses d'air présentée par Leroux (1996) et qui engendre la mousson ouest africaine.

Le déboisement est une conséquence de l'augmentation de la démographie qui est estimée dans la zone d'étude à environ 5 millions d'habitants et qui ne cesse d'augmenter. Les arbres sont abattus par les populations rurales pour, d'abord, satisfaire à l'industrie de bois et ensuite exploiter les terres déboisées pour la culture des principaux produits dont le café, le cacao, l'hévéa, le palmier à huile et les vivriers. Les figures 12a, b et c illustrent ce phénomène dans la région d'Abidjan.

Pour montrer la diminution des hauteurs de précipitations, nous disposons d'une série de données annuelles ($n = 69$) sur la période de 1937 à 2005. A la station d'Abidjan Port-Bouet, les indices pluviométriques annuels (P_i) sont calculés par rapport à l'écart-type (S) selon la formule suivante :

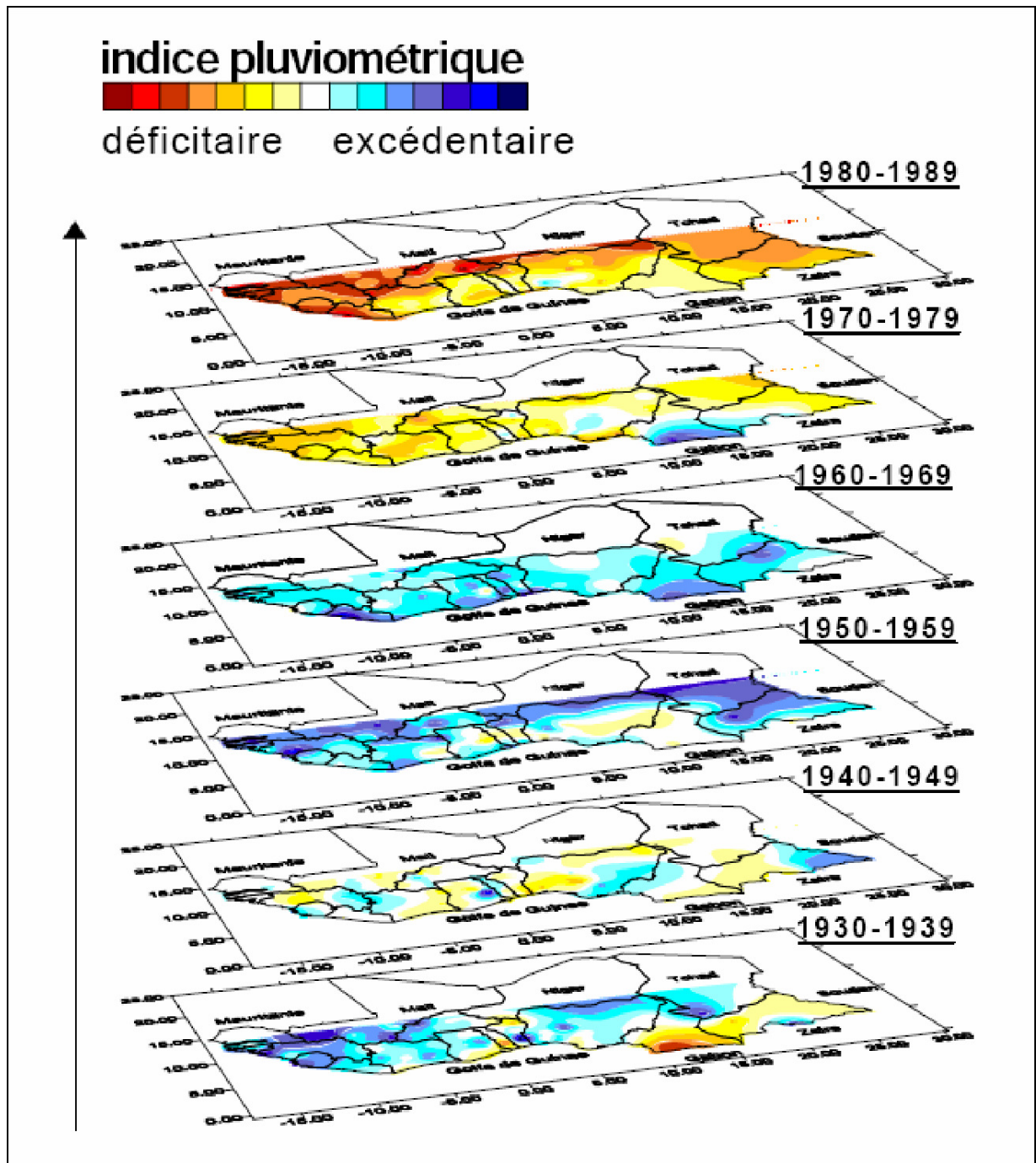


Figure 11. Evolution des indices de précipitation en Afrique de l'Ouest de 1930 à 1989

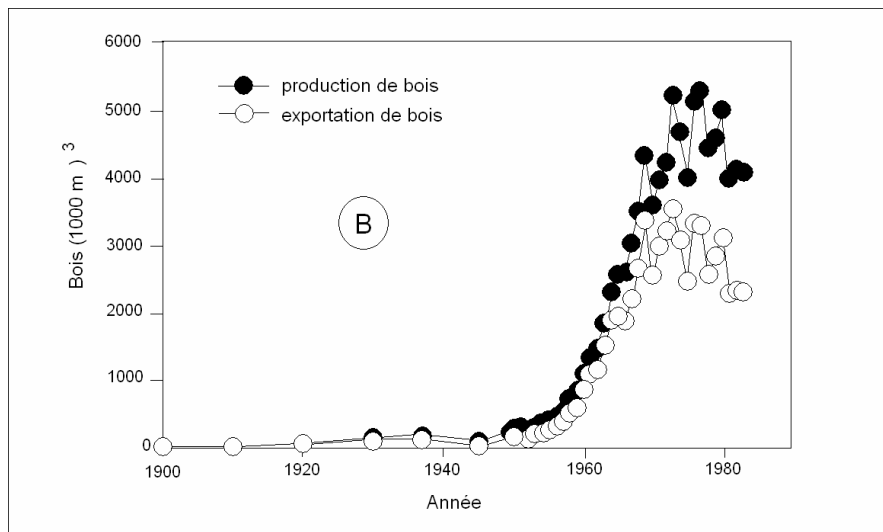
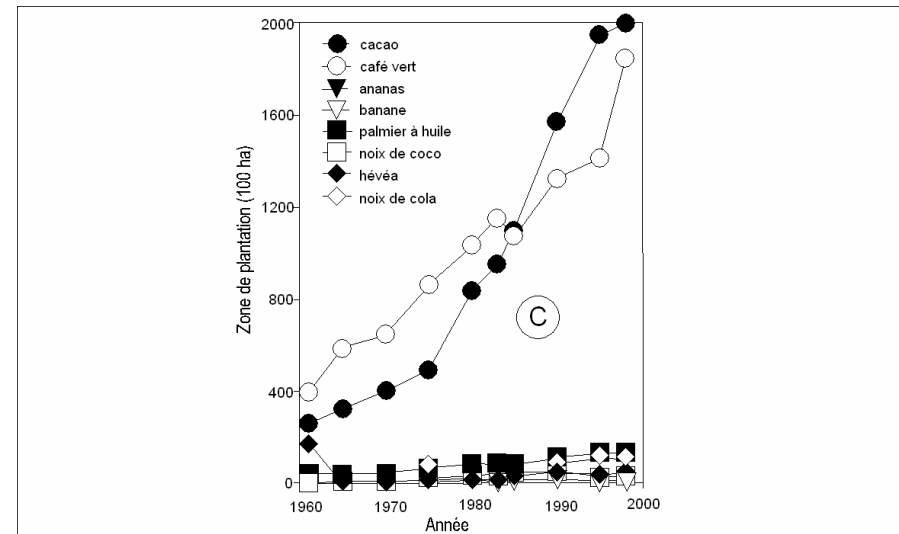
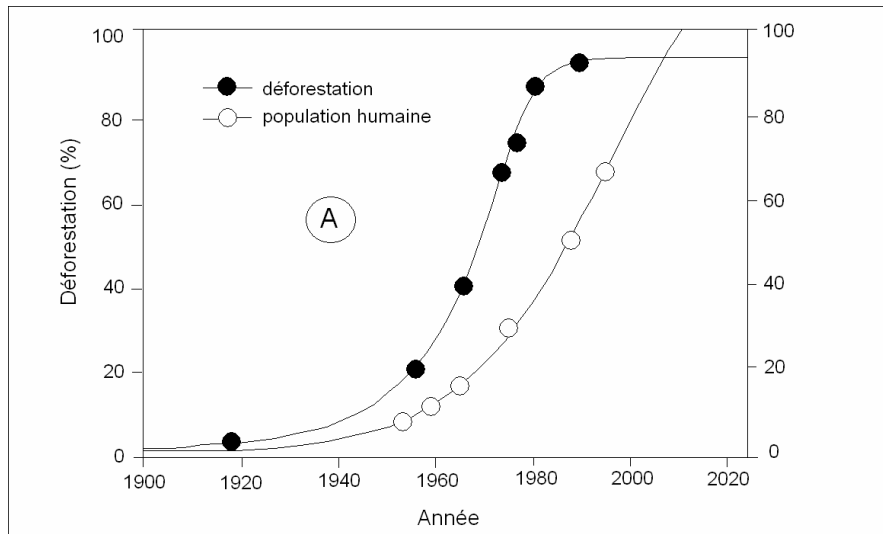


Figure 12. Déforestation et occupation des sols en zone forestière de la Côte d'Ivoire (modifiée d'après Chatelain *et al.*, 2004) :

A = Corrélation entre l'accroissement de la population et la déforestation

B = Production et exportation de bois

C = Principales cultures commerciales dans la zone forestière

$$P_i = 100(X_i - \bar{X}) / S \quad (2)$$

où X_i est la précipitation annuelle de l'année i

\bar{X} est la moyenne des précipitations annuelles de la période (1937-2005)

S est l'écart type des précipitations interannuelles de la période 1937-2005.

Les indices pluviométriques (figure 16) montrent clairement que les 20 dernières années à partir de 1983 sont déficitaires par rapport aux années précédentes.

Nous ne disposons pas de données sur l'humidité atmosphérique relative du Sud côtier ivoirien sur les deux périodes.

La moyenne annuelle des précipitations durant la première décennie de la période (1937-2005) est de 1912,4mm contre 1613,6mm dans la dernière décennie.

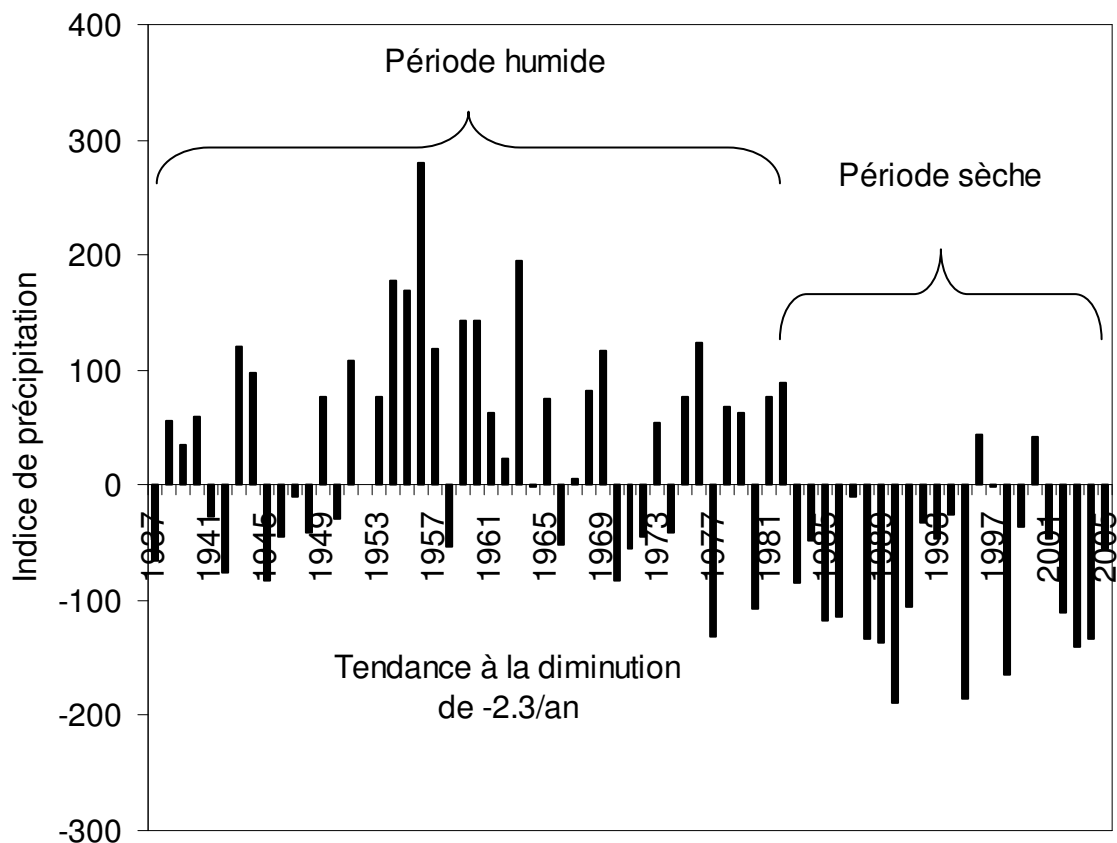


Figure 13. Indice de précipitation de 1937 à 2005.

II.4.2 Température globale et locale

Tout comme les précipitations, la température de l'air est une conséquence des mouvements circulatoires des masses d'air troposphériques. Les régions survolées par les anticyclones mobiles polaires (régions tempérées) connaissent des températures basses tandis que celles qui sont situées en zone tropicale donc proches de l'Equateur géographique enregistrent des températures relativement élevées. C'est pourquoi ce paramètre physique n'a jamais été fixe dans la nature mais sujet à la variabilité de la dynamique des vents dans l'atmosphère. Cependant, il faut ajouter au facteur géographique pouvant influencer la température, deux autres facteurs qui sont de nature topographique (relief) et humain (augmentation dans l'atmosphère de l'émission des gaz à effet de serre). Les reliefs atténuent et réchauffent par contact, le vent froid et dense qui les butte. Quant aux gaz à effet de serre, constitués principalement de la vapeur d'eau (H_2O), de l'ozone (O_3), du méthane (CH_4), du dioxyde de carbone (CO_2), ils laissent passer les radiations solaires (ondes courtes : OC) et renvoient vers l'intérieur une partie des radiations en provenance de la surface de la Terre (rayonnement infrarouge : IR). La surface de la Terre devient par ce biais, plus chaud qu'elle ne le serait si ces gaz n'existaient pas (figure 14).

Le constat ne se fait pas attendre car la température annuelle des régions dans les deux hémisphères enregistre de nos jours une tendance à l'augmentation (GIEC, 2007 web²).

En Côte d'Ivoire, plus précisément dans la zone d'étude, nous disposons de données de températures annuelles de la période de 1937 à 2005. Ces données proviennent de la direction nationale de météorologie d'Abidjan Port-bouet et complétées de celles de la base de données de IDIS (web³). Celles-ci montrent une tendance à l'augmentation légère de l'ordre de $0,08^{\circ}C/10$ ans, pendant la période de 1937 à 2005 (figure 15). Dans la région d'Abidjan, la valeur moyenne de la température de l'air durant la première décennie de la période 1937-2005 est de $26,3^{\circ}C$, elle passe à $26,9^{\circ}C$ à la dernière décennie. Ceci est en accord avec l'augmentation globale de la température constatée de nos jours et la baisse du taux de précipitation local enregistré pendant le 20^e siècle.

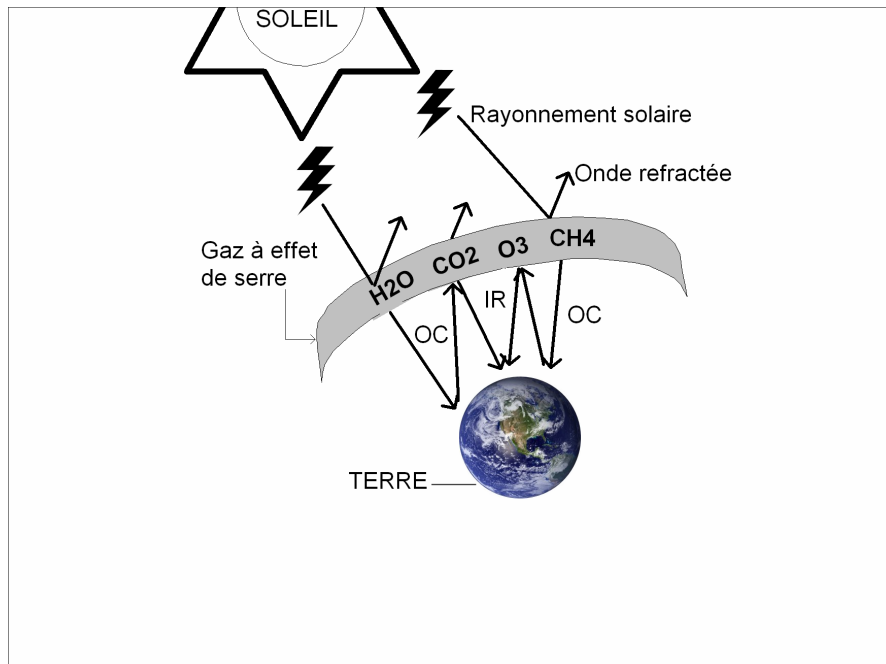


Figure 14. Proposition de mécanisme du réchauffement global de la température de la Terre (OC = onde courte; IR = rayonnement infrarouge)

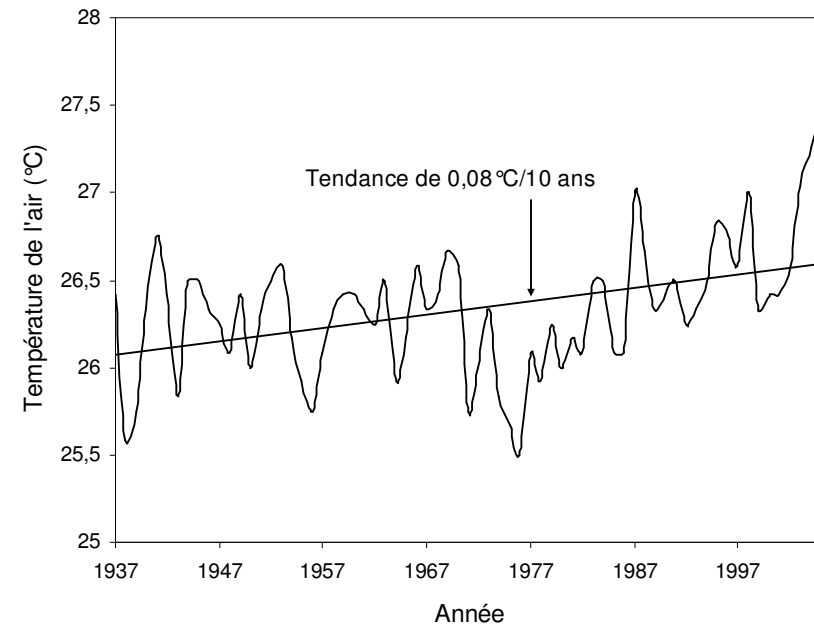


Figure 15. Evolution de la température de l'air au Sud de la Côte d'Ivoire (station de Port-Bouet)

II.4.3 Evapotranspiration

Le terme "évapotranspiration" (ET) désigne la quantité d'eau de vapeur rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol que par la transpiration des organes aériens des plantes. L'ET ne représente que 15% de la vapeur totale atmosphérique, le reste (85%) se situe au niveau des océans (Brochet et Gerbier, 1974).

L'évapotranspiration potentielle (ETP), initiée par le climatologue américain THORNTHWAITE, est la croissance de l'évapotranspiration vers une limite maximale. Elle se produit lorsqu'un milieu végétal étendu et couvrant efficacement un sol est abondamment pourvu en eau, pouvant permettre aux végétaux de puiser sans restriction dans la réserve hydrique du sol pour répondre au mieux à la demande de l'environnement aérien.

Six (6) méthodes de calcul sont utilisables pour estimer cette grandeur physique et climatique qu'est l'ETP (Brochet et Gerbier, 1974) :

- l'ajustement statistique : formules de THORNTHWAITE et de TURC,
- le bilan énergétique : formule de PENMAN, de BOUCHET et deux méthodes de calcul proposées par ces auteurs. Chacune de ces méthodes a ses avantages et ses limites.

Dans ce travail, nous estimons la valeur de l'ETP à partir de la formule de Thornthwaite. Les autres méthodes sont présentées en annexes I.

Le choix de cette méthode s'explique par le manque de données climatiques supplémentaires qui pourraient permettre l'utilisation de méthodes plus précises notamment celle de Penman qui rend bien compte du processus physique réel. La fiabilité de la méthode de Thornthwaite dans notre étude se résume à la grandeur de la zone d'investigation et au calcul du bilan hydrologique qui est mieux exprimé par celle-ci (Brochet et Gerbier, 1974).

Nous portons le calcul sur la première et la dernière décennie de la période 1937-2005. C'est un découpage arbitraire qui nous permet de mieux appréhender d'éventuel changement décennal tant sur le plan climatique que sur le plan végétatif au milieu et à la fin du 20^e siècle.

Calcul de l'ETP par la méthode de THORNTHWAITE :

$$ETP = 16 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \cdot F(\lambda) \quad (3)$$

où (t) est la température moyenne de la période considérée,

a : la fonction complexe de l'indice I,

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49239$$

I : représente un indice thermique annuel, somme de douze indices thermiques mensuels i .

$$I = \sum_1^{12} i \text{ et chaque indice mensuel est calculé par la formule : } i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,514}$$

$F(\lambda)$: le coefficient de correction donné par les tables est fonction de la latitude du lieu considéré et du mois.

Les résultats de calcul sont donnés dans les tableaux 3 et 4.

Cette méthode n'exige qu'un minimum de données car dans la formulation de l'ETP, seule la température de l'air est explicitement prise en compte. Les valeurs obtenues avec celle-ci ne peuvent être utilisées qu'avec prudence étant donnée l'adoucissement des fluctuations réelles de l'ETP qui résulte de l'emploi de cette formule. Le déficit de saturation n'est pas pris en compte or pour une même température moyenne le pouvoir évaporant de l'air dépend de son degré hygrométrique (Brochet et Gerbier, 1974). Cependant, les résultats sont satisfaisants lorsqu'on travaille à une assez grande échelle et dans le cas du calcul de bilans hydrologiques. L'ETP annuelle de la première décennie de la période de référence est de 1587 mm et passe à 1706 mm durant la dernière décennie. Estimée comme une fonction de la température de l'air, elle témoigne de l'évolution de la température, de la dynamique physiologique des végétaux liée au débit maximal du système racinaire, de la teneur hydrique du sol, de l'ouverture et de la fermeture des stomates (Brochet et Gerbier, 1974).

Tableau 3. Calcul de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de THORNTHWAITE dans la région d'Abidjan durant la première décennie (1937-1946) de la période 1937-2005

ABIDJAN	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Total
t° (°C)	26,4	27,3	27,6	27,5	27,0	25,8	24,9	24,2	25,1	26,0	26,7	26,4	
i	12,4	13,1	13,3	13,2	12,8	12,0	11,4	10,9	11,5	12,1	12,6	12,4	
I	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	147,8	
a	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	3,6	
ETP mensuelle non corrigée (mm)	132	149	155	153	143	121	106	96	110	125	137	132	
F (λ)	1,02	0,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02	
ETP corrigée (mm)	134	138	159	156	151	125	113	101	111	128	136	134	1587

Tableau 4. Calcul de l'évapotranspiration potentielle selon la formule de THORNTHWAITE dans la région d'Abidjan durant la dernière décennie (1996-2005) de la période (1937-2005)

ABIDJAN	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Total
t° (°C)	27,2	28,0	28,6	28,1	27,5	26,4	25,1	24,2	25,3	26,6	27,3	27,2	
i	13,0	13,6	14,0	13,7	13,2	12,4	11,5	10,9	11,6	12,6	13,1	13,0	
I	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	152,5	
a	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	3,8	
ETP mensuelle non corrigée (mm)	146	164	176	166	152	130	107	94	110	135	148	147	
F (λ)	1,02	0,93	1,03	1,02	1,06	1,03	1,06	1,05	1,01	1,03	0,99	1,02	
ETP corrigée (mm)	149	152	181	170	161	134	113	99	111	139	147	150	1706

II.4.4 Calcul du bilan hydrique de la région d'étude

Le calcul du bilan hydrique sur un bassin versant ou une zone donnée, nécessite la connaissance du type de sol ou de sa composition particulière. En effet, comme le soulignent Brochet et Gerbier (1974), une fraction de l'eau infiltrante est retenue dans les couches superficielles par les éléments du sol sous l'effet des forces d'adhésion autour des grains solides et des forces de capillarité dans les interstices. Une partie seulement de l'eau fixée dans ces couches est disponible pour les plantes. C'est la Réserve d'eau Facilement Utilisable (RFU) par la plante. De façon arbitraire, le bilan hydrique a été calculé avec une lame d'eau équivalente de la RFU de 100 mm.

Ce calcul du bilan hydrique est fait suivant la méthode de Thornthwaite (figure 1 en annexes II). Les réserves d'eau commencent à se reconstituer dès le mois de mai pour la première décennie et dès le mois d'avril pour la dernière décennie de la période (1937-2005). Les précipitations sont supérieures à l'ETP pour ces deux mois. Ces deux mois (mai et avril) constituent pour les décennies respectives, les points de départ de l'année hydrologique (tableaux 5 et 6).

Tableau 5. Bilan hydrique à la station d'Abidjan concernant la première décennie de la période 1937-2005

ABIDJAN	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Total
P (mm)	32	38	88	141	422	475	146	31	52	192	210	88	p=1912
ETP (mm)	134	138	159	156	151	125	113	101	111	128	136	134	n=1587
ETR (mm)	85	38	88	141	151	125	113	101	82	128	136	134	D=1321
RFU (Ri)	0	0	0	0	100	100	100	30	0	64	100	54	
Δ RFU	-54	0	0	0	100	0	0	-70	-30	64	36	-46	
S (Excédent)	0		0	0	171	350	33	0	0	0	38	0	s=591
Écoulement	7	3	2	1	85	218	125	63	31	16	27	13	q=591
ETP-ETR (déficit)	49	101	71	15	0	0	0	0	29	0	0	0	d=265
P-ETP	-103	-101	-71	-15	271	350	33	-70	-58	64	74	-47	

Tableau 6. Bilan hydrique à la station d'Abidjan concernant la dernière décennie de la période 1937-2005

ABIDJAN	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Dec	Total
P (mm)	20	36	80	205	251	428	153	27	47	162	148	56	p=1614
ETP (mm)	149	152	181	170	161	134	113	99	111	139	147	150	n=1706
ETR (mm)	20	36	80	170	161	134	113	99	75	139	147	80	D=1254
RFU (Ri)	0	0	0	35	100	100	100	28	0	23	25	0	
Δ RFU	0	0	0	35	65	0	0	-72	-28	23	1	-25	
S (Excédent)	0	0	0	0	25	295	40	0	0	0	0	0	s=360
Écoulement	2	1	1	0	13	153	97	48	24	12	6	3	q=360
ETP-ETR (déficit)	129	116	101	0	0	0	0	0	37	0	0	69	d=452
P-ETP	-129	-116	-101	36	90	295	39	-72	-65	23	2	-94	

ETR = évapotranspiration réelle ; Δ RFU = variation des réserves ; Ri = réserve effective du mois en

cours de calcul ; P = Pluie

Décennie 1937-1946 (première décennie de la période 1937-2005 : tableau 4)

Le calcul de l'écoulement dans la zone d'étude part de l'année moyenne où les réserves d'eau commencent à se constituer (Remenieras, 1976). Cela commence dans le mois de mai où les précipitations sont de 422 mm pour une évapotranspiration potentielle de 151 mm. La RFU, épuisée depuis le mois de janvier, reçoit une quantité (de 271 mm) largement supérieure au maximum fixé à 100 mm. Les valeurs maximales de la réserve d'eau du sol et la réserve d'eau utile sont fixées chacune à 100 mm. L'excédent d'eau disponible pour l'écoulement et l'infiltration est de 171 mm. La moitié (85 mm) de cet excédent s'écoulerait selon Thornthwaite (1954) cité par (Remenieras, 1976) dans le réseau hydrographique de surface durant le mois considéré et l'autre moitié (86 mm) c'est-à-dire celle destinée à l'écoulement souterrain est reportée au mois suivant.

Deux sous périodes déficitaires ($P < ETP$) et deux autres excédentaires ($P > ETP$) sont visibles : les premières vont de décembre à avril et d'août à septembre et sont respectivement la grande et la petite saison sèche. Les secondes vont de mai à juillet et d'octobre à novembre représentant respectivement la grande et la petite saison des pluies. Durant cette décennie, il s'établit un déficit d'eau annuel (d) de 265 mm ($d = ETP - ETR$) qui représente le "déficit agricole" aussi appelé "water deficiency" par Remenieras (1976). Ce déficit est la quantité d'eau supplémentaire qui aurait pu être utilisée par les plantes si les disponibilités en eau avaient pu être complétées. Le déficit d'écoulement noté (D) est assimilable à l'ETR : $D = p - q = 1321$ mm.

Décennie 1996-2005 (dernière décennie de la période 1937-2005 : tableau 5)

Pour cette décennie, le calcul de l'écoulement annuel d'eau part du mois d'avril où la réserve épuisée depuis le mois de décembre commence à se reconstituer. Les précipitations du mois d'avril s'élèvent à 205 mm pour une évapotranspiration de 170 mm. La réserve d'eau épuisée n'a reçu que 35 mm d'eau. L'excédent annuel d'eau disponible pour l'écoulement et la percolation profonde est de 360 mm et est reparti comme suit :

180 mm d'eau pour l'alimentation des nappes et les 180 mm d'eau restants pour l'écoulement de surface. Durant cette décennie, la durée des périodes déficitaires et excédentaires se décale d'un mois en ce qui concerne les grandes saisons. La grande saison des pluies part donc d'avril à juillet et la grande saison sèche part de décembre à mars. La durée des petites saisons reste inchangée c'est-à-dire identique à celle de la première décennie. Le "déficit agricole" (d) est estimé durant cette décennie à : $d = 452$ mm et le déficit d'écoulement est : $D = 1254$ mm.

Le calcul du bilan hydrique par la méthode de Thornthwaite montre une diminution des précipitations en adéquation avec la baisse de la quantité d'eau destinée à l'alimentation des nappes souterraines qui passe d'environ 300 mm à environ 200 mm entre les deux décennies. Inversement à cette diminution, l'évapotranspiration potentielle augmente entre ces décennies. L'évapotranspiration est en phase avec l'augmentation de la température de l'air ($+0,08^{\circ}\text{C}/10$ ans) par contre, la baisse de précipitations entre les deux décennies ne semble pas se justifier car plus l'évaporation est importante dans la troposphère, plus les précipitations sont abondantes. Cependant, si nous tenons compte de la circulation des masses d'air troposphériques dont la dynamique est en majoritairement liée à la température de l'air, la baisse des précipitations pourrait être expliquée soit par l'affaiblissement de la mousson ouest africaine soit par la migration troposphérique des vapeurs continentales vers d'autres régions entre les deux décennies. La part de vapeur d'eau d'origine océanique engendrée par la mousson et complémentaire à la vapeur continentale, serait très perturbée par le changement du climat durant le 20^e siècle.

Deuxième partie : Etude du socle

Chapitre III. Caractérisation de la géométrie de l'aquifère du socle par la télédétection

La télédétection occupe une place primordiale dans les études morphologiques et structurales à la surface de la Terre. Elle est notamment utilisée en hydrogéologie pour cartographier les structures linéaires et étudier la géométrie des aquifères de fissures ou de fractures. Dans cette étude, l'apport de la télédétection est (1) de mettre en évidence le champ des grandes fractures du socle, (2) d'en dégager les grandes fractures ou fissures du socle qui se prolongeraient sous le bassin sédimentaire, à travers lesquelles nous étudierons l'évolution amont-aval des caractéristiques physico chimiques, chimiques et isotopiques de la nappe du socle en contact avec la nappe du CT.

III.1 Source et type d'image satellitale

La zone d'étude couvre une partie du socle d'âge Paléoprotérozoïque et du bassin sédimentaire côtier. Le socle est très affecté par des failles N-S perpendiculaires à la faille des lagunes orientée est-ouest (Tastet, 1979). Dans les roches métamorphiques telles que les schistes et les gneiss, une direction majeure NE-SO des schistosités et foliations est caractéristique du cycle éburnéen (Delor *et al.*, 1992). Cela se traduit par une orientation dans cette même direction des formations birrimiennes émanant de l'effet de ce cycle. Cette portion du socle, dominée par les schistes en général, possède une épaisseur d'altération qui varie entre 50 et 60 m. Les travaux de Boukari *et al.* (1984) montre qu'en Afrique de l'Ouest, l'épaisseur des produits d'altération est d'environ 50 m. On rencontre beaucoup de difficultés à faire une étude exhaustive des discontinuités lithologiques sur une zone à petite échelle (exemple de la présente zone d'étude par rapport à la taille d'un bassin versant) même si à certains endroits l'affleurement est favorable à une interprétation de linéaments identifiables à l'aide d'images optiques. L'échelle de la zone d'étude permet uniquement de mettre en évidence les grands couloirs de fractures.

L'image de la zone d'étude composée de deux scènes Landsat Enhanced Thematic Mapper Plus (Landsat ETM+) mosaïquées, orthorectifiées et compressées comportant 3 bandes spectrales N-30-05_1988(+/-3)_ Loc :

- la bande 7 (ETM+7 en mi-infrarouge) est affichée en rouge,
- la bande 4 (ETM+4 en proche infrarouge) est affichée en vert,
- la bande 2 (ETM+2 dans le visible-vert) est affichée en bleu.

La figure 16 présente l'image mosaïquée de la zone d'étude en composition colorée ETM+7_ETM+2_ETM+4 des trois bandes de l'image.

III.2 Données et matériels d'interprétation de l'image satellitale

Plusieurs sources d'information ont été utilisées dans ce chapitre : une carte routière au 1/500 000, deux cartes géologiques établies en 1992 par la Direction de la Géologie ivoirienne au 1 / 200 000 concernant les degrés carrés d'Abidjan et de Grand Bassam. Deux cartes topographiques de ces mêmes degrés carrés ont été utilisées : la carte du degré carré d'Abidjan avec une échelle de 1/200 000 et la carte du degré carré de Grand-bassam avec une échelle de 1/50 000. Ceux deux cartes topographiques ont été toutes deux établies par le Centre de Cartographie et de Télédétection d'Abidjan (CCT). A toutes ces cartes citées, s'ajoute la carte photogéologique tirée des travaux de Biemi (1992) qui est d'une importance capitale pour la validation des fractures interprétées. Le traitement et l'interprétation de l'image mosaïquée Landsat (ETM+) ont été faits à l'aide du programme ENVI 4.1. Celui utilisé pour le traitement du champ de fracturation (nombre et orientation des fractures) est ARCVIEW 3.2.

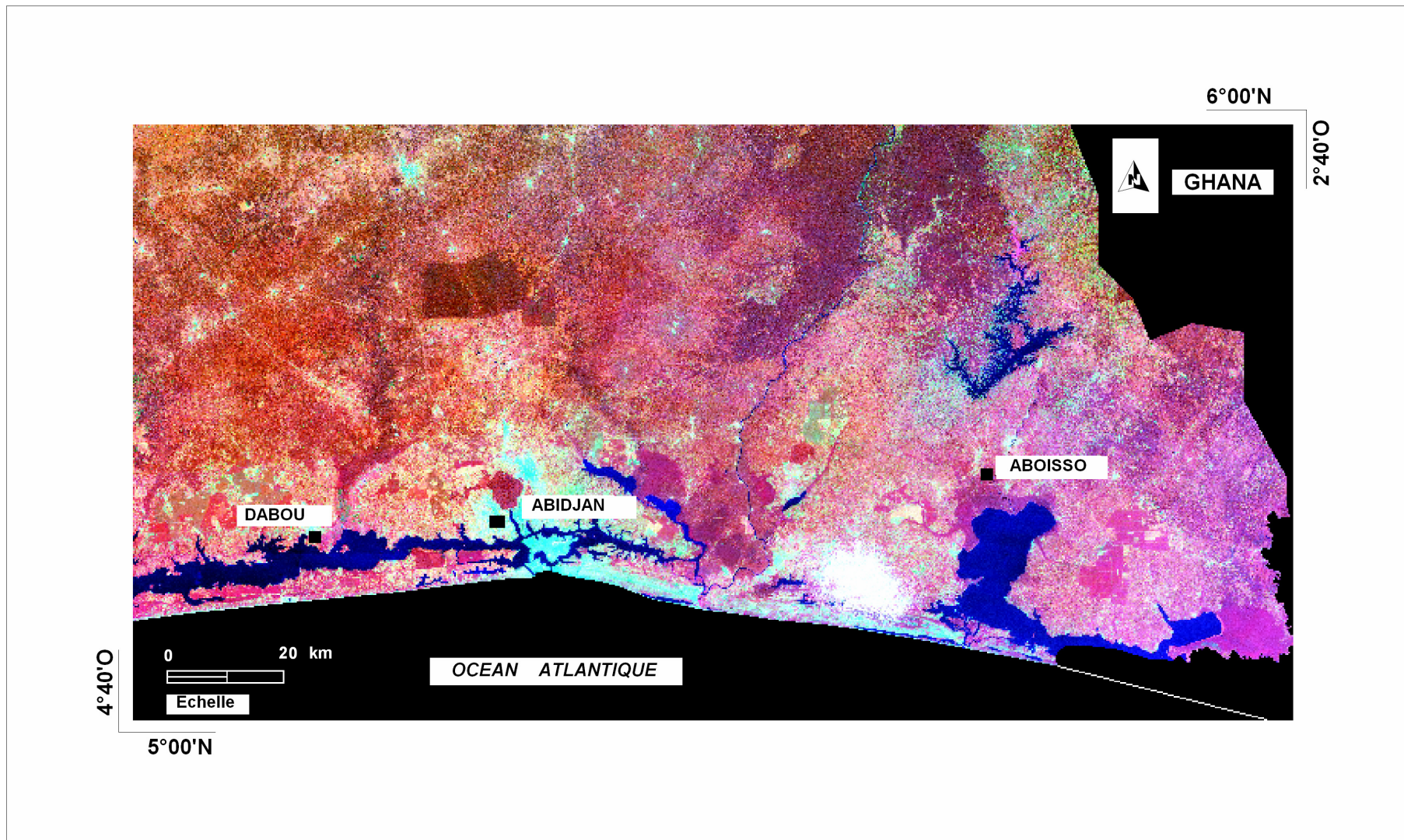


Figure 16. Image compressée et constituée de deux scènes satellitales mosaïquées couvrant toute la zone d'étude

III.3 Etude des réseaux de fractures du socle affleurant dans la zone d'étude

Un organigramme d'étude, récapitulant les différentes opérations de traitement de l'image et de l'extraction de linéaments structuraux, est proposé à la figure 17. L'objectif visé dans ce chapitre est d'établir une carte de fracturation de la zone d'étude et d'en dégager l'orientation des différentes fractures.

L'image obtenue a subi préalablement un prétraitement et un traitement prenant en compte les étapes statistiques. Elle ne comporte donc pas de bruits majeurs. Cependant, quelques traitements supplémentaires nécessitent d'être faits dans le but de rehausser l'image et d'obtenir un champ de fractures approprié à l'échelle de la zone d'étude.

III.3.1 Rehaussement, filtrage des bandes de l'image

Les différents filtres utilisés pour rehausser l'image et tracer les linéaments structuraux sont les suivants :

- le filtre Laplacien modifié 3x3. C'est un filtre non directionnel qui permet de rehausser les contours des composantes de l'image,
- le filtre Sobel E-O ; N-S ; NE-SO ; NO-SE. Le filtre Sobel est un filtre directionnel dont chaque direction utilisée permet de mettre en évidence les linéaments ayant la direction perpendiculaire à la première. Ainsi, le filtre Sobel E-O permet de mettre en évidence les linéaments orientés N-S, la direction se manifestant par l'opposition des signes selon l'axe du filtre. Les matrices du filtre Laplacien modifié 3x3 et celles des filtres spatiaux 7x7 de Sobel sont données dans le tableau 7.

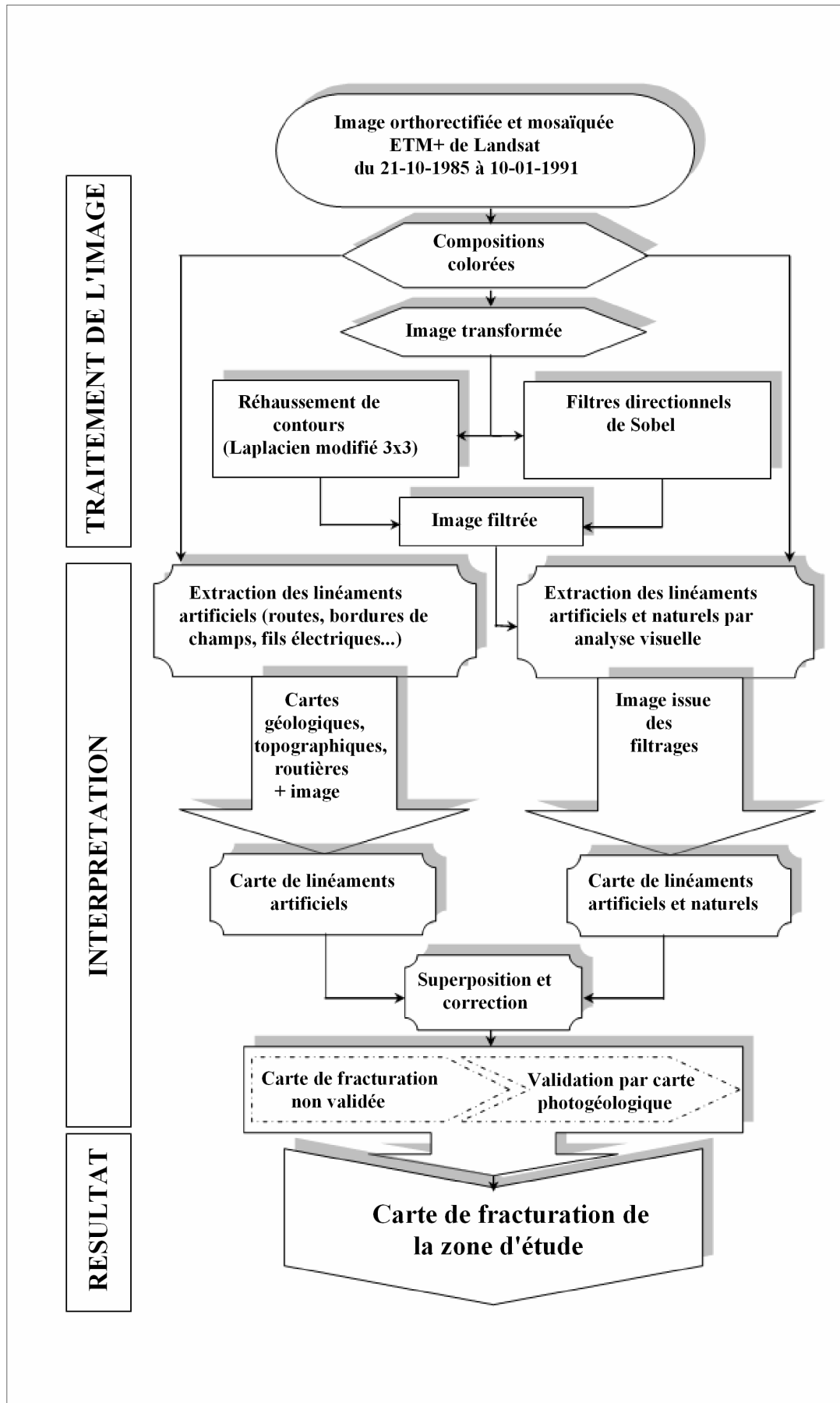


Figure 17. Organigramme de traitement et d'interprétation de l'image de la zone d'étude

L'effet des filtres se traduit par une accentuation du contraste entre les structures de l'image (figure 18). La portion de l'image filtrée et représentée à la figure 18 a pour coordonnées (bordure gauche_haut) 5°56' N et -4°45' O, (bordure droite_bas) 5°51' N et -4°40' O. Le filtre Laplacien modifié permet, contrairement au Laplacien vrai, d'obtenir une inversion des tonalités (Kouamé, 1999). Les zones d'absorption telles que les fractures apparaissent très sombres tandis que les sols nus apparaissent clairs.

Tableau 7. Matrices des filtres

Sobel N-S							Sobel E-W							Laplacien modifié 3x3		
1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1	0	-1	0
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1	-1	4	-1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1	0	-1	0
0	0	0	0	0	0	0	-2	-3	-4	0	4	3	2			
-1	-2	-3	-4	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1			
-1	-1	-2	-3	-2	-1	-1	-1	-1	-2	0	2	1	1			
-1	-1	-1	-2	-1	-1	-1	-1	-1	-1	0	1	1	1			
Sobel NE-SW							Sobel NW-SE									
0	1	1	1	1	1	2	2	1	1	1	1	1	0			
-1	0	2	2	2	3	1	1	3	2	2	2	0	-1			
-1	-2	0	3	4	2	1	1	2	4	3	0	-2	-1			
-1	-2	-3	0	3	2	1	1	2	3	0	-3	-2	-1			
-1	-2	-4	-3	0	2	1	1	2	0	-3	-4	-2	-1			
-1	-3	-2	-2	-2	0	1	1	0	-2	-2	-2	-3	-1			
-2	-1	-1	-1	-1	-1	0	0	-1	-1	-1	-1	-1	-2			

III.3.2 Extraction manuelle des linéaments par analyse visuelle

Un linéament est une anomalie morphologique du paysage (Hobbs, 1904 cité par Kouamé, 1999). Sur une image soumise à interprétation, il peut se confondre à une structure linéaire artificielle qui n'a aucun rapport avec une zone de faiblesse ou une discontinuité lithologique. Il est de ce fait, indispensable de mettre en évidence tous les tracés tels les routes, les fils électriques, les bordures des champs ou des forêts classées ou encore des parcs. Ce travail préliminaire peut se faire aussi bien sur les compositions colorées des bandes que sur les variations du ton "du niveau de gris" de l'image. Dans cette phase de l'étude, plusieurs cartes ayant une période d'établissement similaire ou proche de celle de la capture de l'image par le satellite, sont utilisées pour l'opération : les cartes topographiques et géologiques des degrés carrés de Grand-bassam et d'Abidjan et une carte routière, toutes citées plus haut. Sur chacune des images en composition colorée et sur les bandes ETM+7 filtrées, des linéaments

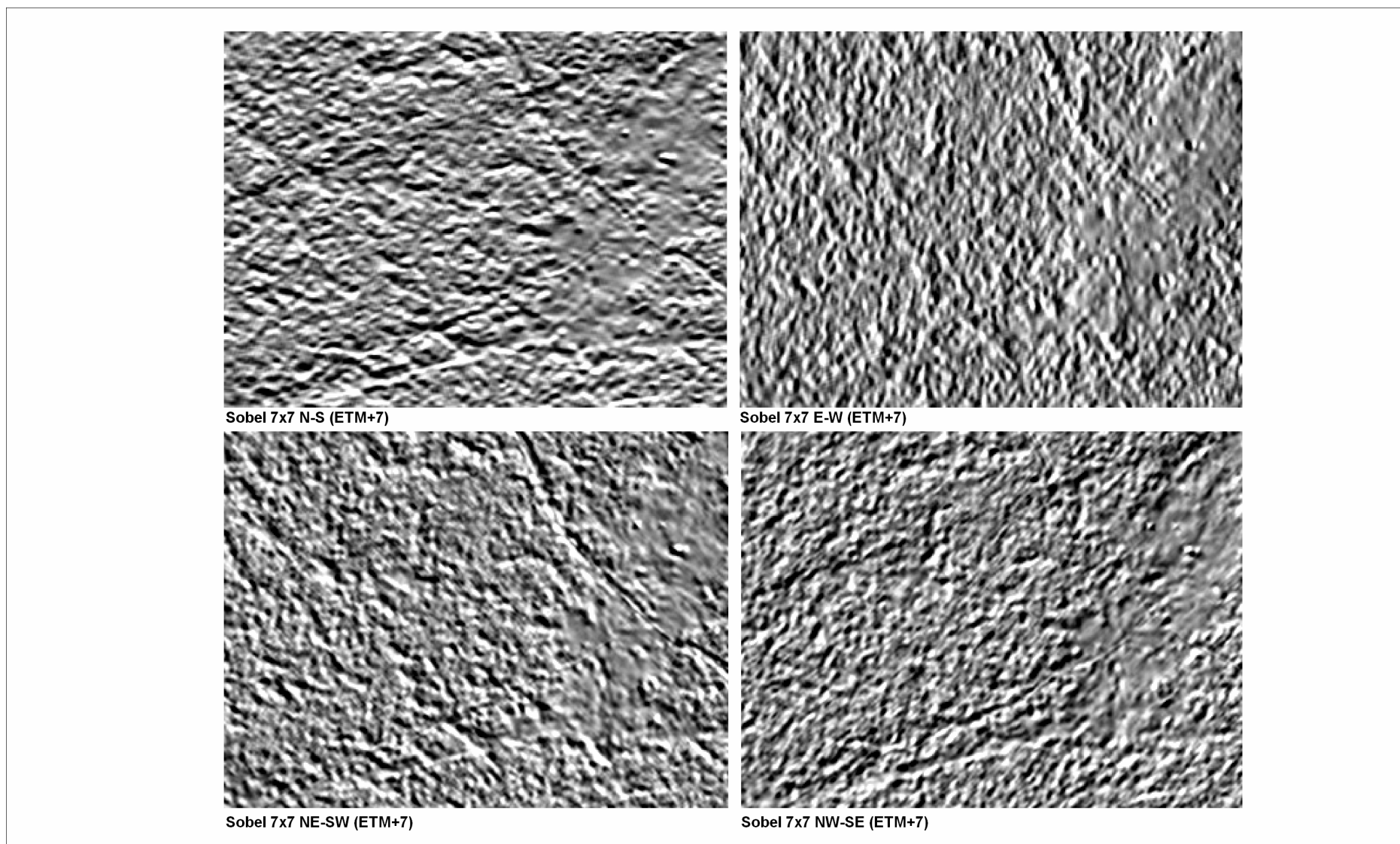


Figure 18. Exemple de filtrage de la bande ETM+7 avec le filtre Sobel 7x7

ont été extraits par analyse visuelle. Deux cartes de linéaments ont ainsi été interprétées : une carte comportant uniquement des linéaments artificiels et une carte comportant des linéaments artificiels et naturels. S'il est assez facile de déterminer les structures linéamentaires artificielles sur l'image à l'aide des différentes cartes, il reste toujours judicieux pour une question de finesse, de superposer les deux cartes interprétées afin d'en ressortir, après correction, la carte finale de linéaments (naturels) qui représente la carte de fracturation *non validée* de la zone d'étude. La figure 19 présente les deux vecteurs linéaments superposés à la carte de composition colorée ETM+7_ETM+2_ETM+4 des trois bandes de l'image. La validation de la carte préliminaire de fracturation qui en découle, est faite, à défaut de données de terrain, par une carte photogéologique (carte de linéaments établie par photo-interprétation) modèle de la région.

III.4 Résultats et discussion

La zone d'étude est très vaste. La carte de fracturation (figure 19 et 20) met en évidence les couloirs majeurs du socle qui peuvent être interprétés comme des axes d'écoulement d'eau. L'aspect "productivité des ouvrages de captage" n'est pas abordée dans cette approche pour plusieurs raisons : (1) la grandeur de l'échelle de la région d'étude ne permettant pas la mise en évidence exhaustive des fractures existantes et (2) le manque de données de débits des ouvrages. Cependant, si nous nous rapportons à la profondeur des ouvrages dans les roches saines fracturées qui est d'environ 35 m en moyenne pour la plupart des forages de notre zone d'étude, nous sommes tentés de dire que ces forages sont très productifs. On pourra consulter les travaux de Berger *et al.* (1980-1981), de Camerlo et Fahy (1980-1981), de Engalenc (1980-1981), de Fahy (1980-1981b), de Faillat (1986a et b), de Drogue *et al.* (1987), de Soro (1987), de Biémi (1992), de Kouadio (1997) tous cités par Lasm (2000) qui abordent la question de la productivité des ouvrages en domaine de socle. La perméabilité induite et la modélisation de l'écoulement des eaux de fractures ne seront donc pas abordées dans ce chapitre.

En effet, en milieu de socle fracturé, l'interprétation du champ de fractures dans le but d'estimer la transmissivité et la perméabilité induite n'a de sens que lorsque la majorité des linéaments structuraux est strictement interprétée (interprétation exhaustive des linéaments) dans les limites de la résolution de l'image satellitale utilisée. Les couches d'altérites couvrant la majeure partie de la roche saine du socle et variables en épaisseurs (Tastet, 1979 ; Faillat, 1990), rendent difficile l'interprétation des linéaments qui puissent permettre l'estimation

acceptable de ces paramètres. Comme le montre l'organigramme présenté à la figure 17, l'interprétation des linéaments se termine par une phase de validation par la carte photogéologique de base. Cette carte photogéologique de base renferme moins d'informations car les fractures ont été à l'échelle du territoire ivoirien. Néanmoins, les fractures qui s'y trouvent sont des majeures et devraient être mises en évidence par la présente étude qui se fait à grande échelle (la zone d'étude par rapport au territoire ivoirien). La juxtaposition des cartes : la carte de vecteurs linéaments interprétés et la carte photogéologique interprétée par Biemi (1992) montre que certaines fractures majeures des précédentes études sont identifiées ici (figure 20). La carte de fracturation peut ainsi être validée.

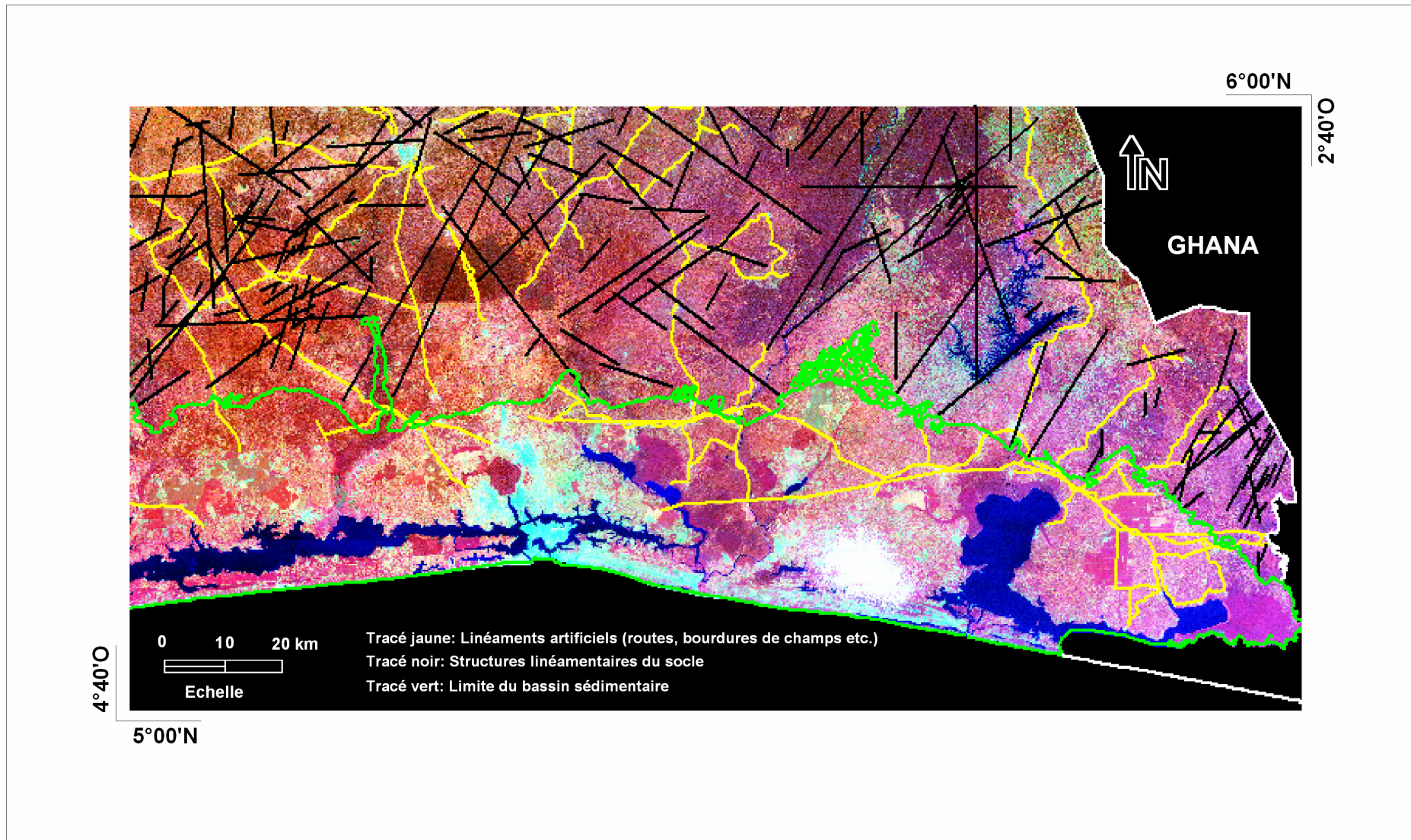


Figure 19. Superposition des vecteurs linéaments à la composition colorée ETM+7_ETM+2_ETM+4 des bandes de l'image

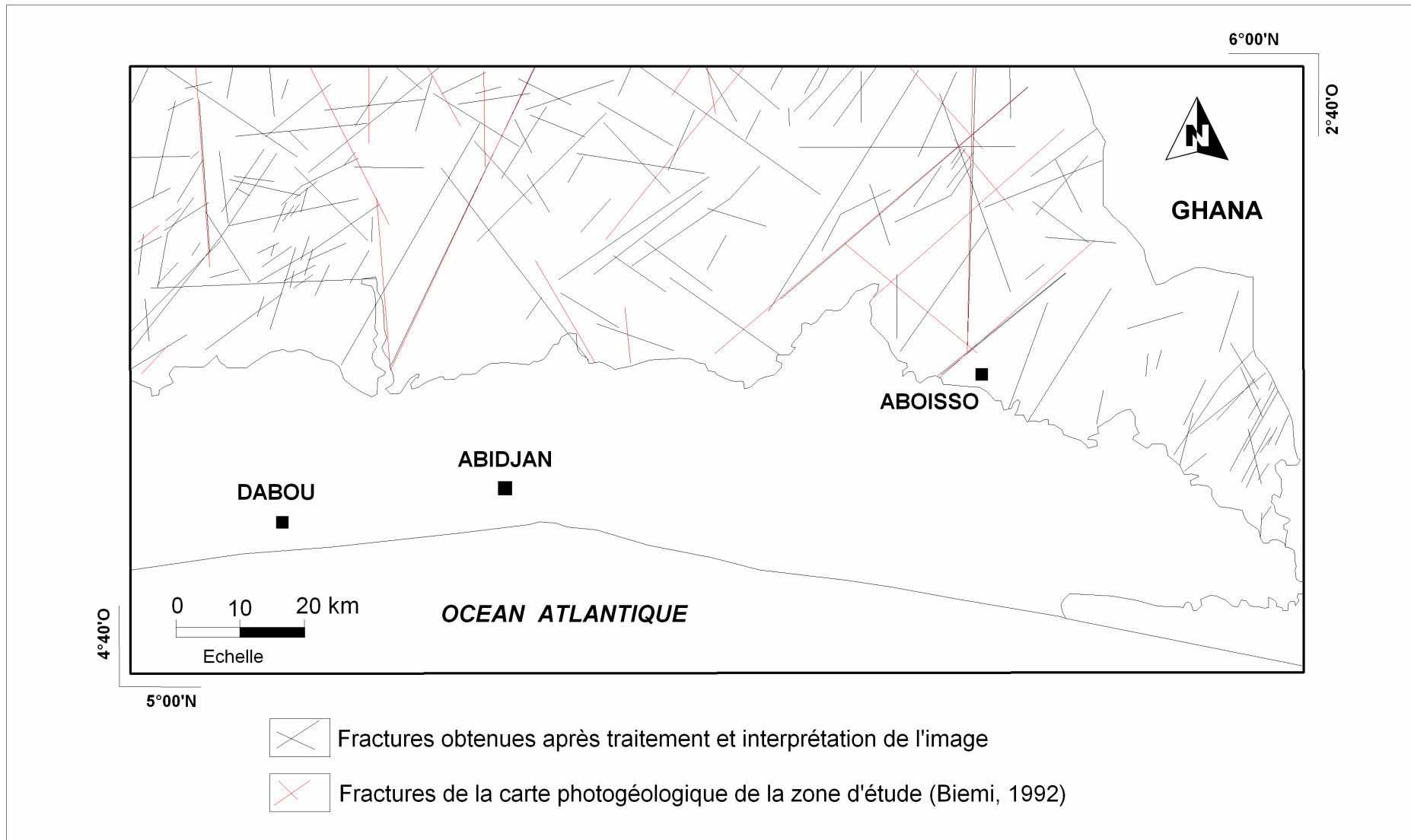


Figure 20. Comparaison de la carte de linéaments interprétés à celle des études antérieures

III.4.1 Distribution des orientations des fractures

Les fractures interprétées sont majoritairement orientées NE-SO comme le montrent les rosaces directionnelles (de pourcentage en nombre et en longueur cumulée ; figure 21). Les fractures qui ont servi de base de données à la construction de ces rosaces sont celles obtenues dans ce travail couplées des fractures de la carte photogéologique identifiées par Biemi (1992). Cet assemblage est nécessaire dans la mesure où il permet de rendre compte de la majorité des discontinuités du socle et permet à l'hydrogéologue d'avoir une estimation de la géométrie de l'aquifère du socle et des directions préférentielles de l'écoulement souterrain amont-aval des eaux. La direction NE-SO des discontinuités n'est rien d'autre que le reflet des contraintes du cycle orogénique éburnéen sur le socle dont témoigne l'allongement des formations birrimiennes.

III.4.2 Rapport entre les fractures du socle et les principales vallées du bassin sédimentaire

L'intérêt de cette partie est d'interpréter l'influence de la structure du socle sur le sens de l'écoulement de la nappe du CT en se basant uniquement sur les discontinuités du socle. Il s'agit d'établir un lien entre les grandes discontinuités du socle mises en évidence par la carte de fracturation et les principales vallées du bassin sédimentaire de la zone d'étude. En domaine de socle, le réseau hydrographique est le plus souvent l'image des discontinuités du socle représentant les talwegs par lesquelles circulent les eaux résurgentes. Sur un socle à surface irrégulière, peut se déposer des strates de sédiments à surface tout aussi irrégulière. La morphologie du bassin sédimentaire est dépendante de celle du socle. Les résultats obtenus dans ce chapitre semblent confirmer cette hypothèse. L'orientation de certaines grandes fractures du socle (fractures nommées de 1 à 6 ; figure 22), qui semblent se prolonger sous le bassin sédimentaire, est en accord avec l'orientation des principales vallées du bassin sédimentaire (figure 22).

Les vallées du bassin sédimentaire peuvent de ce fait être interprétées comme le prolongement sous-jacent des principales discontinuités du socle. Elles sont des zones où passent certains grands fleuves, certains grands cours d'eau et les étendues d'eau lagunaire de direction

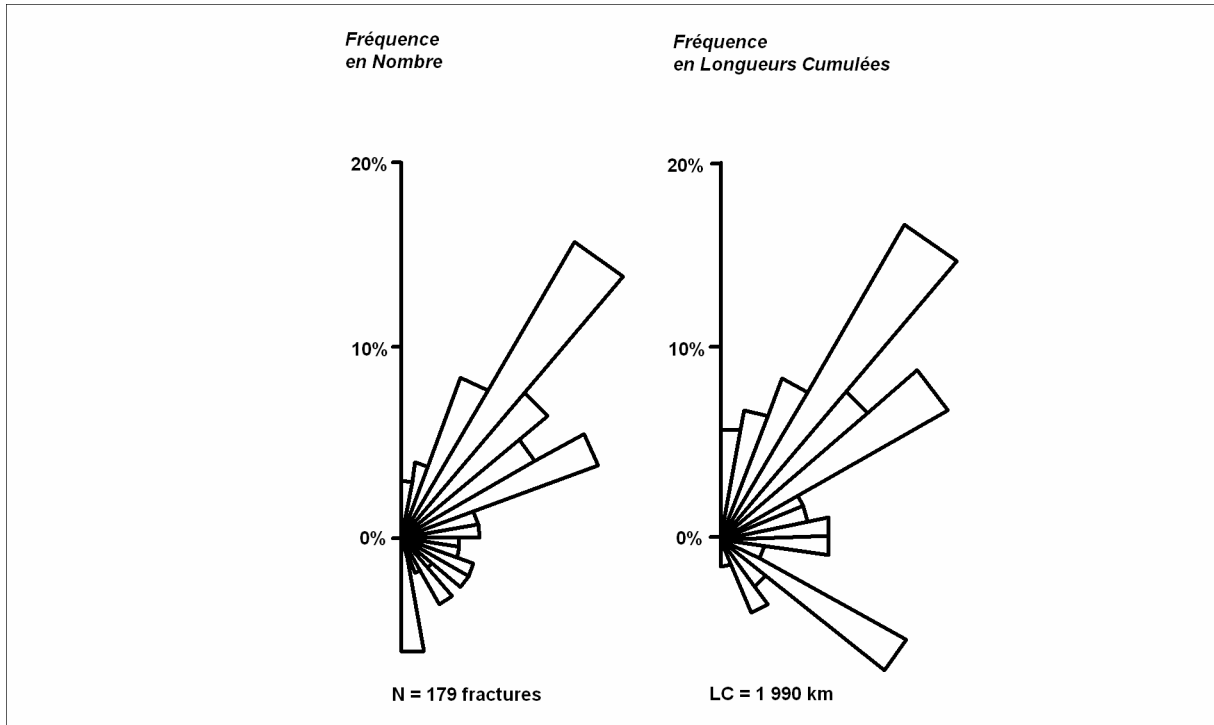


Figure 21. Rosaces directionnelles de la zone d'étude (imagerie satellitale)

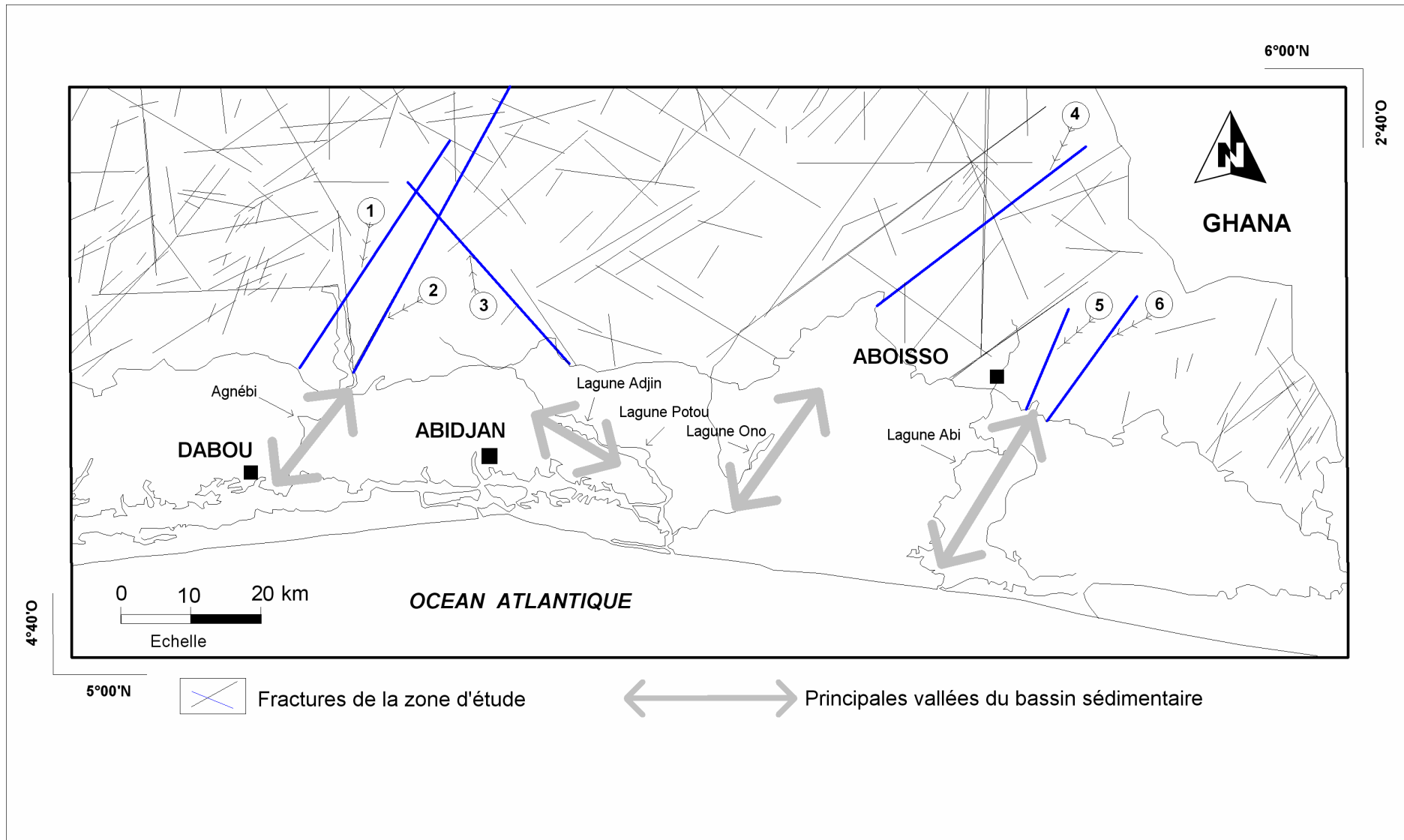


Figure 22. Carte des fractures du socle et des principales vallées du bassin sédimentaire cotier de la zone d'étude

transéquatoriale. Ce sont : la vallée de l'Agnébi située dans la région de Dabou, la vallée des lagunes Adjin et Potou dans la région d'Abidjan, la vallée de la lagune Ono et la vallée de la lagune Abi (figure 22). Les trois quart de ces vallées s'orientent NE-SO comme la majorité des fractures du socle (voir rosace directionnelle figure 21). En dehors des fractures (5) et (6), les fractures (1), (2), (3) et (4) qui semblent se prolonger sous le bassin sédimentaire interceptent la plupart du reste de fractures interprétées sur le socle. Cette géométrie de l'aquifère du socle pourrait influencer le sens d'écoulement de la nappe du CT en saison pluvieuse où le niveau d'eau dans les nappes est optimal.

Chapitre IV : Etude minéralogique des roches aquifères du socle

Les nappes souterraines se minéralisent majoritairement au contact de la roche encaissante. Toutefois, les eaux d'une nappe sédimentaire en situation de forte dilution portent la signature des eaux météoriques et cela se traduit par une similitude des teneurs en éléments chimiques entre les deux types d'eau. C'est le cas rencontré dans la nappe du CT qui a fait l'objet de plusieurs études (Jourda, 1987 ; Tapsoba, 1995 ; Oga, 1998) et dans lesquelles les auteurs statuent sur une recharge majeure de la nappe par les eaux de pluie.

La minéralisation de la nappe de socle, comparée à celle des bassins sédimentaires, a toujours été supérieure quelque soit la localisation. Dans les proportions relativement faibles de la minéralisation des nappes étudiées, nous cherchons à expliquer l'origine des ions majeurs qui gouverne la minéralisation des eaux souterraines. Cette origine ne peut être déterminée que si la minéralogie des roches aquifères est bien connue. C'est pourquoi dans cette partie du travail, nous nous intéressons aux roches aquifères du socle. Celles-ci sont étudiées dans ce travail car il y a une insuffisance d'informations sur leur composition minéralogique à travers la bibliographie.

IV.1 Minéralogie des roches du socle

Ce chapitre fait l'objet d'étude d'échantillons de roches prélevés dans chaque aquifère du socle dans lesquels des eaux souterraines ont été prélevées. Trois techniques d'étude des minéraux ont été utilisées :

- la microscopie optique,
- la microscopie électronique à balayage,
- et la diffraction des rayons-x.

IV.1.1 Microscopie optique

7 échantillons ont été prélevés sur les différents types de roche abritant les nappes étudiées dans le socle (figure 23). Ce sont :

- MaG : Métaarénites dominants sur métasiltstones de Guéssigué,
- MsA : Métasiltstones dominant sur métaarénites de Attiékoua.
- MsB : Métasiltstones dominants sur métaarénites de Bakanou,
- GnN : Gneiss fin à biotite et à amphibole de Nianda,
- MmA : Métamonzogranite et métagranite à muscovite de Abiehou,
- MdB : Métadiorite et métatonalite de Bakro,
- MgA : Métagranodiorite à biotite et/ou hornblende de Aboisso,

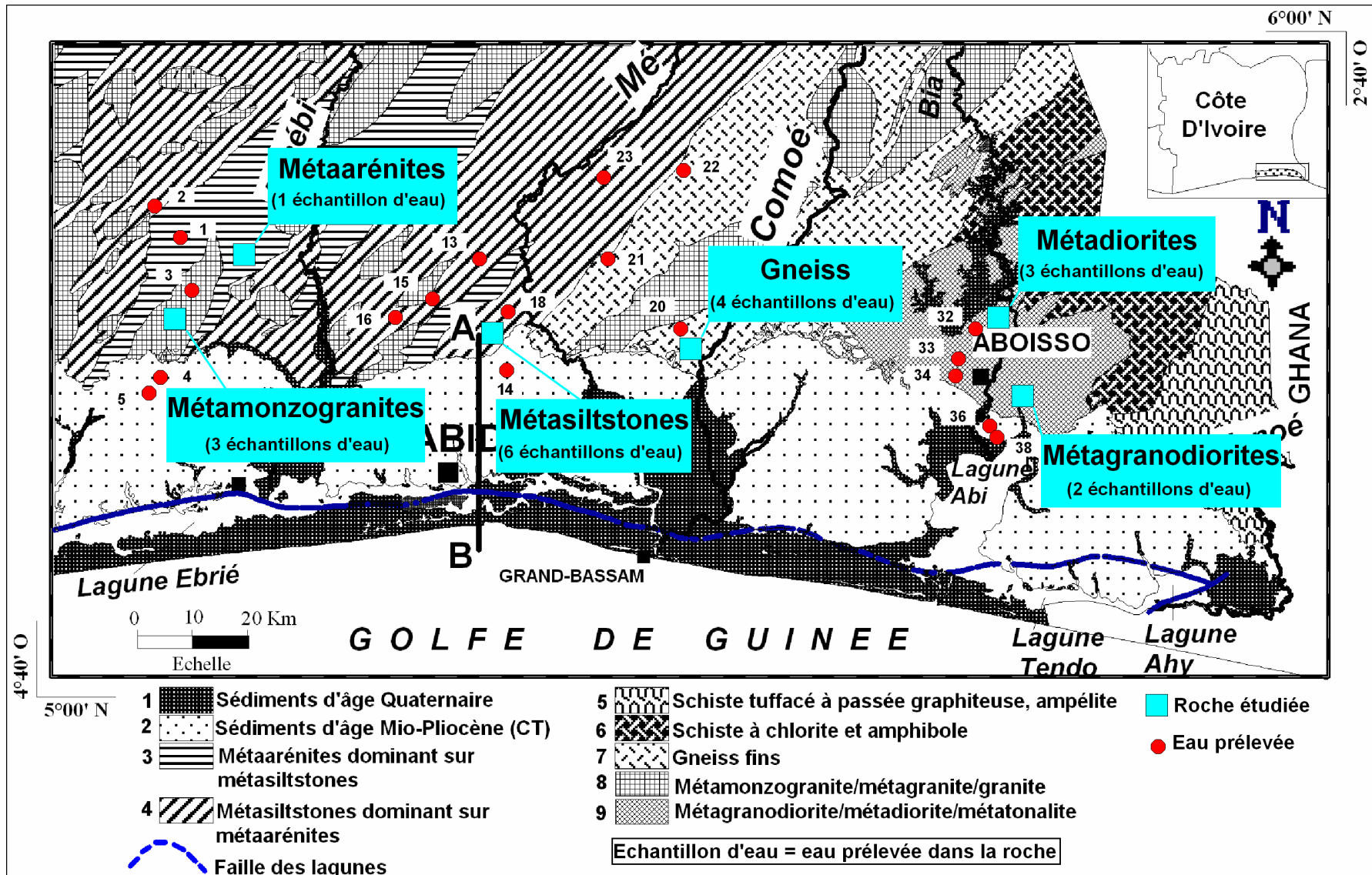


Figure 23. Carte d'échantillonnage de roches

Trois roches ont pu être échantillonnées: ce sont le granite à biotite de M'Brago 2, le méta granite à biotite de Attinguié et les schistes tuffacés à passées garphiteuses de Affienou où un seul échantillon d'eau a été prélevé dans chacune d'elles.

Ces formations géologiques du Sud de la Côte d'Ivoire ont été étudiées et circonscrites par les premiers auteurs géologues (Leneuf, 1959 ; Delor, *et al.*, 1992). Nous ne ferons que compléter l'étude minéralogique des formations géologiques échantillonnées sous l'angle des objectifs fixés. Les caractéristiques des minéraux relevant de l'étude microscopique en lumière naturelle et polarisée telles que la forme, la cassure, l'altération et l'extinction seront données brièvement dans ce chapitre lorsqu'elles permettent de décrire pour mieux les déterminer ces minéraux. En revanche, la transparence, la couleur, le pléochroïsme, la corrosion, le relief et l'angle d'extinction des minéraux, qui n'apportent qu'un supplément d'information, ne seront pas décrits dans ce chapitre. Certains minéraux accessoires ou essentiels peuvent échapper à l'étude de la microscopie optique. Il sera donc nécessaire de recourir à une autre méthode d'étude qu'est la microscopie électronique à balayage (*cf.* IV.1.2).

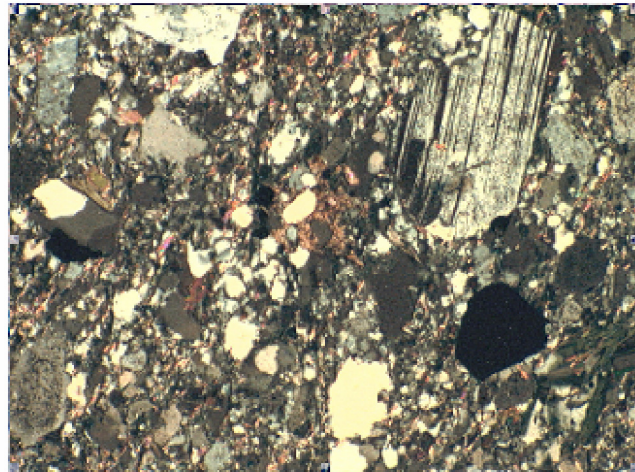
IV.1.1.1 Métaarénites dominant sur métasiltstones

Ce faciès est un mélange d'arénites et de siltites qui sont toutes deux des roches sédimentaires. Le préfixe "méta" signifie qu'elles ont été prises dans un métamorphisme pour devenir des schistes. Les études menées par Alric *et al.* (1987) citées par Delor, *et al.* (1992) ont montré la prédominance des métaarénites feldspathiques sur les grauwackes riches en matrice chloriteuse et en éléments lithiques d'origine volcanique.

Des lames minces polies ont été confectionnées au laboratoire IDES et étudiées au microscope optique (figure 24). Les minéraux identifiés sont : le quartz, la chlorite, la biotite, les plagioclases et les minéraux opaques. Les minéraux abondants dans la roche sont la chlorite et les micas. Tous les minéraux ont une forme xénomorphe et la roche est marquée d'une ségrégation ou stratification minéralogique qui s'observe par un assemblage de quartz et de plagioclases relativement de grande taille par rapport aux phyllosilicates (la chlorite et les micas) de taille plus petite, allongés et qui apparaissent transposés le long d'une schistosité appelée "S0/S1" par Guibert et Vidal (1984) cités par Delor *et al.* (1992) (figure 24 et 25). La roche a une texture lépidoblastique (figure 25).



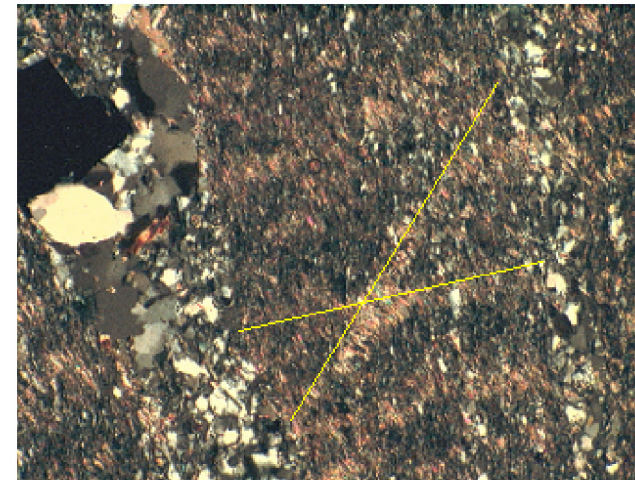
A



7 x 10 x 12,5 x 2

B

Figure 24. Assemblage minéralogique des métaarénites de Guéssigué (lumière polarisée)



C

4 x 10 x 12,5 x 2

Figure 25. Ségrégation minéralogique au sein des métaarénites de Guéssigué (lumière polarisée)

La photographie A représente l'affleurement où a été échantillonnée la roche étudiée. Cette formation possède des filons de quartz de direction N 201 et N 100. Les fractures qui s'y trouvent sont de direction N 131. L'affleurement se trouve à l'entrée du village Guéssigué précisément dans la rivière nommée "Massoh". L'échantillon prélevé ne présente aucun signe d'altération.

L'observation minutieuse de la plage minéralogique montre l'existence d'axes de schistosité obliques aux premiers confirmant ainsi la deuxième schistosité S2 soulignée par les premiers auteurs (figure 25).

Un seul forage captant la nappe de fractures de cette roche a été échantillonné. Il s'agit de la nappe de Badasso (N°1) (figure 23).

IV.1.1.2 Métasiltstones dominant sur métaarénites

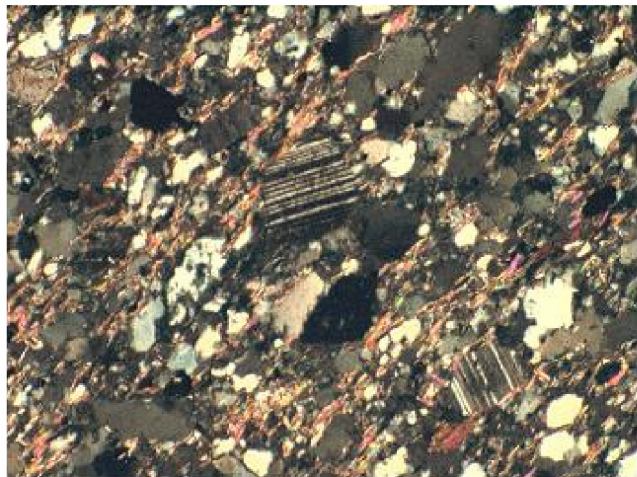
Deux échantillons de roche ont été prélevés dans deux localités différentes. Il s'agit de la localité de Bakanou située à l'ouest de la zone d'étude et celle de Attiekoua. Cet ensemble est un faciès constitué, d'après les études antérieures, de métasiltstones quartzo-feldspathiques alternant avec les métaarénites feldspathiques. Sur le terrain, ces roches ont une couleur verdâtre (figure 26 (D) et 27 (F)). L'étude microscopique optique effectuée sur les échantillons prélevés à Bakanou révèle un assemblage de quartz, de plagioclases, d'orthoclases, de chlorite, de muscovite et des minéraux opaques. Les mêmes minéraux sont observés dans les roches de Attiekoua à l'exception de la muscovite qui est remplacée par la biotite. Ces minéraux ont une forme xénomorphe et forment une texture granolépido-blastique. Les plans de schistosité sont moins observables, ils confirment une schistosité précoce S0/S1 comme l'ont précisé les précédents auteurs (figure 26) et soulignée par les minéraux de chlorite et de muscovite. L'observation des plages minérales montre que les minéraux abondants dans la roche sont le quartz et les feldspaths. Les photos (D) et (F) des figures 26 et 32 représentent les affleurements respectifs sur lesquels ont été échantillonnées les roches étudiées. Cinq échantillons d'eau ont été prélevés dans ce type de roche. Il s'agit des eaux de fractures de Sahué (N°2), de Abbe Begnini (N°13), de Tomasset (N°15), de Adakie (N°16), de Attiékoua (N°18) et celles de Kodioussou (N°23) (voir figure 23).



D



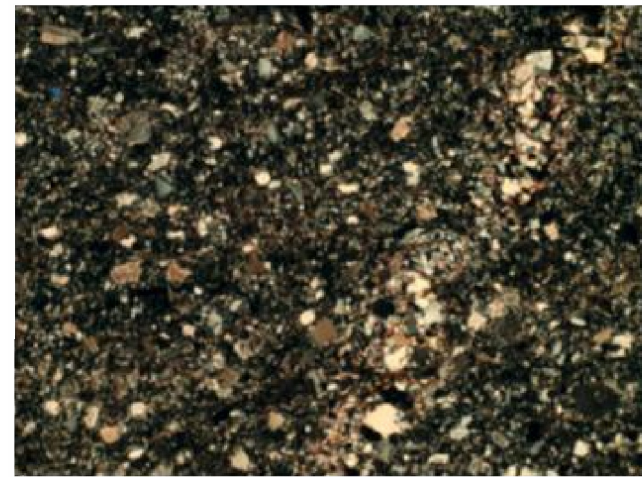
F



E

7 x 10 x 12,5 x 2

Figure 26. Assemblage minéralogique (Roche de Bakanou)



G

1 x 10 x 12,5 x 2

Figure 27. Assemblage minéralogique (Roche de Attiekoua)

IV.1.1.3 Gneiss fin à biotite et à amphibole

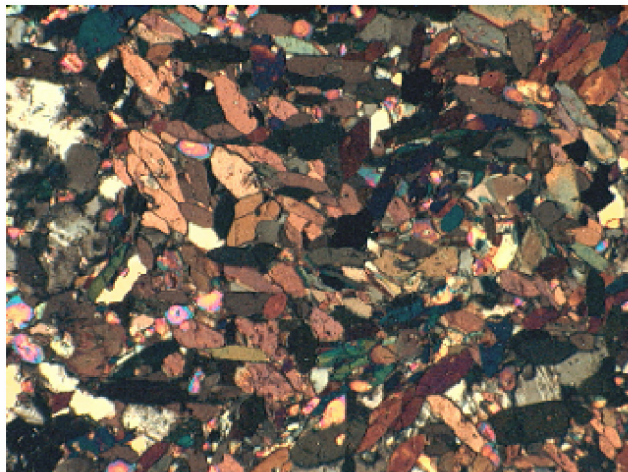
Cette roche a été échantillonnée non loin du village de Nianda. Elle présente une couleur globalement noirâtre avec une alternance de bandes sombres et claires (figure 28 (H)). Au microscope optique, cette roche présente un assemblage de quartz, d'orthoclases, d'amphiboles, de plagioclases et des minéraux opaques (figure 28 (I)). Les minéraux tous azimuts présentent une forme xénomorphe. Les amphiboles ont en outre, une forme allongée " et taillée " en forme d'aiguille comme en atteste la figure 29, indiquant ainsi une texture nématoblastique. Cette orientation, due au métamorphisme, est le reflet de la direction des foliations observables à l'affleurement (figure 28 (H)). Quatre échantillons d'eau ont été prélevés dans cette formation géologique dans deux localités différentes : les eaux de fractures de Ahoué (N°14 sous couvert du CT), de Abrotchi (N°20), de Danguira (N° 21) et celles de Yapokoi (N°22) (voir figure 23).

IV.1.1.4 Métamonzogranite et Métagranite à muscovite

Ces formations ont été définies selon la carte géologique de la Côte d'Ivoire comme des roches intrusives. Elles affleurent dans plusieurs localités dont celle d'Abiehou où elles ont été échantillonnées à une distance d'environ un kilomètre du forage. L'affleurement se présente sous forme d'une petite dalle (figure 30 (K)). L'étude par la microscopie optique révèle la présence de quartz, de muscovite, de biotite et des orthoclases (le microcline et un autre minéral de la série). Concernant les feldspaths alcalins (orthoclases), le microcline est abondant par rapport à l'orthose. La roche a une texture grenue et les minéraux abondants dans la roche sont : le quartz, la muscovite suivie du microcline, des plagioclases et des minéraux opaques. Les minéraux ont une forme xénomorphe et soulignée d'une hétérogénéité de taille. Les plages minéralogiques étudiées sont constituées de certains minéraux de feldspath de grande taille jouxtant les autres composantes minérales de petite taille (figure 30 (M et N)). Les minéraux de biotite sont particulièrement de petite taille et moins abondants comparativement aux autres. Concernant les minéraux accessoires, on observe une transformation du minéral initial pour donner naissance à de petits minéraux de nature différente (figure 30 (M)). La suite de l'étude par la microscopie électronique à balayage nous permettra d'améliorer l'analyse des minéraux accessoires, opaques et des minéraux essentiels qui ne seraient pas déterminés dans cette phase de la microscopie. Sur la figure 30 (N), le microcline est bien illustré contrairement aux autres images (de la même figure) où il est moins visible. Trois échantillons d'eau ont été prélevés dans cette formation



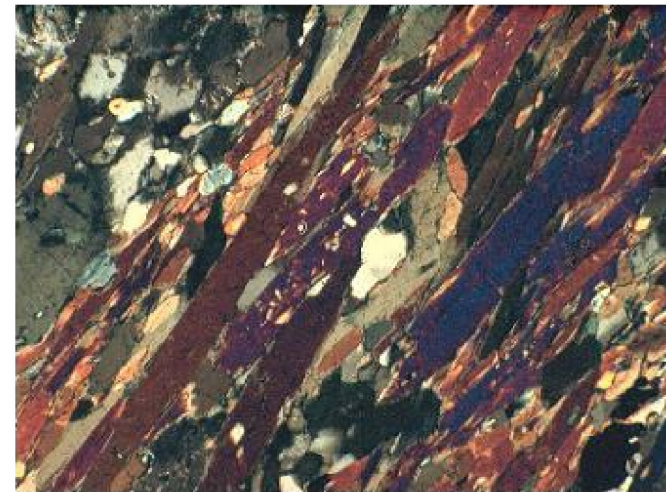
H



I

7 x 10 x 12,5 x 2

Figure 28. Assemblage minéralogique (Gneiss de Nianda)



J

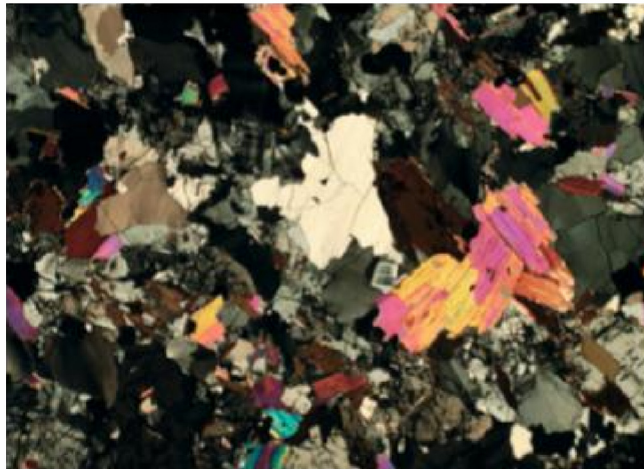
7 x 10 x 12,5 x 2

Figure 29. Morphologie des minéraux dans les gneiss de Nianda

La roche est essentiellement constituée d'amphiboles et de biotite. Des minéraux opaques y figurent et d'autres minéraux essentiels ou accessoires, difficilement détectables ou reconnaissables n'ont pu être définis. L'étude à la microscopie à balayage présentée dans les paragraphes suivants permet une étude relativement complète de la lame mince.

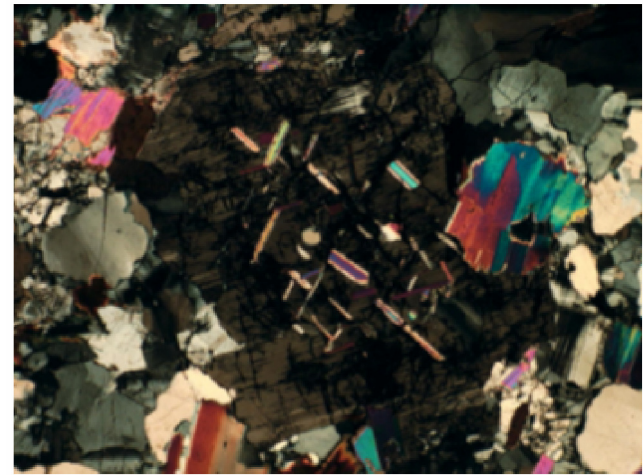


K

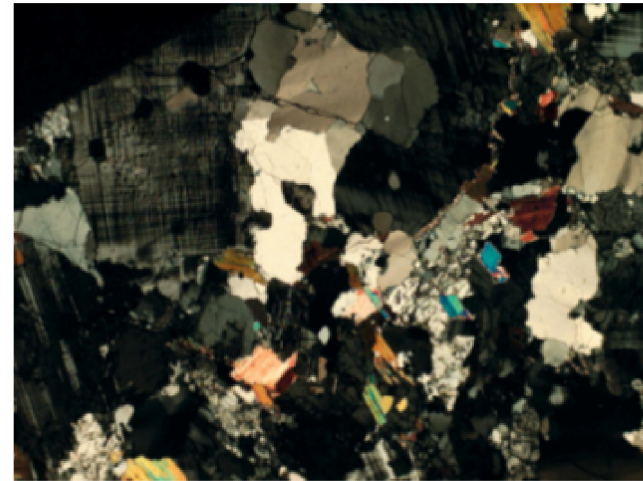


L

1 x 10 x 12,5 x 2



M



N

4 x 10 x 12,5 x 2 (pour le M) 1 x 10 x 12,5 x 2 (pour le N)

Figure 30. Assemblage minéralogique (Roche de Abiehou : K-L-M-N)

géologique : il s'agit des eaux de Abiehou (N°3), de Agnimambo (N°4 sous couvert du CT) et celles de Kodokodji (N°5 sous couvert du CT).

IV.1.1.5 Métadiorite et Métatonalite

Ces faciès sont étroitement associés aux massifs granodioritiques dont ils se distinguent par l'absence de feldspaths alcalins (Delor *et al.*, 1992). Cette formation géologique a été échantillonnée à environ un demi kilomètre du village de Bakro, dans une petite rivière. L'étude à la microscopie optique des lames minces confectionnées de cette roche donne un assemblage minéralogique composé de quartz et essentiellement d'amphibole mais aussi de minéraux opaques. Les minéraux présentent une forme xénomorphe. Certains minéraux d'amphibole sont allongés tandis que les cristaux de quartz et les minéraux opaques ne le sont pas. La texture de cette roche serait de ce fait une texture granonématoblastique. A l'œil nu, la roche présente une texture microlitique et une couleur noirâtre qui est due à l'abondance de minéraux d'amphibole. La figure 31 (O et P) illustre l'affleurement et l'assemblage minéralogique de la roche. Trois échantillons d'eau ont été prélevés dans cette formation ; il s'agit des échantillons provenant des eaux de fractures de Ebokoffi (N°32), de Bakro (N°33) et celles de Koffi Kokorekro (N°34).

IV.1.1.6 Métagranodiorite à hornblende

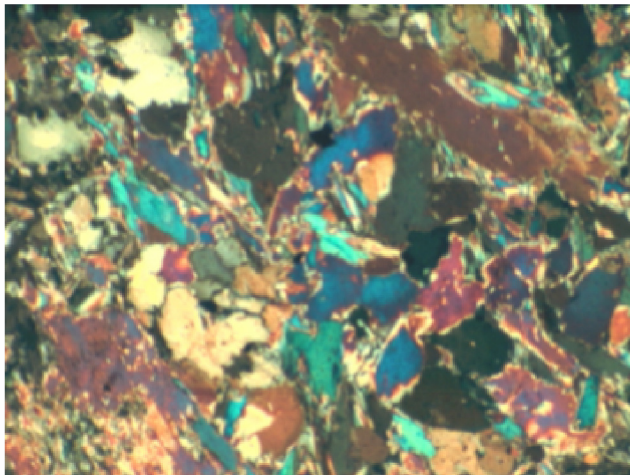
Cette roche a été échantillonnée à l'entrée de la ville d'Aboisso sur un affleurement illustré par la figure 32 (Q). Les minéraux observés au microscope optique sont : le quartz et les amphiboles en abondance, des plagioclases, des orthoclases (du microcline et un autre minéral de la série) et des minéraux opaques. Les plagioclases sont en phase d'altération : début de saussuritisation (apparition d'épidotes aux dépens des plagioclases). Certains plagioclases sont zonés et présentent des macles polysynthétiques (figure 32 (R)). Quelques minéraux d'amphiboles sont visibles en section basale où apparaissent les clivages formant un angle de 120° ou de 60° et en section longitudinale avec des clivages parallèles à l'allongement des minéraux (figure 33 (S et T)). La roche présente une texture grenue. En section basale, les minéraux d'amphibole, maclés, présentent une forme automorphe ; *idem* pour certains minéraux de plagioclases zonés (figure 32 (R)). La microscopie à balayage permettra de déterminer le ou les types d'amphibole. Certains minéraux de quartz présentent des cassures et ont une taille presque similaire à celle des amphiboles.



⓪



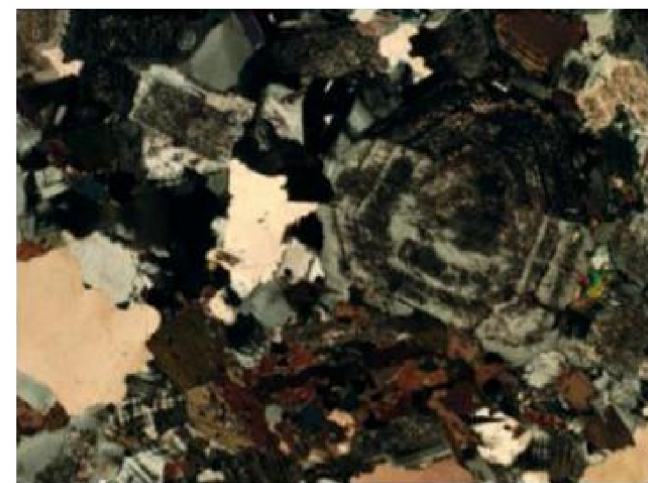
Ⓚ



Ⓟ

8 x 10 x 12,5 x 2

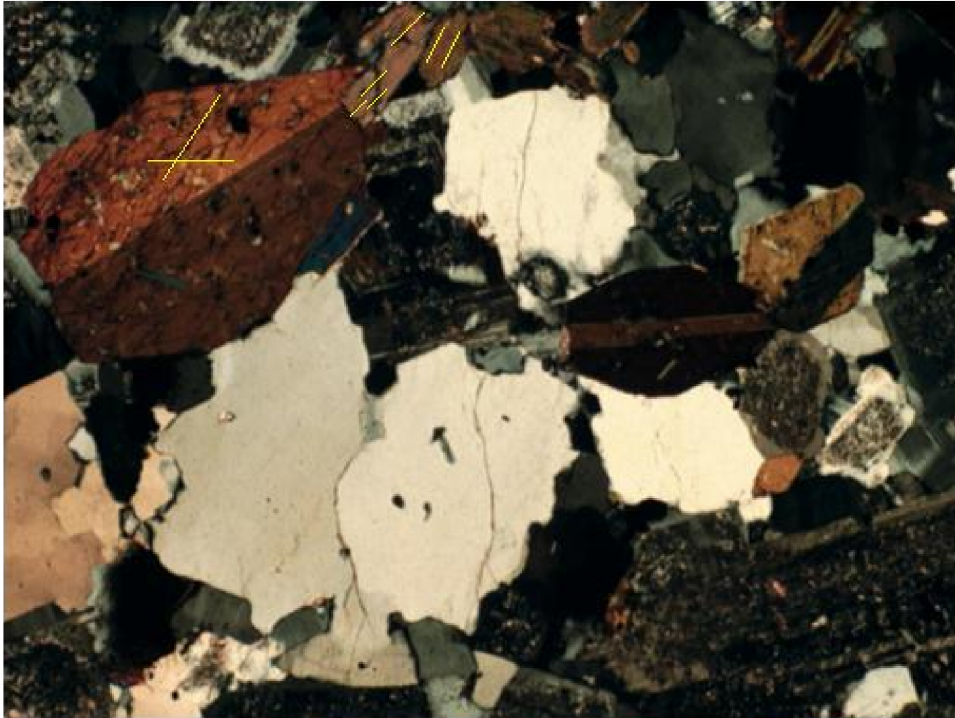
Figure 31. Assemblage minéralogique (Roche de Bakro)



Ⓡ

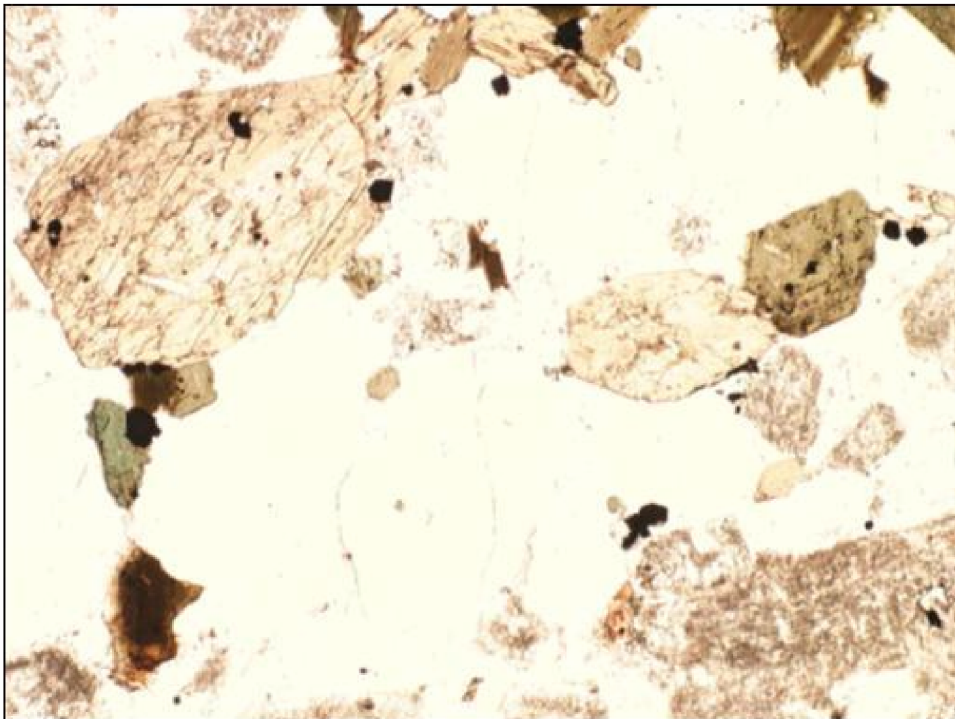
1 x 10 x 12,5 x 2

Figure 32. Assemblage minéralogique (Roche d'Aboisso)



S

Photo prise
en lumière
polarisée (LP)



T

Photo prise
en lumière
naturelle (LN)

4 x 10 x 12,5 x 2

Figure 33. Assemblage minéralogique des métagranodiorites à amphibole de Aboisso. Présentation des minéraux d'amphibole en section basale et longitudinale à macles polysynthétiques

Deux forages d'eau situés en domaine de socle captent cette nappe de fracture. Il s'agit des eaux de fractures de Kodiakro (N°36 sous couvert du CT) et de Ehia (N°38 sous couvert du CT).

IV.1.2 Microscopie électronique à balayage (MEB)

C'est une technique de la microscopie électronique basée sur le principe des interactions "électrons-matière". Elle peut aussi être définie comme une méthode de détermination semi-quantitative de la composition en pourcentage de poids d'oxyde des éléments chimiques des minéraux présents dans une roche. Cette méthode permet de déterminer tous les minéraux essentiels, accessoires et opaques qui sont difficilement déterminables à la microscopie optique. L'accent sera mis sur les minéraux silicatés et aluminosilicatés capables de libérer dans le réservoir immédiat d'eau, des cations majeurs à la suite de leurs altérations chimiques. Des exemples de spectre et d'image des minéraux seront donnés en annexes II (figure 2 à 13).

IV.1.2.1 Métaarénites dominant sur métasiltstones

Cette méthode d'étude confirme l'assemblage minéralogique obtenu par le microscope polarisant : quartz, plagioclases (albite), chlorites (diabantite, prochlorite ou leptochlorites : thuringite) et la biotite. A ceux-ci, s'ajoutent le sphène ou titanite, le zircon, les épidotes (zoïsite β ou pistachite) et des oxydes de fer. Le choix entre le diabantite, la prochlorite et le clinocllore se fait par le calcul de formule structurale du minéral tandis que le zoïsite β et la pistachite se distinguent par leurs systèmes de cristallisation : orthorhombique pour le premier et monoclinique pour le second (Roubault *et al.*, 1963). La composition en pourcentage de poids d'oxyde des éléments chimiques des minéraux de cette roche est donnée dans le tableau 8. La différenciation de ton au sein d'un même minéral, montrant le passage d'une biotite à une chlorite, confirme la déstabilisation quasi fréquente des biotites pour donner naissance à des chlorites (chloritisation).

IV.1.2.2 Métasiltstones dominant sur métaarénites

Ce type de roche présente les minéraux essentiels déjà observés au microscope polarisant y compris les minéraux accessoires et certains minéraux opaques. Dans la roche de Bakanou, l'assemblage minéralogique se présente comme suite : le quartz (dominant), les plagioclases, l'ilménite (ou fer titané qui apparaît à l'intérieur des minéraux de quartz), les chlorites

(diabantite, prochlorite ou leptochlorites : thuringite), le zircon dont certains cristaux sont zonés, des oxydes de fer purs, la ferrimuscovite (en petits cristaux allongés à l'intérieur des minéraux de quartz), un minéral de la série sodi-potassique et la biotite. Quant à la roche de Attiekoua, l'assemblage minéralogique présenté dans le tableau 9 est le suivant : du quartz (abondant), des plagioclases (albite), des chlorites (diabantite, prochlorite ou leptochlorites : thuringite), de l'annite (un mica noir carrent en magnésium), du sphène (titanite), de l'apatite, des épidotes et des phosphates de terres rares contaminés par les épidotes immédiates, à cause de la présence du titane, de l'aluminium, de calcium et du fer (annexes II, figure 4-A). Les phosphates de terres rares sont les principaux minéraux contenant des terres rares dans l'environnement naturel et représentent un petit groupe d'une quinzaine de minéraux dans la nature (Lucas, 2003). Deux phosphates de terres rares les plus connus sont : la monazite et le xénotime. Le phosphate dont il est question dans cette roche est la monazite (annexes II, figure 4-B) car il contient le cérium (Ce), le néodyme (Nd), le lanthane (La), le thorium (Th) et le praséodyme (Pr). La chloritisation remarquable des cristaux de biotite est à souligner dans cette roche.

Tableau 8. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Guéssigié (Métaarénites)

Groupe	Minéral	Principaux éléments constitutifs	Proportion en Oxyde (%) des éléments							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂
Plagioclases	Albite	Si, Al, Na	54,91	14,21	10,16					
Chlorites Ferromagnésiennes	Diabantite	Si, Al, Mg, Fe	21,84	16,53				13,41	15,87	
	Prochlorite									
	Leptochlorites (Thuringite)									
Micas noirs	Biotite	Si, Al, Mg, K, Fe	30,85	12,85		11,12		10,46	12,48	
Minéraux accessoires	Sphène (titanite)	Si, Ca, Ti	25,56					28,14		35,65
Minéraux accessoires: Epidotes	Zoisiteβ	Si, Al, Ca, Fe	32,11	20,41				23,98	6,11	
	Pistachite									

Tableau 9. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Attiekoua (Métasiltstones)

Groupe	Minéral	Principaux éléments constitutifs	Proportion en Oxyde (%) des éléments							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂
Plagioclases	Albite	Si, Al, Na	61,87	17,44	10,55					
Chlorites Ferromagnésiennes	Diabantite	Si, Al, Mg, Fe	21,07	17,33				10,60	23,76	
	Prochlorite									
	Leptochlorites (Thuringite)									
Micas noirs	Annite	Si, Al, K, Fe	39,79	24,83		11,76			5,02	
Minéraux accessoires	Sphène (titanite)	Si, Ca, Ti	27,49					31,15		42,89
Minéraux accessoires: Epidotes	Zoisiteβ	Si, Al, Ca, Fe	32,54	19,41				24,30	11,54	
	Pistachite									
Minéraux accessoires	Apatite	P, Ca						56,93		30,59

IV.1.2.3 Gneiss fin à biotite et à amphibole

Les minéraux étudiés par la méthode dans cette roche sont : le quartz, les plagioclases (de l'albite et un autre minéral de la série calco-sodique), les orthoclases (orthose), de l'amphibole (avec Ca, Mg et Fe (magnésiohornblende) et sans Mg (ferrotschermakite), le sphène, les épidotes (zoïsite β ou pistachite), le zircon et l'ilménite. La composition en pourcentage de poids d'oxyde des éléments chimiques des minéraux de la roche est consignée dans le tableau 10. Contrairement au nom de la roche, aucun minéral de biotite n'a été trouvé dans cette étude. Loin de mettre en cause les études antérieures menées sur les grandes formations géologiques dont découle la carte géologique ivoirienne de 1992, l'absence de la biotite pourrait s'expliquer par son caractère très minoritaire dans la roche et qui ne serait pas présente dans l'assemblage minéralogique pris en compte par la fabrication de la lame mince étudiée. L'hypothèse d'une différenciation de faciès au sein de la même formation rocheuse serait envisageable. Cette étude révèle que la roche est essentiellement constituée d'amphibole (la hornblende verte).

IV.1.2.4 Métamonzogranite et Métagranite à muscovite

L'assemblage minéralogique est très peu différent de celui issu du microscope polarisant. Les minéraux sont: Le quartz, la ferrimuscovite (muscovite contenant une petite quantité de fer), la biotite, les orthoclases (le microcline et un autre minéral de la série) (tableau 11), quelques petits cristaux de zircon, et les phosphates de terres rares (annexes II, figure 6-C). Le tableau 11, présente les résultats donnés en pourcentage de poids d'oxyde des principaux minéraux de la roche. Dans cette roche tout comme dans les métasiltstones de Attiekoua, les phosphates de terres de terres rares sont de la monazite. La muscovite et la biotite contiennent respectivement une petite quantité de fer et de titane.

Tableau 10. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Nianda (Gneiss)

Groupe	Minéral	Principaux éléments constitutifs	Proportion en Oxyde (%) des éléments							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂
Plagioclases	Albite	Si, Al, Na	52,88	13,79	9,26					
	Calco-sodique	Si, Al, Na, Ca	46,44	16,65	6,90		5,26			
Orthoclases	Orthose et/ou autres	Si, Al, K	36,34	23,98		11,60				
Amphiboles	Hornblendes Magnésienne (Magnésio-hornblende)	Si, Al, Ca, Mg, Fe	34,01	12,43			11,74	6,05	15,79	
	Hornblende verte sans Mg (Ferrotschermakite)	Si, Al, Ca, Fe	30,83	19,59			23,25		6,57	
Minéraux accessoires	Sphène (titanite)	Si, Ca, Ti	24,71				27,24			36,15
Minéraux accessoires: Epidotes	Zoïsiteβ	Si, Al, Ca, Fe	30,74	18,67			23,04		6,99	
	Pistachite									

Tableau 11. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Abiehou (Métamonzogranite et Métagranite)

Groupe	Minéral	Principaux éléments constitutifs	Proportion en Oxyde (%) des éléments					
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂
Micas blancs	Ferrimuscovite	Si, Al, K, Fe	24,39	17,54	8,49		1,65	
Micas noirs	Biotite	Si, Al, K, Mg, Fe, (Ti)	19,83	10,5	6,34	3,18	16	2,15
Orthoclases	Orthose	Si, Al, K	33,35	9,75	12,05			
	Microcline							

IV.1.2.5 Métadiorite et Métatonalite

Cette roche présente les minéraux suivants : Le quartz, les plagioclases (albite et un minéral calco-sodique), les chlorites (diabantite, prochlorite ou leptochlorites : thuringite), la phengite, le sphène alumineux, les épidotes, les amphiboles (magnésiohornblende), l'apatite, la chalcopryrite et la pyrite. La pyrite est abondante à l'échelle de la lame étudiée en de petits cristaux. La composition en pourcentage de poids d'oxyde des éléments chimiques des minéraux est donnée dans le tableau 12. La rareté de la phengite dans la formation géologique justifie son absence parmi les minéraux observés à la microscopie optique (où elle serait probablement identifiée en tant qu'une muscovite).

IV.1.2.6 Métagranodiorite à hornblende

Cette formation rocheuse présente l'assemblage minéralogique suivant : du quartz, des plagioclases (non identifiés), des chlorites (diabantite, prochlorite ou leptochlorites : thuringite), du sphène, des épidotes (zoïsite β ou pistachite), de l'amphibole (magnésiohornblende), des orthoclases (de l'orthose et du microcline), du zircon et des oxydes de fer. La microscopie optique nous a révélé, concernant les feldspaths alcalins, la présence de microcline et d'un autre type de minéral de la série (sodi-potassique). La teneur en sodium étant quasiment nulle contre une teneur importante en potassium, il ne peut s'agir que de l'orthose et du microcline. Aucune allusion ne peut être faite aux feldspathoïdes (leucite ou kaliophilite) qui ne possèdent eux aussi que du potassium en plus du silicium et de l'aluminium, à cause de leur déficit relatif en silice contrairement aux minéraux étudiés. Le tableau 13 présente les différents résultats obtenus dans cette roche.

Tableau 12. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB : roche de Bakro (Métadiorite et Métatonalite)

Groupe	Minéral	Principaux éléments constitutifs	Proportion en Oxyde (%) des éléments								
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂	PO ₄
Plagioclases	Albite	Si, Al, Na	53,74	14,28	9,33						
	Calco-sodique	Si, Al, Na, Ca	44,79	18,33	5,85		7,93				
Chlorites Ferromagnésiennes	Diabantite	Si, Al, Mg, Fe	22,14	15,25				12,02	18,65		
	Prochlorite										
	Leptochlorites (Thuringite)										
Micas blancs	Phengite	Si, Al, K, Mg, Fe	37,74	20,73		11,58		2,21	1,97		
Minéraux accessoires	Sphène alumineux	Si, (Al), Ca, Ti	25,09	4,86			28,85				28,82
Minéraux accessoires: Epidotes	Zoïsiteβ	Si, Al, Ca, Fe	29,88	18,18				22,53	7,46		
	Pistachite										
Amphiboles	Hornblendes Magnésienne (Magnésio-hornblende)	Si, Al, Ca, Mg, Fe	41,35	4,69			11,45	10,2	12,07		
Phosphate de calcium	Apatite	P, Ca						51,62			29,72

Tableau 13. Composition en pourcentage de poids d'oxyde obtenue par le MEB: roche de Aboisso (Métagranodiorite)

Groupe	Minéral	Principaux éléments constitutifs	Proportion en Oxyde (%) des éléments							
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃ /FeO	TiO ₂
Plagioclases	Calco-sodique	Si, Al, Na, Ca	34,63	11,26	5,11		2,21			
Chlorites Ferromagnésiennes	Diabantite	Si, Al, Mg, Fe	14,42	9,98				9,19	11,89	
	Prochlorite									
	Leptochlorites (Thuringite)									
Minéraux accessoires	Sphène	Si, Ca, Ti	15,30				18,48			22,74
Minéraux accessoires: Epidotes	Zoïsiteβ	Si, Al, Ca, Fe	18,72	11,32				14,72	7,31	
	Pistachite									
Amphiboles	Hornblendes Magnésienne (Magnésio-hornblende)	Si, Al, Ca, Mg, Fe	24,79	3,02			7,46	6,90	7,10	
Orthoclases	Orthose	Si, Al, K	33,65	9,64			12,12			
	Microlcline									

IV.1.3 Analyse sur roche totale

L'analyse sur roche totale est indispensable pour corrélérer la chimie des eaux à celle de la roche encaissante. Chaque formation lithologique échantillonnée dans la zone de contact contenant les nappes de fractures a subi une analyse sur roche totale. Les résultats de cette analyse consignés dans le tableau 14 montrent que ces roches sont majoritairement acides. Les métasiltstones de Attiékoua, les métamonzogranites de Abiéhou et les métagranodiorites de Aboisso sont des roches dites acides car riches en silice avec un pourcentage en poids de SiO_2 supérieur à 66 %. Deux roches sont intermédiaires avec un pourcentage en poids de SiO_2 compris entre 52 et 66 %, ce sont les métaarénites de Guéssiguié et la métadiorite de Bakro. Seul le gneiss de Nianda est basique avec un pourcentage en poids de silice compris entre 45 et 52 %. Toutefois, il est à souligner qu'au vu des résultats du tableau 14 et 15 les métaarénites de Guéssiguié sont proches de l'acidité, opposées à la métadiorite/métatonalite de Bakro qui s'éloigne du pôle acide. Il faut cependant retenir que ces roches sont, dans l'ensemble, acides comparativement aux roches mafiques et ultramafiques rencontrées dans d'autres localités qui ne sont pas situées sur la zone d'étude. Les données en pourcentage d'oxyde sont converties en ppm (tableau 15) selon la relation suivante :

$$m_E = \frac{M_E \times Y}{M_{EO}} \times 10000 \quad (4)$$

Où :

m_E : est la concentration de l'élément chimique exprimée en ppm,

M_E : est la masse molaire de l'élément chimique en gramme par mole,

Y : est le pourcentage en poids d'oxyde de l'élément chimique donné par analyse sur roche totale,

M_{EO} : est la masse molaire de l'oxyde de l'élément chimique.

Le métamonzogranite et le métaarénite sont riches en alcalins tandis que la métadiorite, le gneiss et la métagranodiorite sont riches en alcalino-terreux. Le métasiltstone reste équilibré entre ces deux groupes de cations (figure 34). Les analyses sur roche totale montrent qu'au sein des alcalins, la concentration en sodium est supérieure à celle du potassium sur l'ensemble des roches à l'exception du métamonzogranite (figure 35a). En ce qui concerne les alcalino-terreux, le calcium est dominant sur l'ensemble de ces roches à l'exception des métasiltstones et métaarénites (figure 35b).

Tableau 14. Résultats d'analyse des échantillons sur roche totale (effectuée au Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy)

	Métaarénites (Guessigié)	Métasiltstones (Attiekoua)	Gneiss (Nianda)	Métamonzogranite (Abiéhou)	Métadiorite (Bakro)	Métagranodiorite (Aboisso)
% en oxyde						
SiO ₂	63,76	69,59	48,81	70,40	54,84	67,57
Al ₂ O ₃	16,31	13,41	17,52	15,88	14,40	15,00
Fe ₂ O ₃	6,43	5,40	12,62	1,50	9,55	3,10
MnO	0,09	0,09	0,18	0,02	0,14	0,05
MgO	2,40	1,73	4,38	0,33	6,85	1,94
CaO	1,65	1,15	10,85	0,44	9,09	3,18
Na ₂ O	3,96	3,43	2,55	3,13	2,41	4,35
K ₂ O	2,25	1,32	0,42	4,68	0,61	2,51
TiO ₂	0,62	0,53	1,30	0,24	0,48	0,31
P ₂ O ₅	0,13	0,12	0,11	0,23	0,10	0,12
Perte au Feu	1,84	2,30	1,15	2,89	1,95	0,84
Total	99,45	99,05	99,89	99,73	100,42	98,96

Tableau 15. Teneur (en ppm) des éléments chimiques des roches étudiées

	Métaarénites (Guessigié)	Métasiltstones (Attiekoua)	Gneiss (Nianda)	Métamonzogranite (Abiéhou)	Métadiorite (Bakro)	Métagranodiorite (Aboisso)
ppm						
Si ⁴⁺	298052	325285	228171	329071	256348	315842
Al ³⁺	76243	35486	81912	42022	67296	39693
Fe ³⁺	30060	18884	58985	5246	44644	10841
Mn ²⁺	440	689	832	124	668	394,97
Mg ²⁺	11218	10432	20483	1980	32005	11699
Ca ²⁺	7717	8219	50735	3145	42480	22727
Na ⁺	18501	12722	11905	11610	11246	16135
K ⁺	10517	5479	1940	19425	2865	10418
Ti ⁴⁺	2903	3176	6081	1438	2258	1858
P ⁵⁺	594	262	495	502	453	262

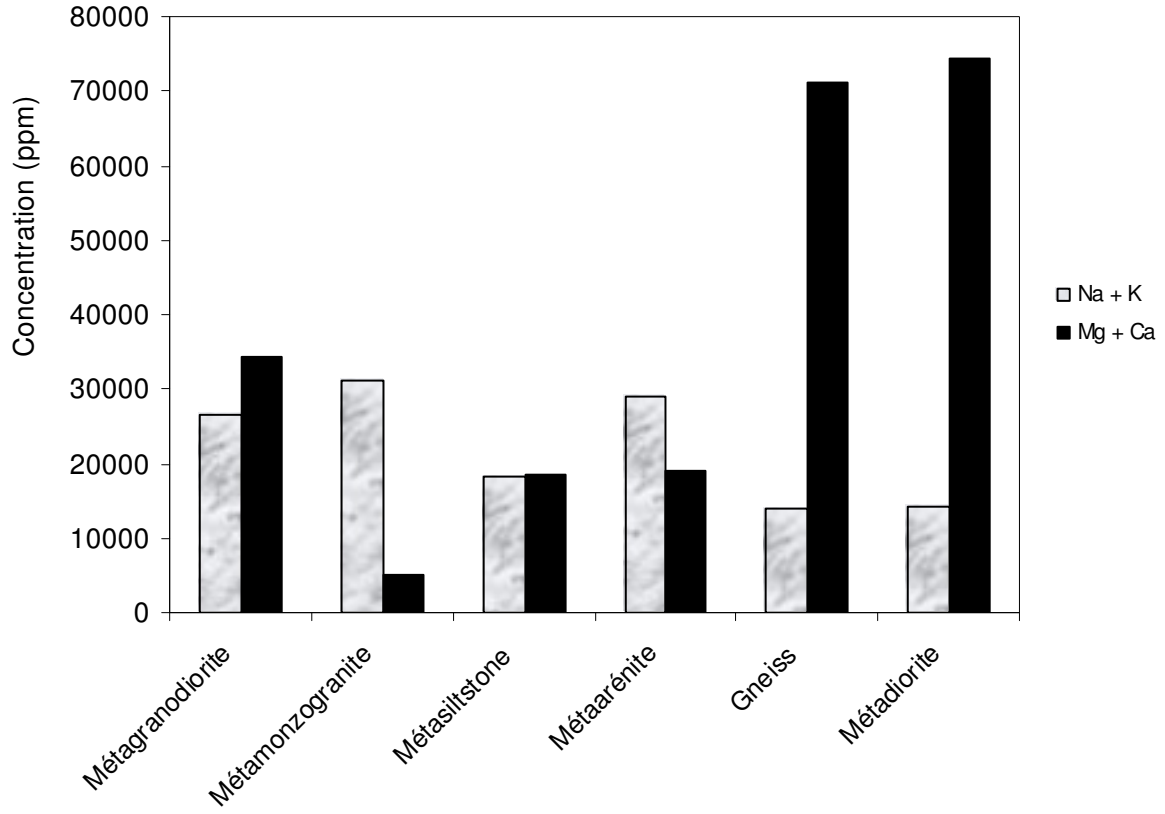


Figure 34. Concentration des roches en alcalins et en alcalino-terreux

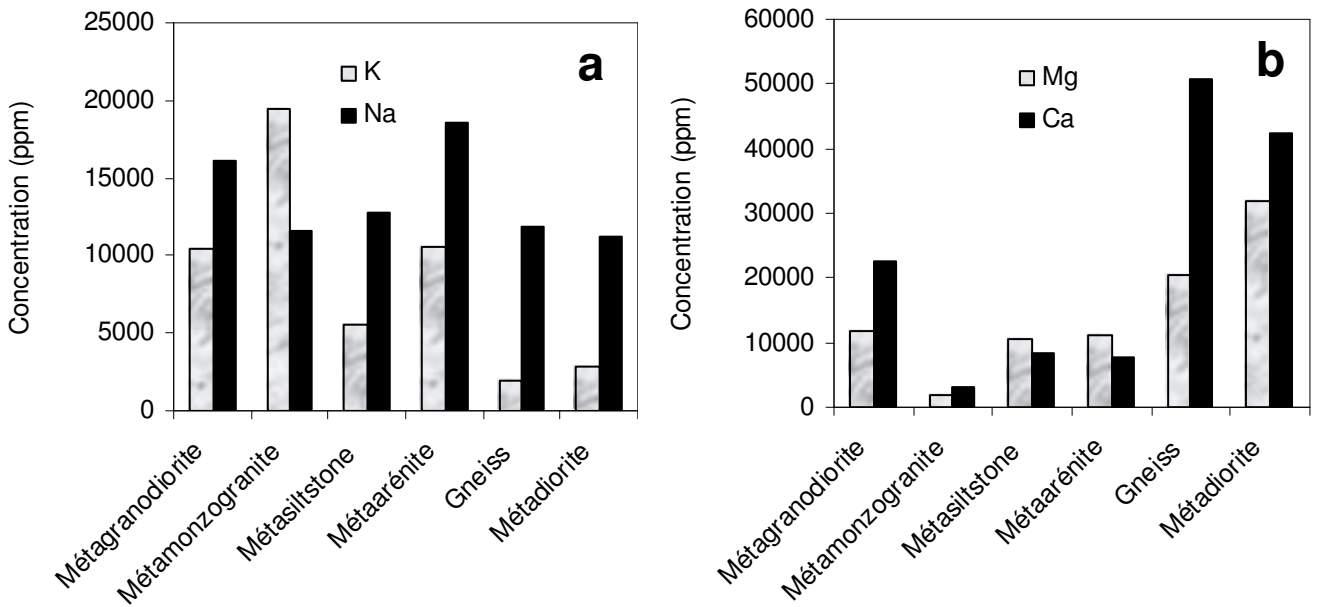


Figure 35. Proportion entre alcalins et entre alcalino-terreux dans chaque type de roche

IV.1.4 Diffraction des rayons X des poudres minérales issues des roches

La Diffraction des Rayons X (DRX) des poudres minérales est une méthode d'étude des propriétés physico-chimiques des solides.

Dans ce paragraphe du chapitre, nous avons recherché sur chaque diffractogramme obtenu (annexe II ; figure 14 à 19), les pics des minéraux déjà identifiés à la microscopie optique puis à balayage. Nous avons ensuite recherché certains minéraux complémentaires sur analyse des pics restants. C'est une méthode qui s'adjoint aux précédentes par sa complémentarité dans l'exercice de la détermination des minéraux primaires d'une roche. Cependant, pour que l'analyse soit véritablement complète, il convient de répertorier sur une lame mince les grandes familles des minéraux (comme les amphiboles, les pyroxènes, certains feldspaths etc.). Toutefois, une famille peut présenter des compositions chimiques différentes, qui ne seront identifiables par DRX. Ces minéraux devraient être passés à la microsonde électronique pour analyse minéralogique plus précise.

IV.1.4.1 Résultats d'analyse

Les minéraux silicatés identifiés par DRX sont inscrits dans le tableau 16. Le tableau 10 en annexe I donne les intensités des 4 principaux pics correspondant aux minéraux. Les résultats obtenus sont satisfaisants parce qu'ils confirment la présence de la majorité des minéraux silicatés déjà identifiés par les précédentes méthodes. Nous avons retenu les minéraux déjà mis en évidence et qui font partie d'une série de minéraux avec la même structure cristalline même si en complément des pics secondaires, 2 principaux pics sur 4 sont identifiés. L'absence des 2 principaux pics restants, pour ces minéraux retenus, s'explique par l'influence de la présence des minéraux mal cristallisés appartenant à la même famille. Dans ce cas, c'est le nom de la famille minérale qui est retenu plutôt que de considérer l'espèce minérale. Les chlorites sont identifiés dans les roches par cette méthode à travers la thuringite qui présente 2 pics sur 4, l'absence des pics restants s'explique par l'influence de la présence d'autres chlorites. Par ailleurs, des amphiboles et des pyroxènes, non préalablement mis en évidence dans les métaarénites, ont été notés (précisés "incertains" dans les tableaux) sous réserve de vérification à la microsonde électronique car présentant 3 principaux pics sur 4 y compris la majorité des pics secondaires. Nous considérons que ces minéraux essentiels sont en trace dans ces roches (métaarénites).

IV.1.4.2 Abondance relative des minéraux identifiés par la DRX

L'analyse des minéraux par DRX permet une estimation semi-quantitative de l'assemblage minéralogique. Pour estimer les proportions des minéraux sur chaque diffractogramme des roches étudiées, nous supposons que la somme des aires des pics à 100 % d'intensité des minéraux déterminés, correspond à la totalité de ces minéraux identifiés dans la roche. Les résultats obtenus sont présentés dans le tableau 16.

IV.1.5 Synthèse et discussion

La liste des minéraux silicatés établie, fait l'objet de synthèse des résultats obtenus par chaque technique d'étude (les méthodes de microscopie et de DRX). Les résultats sont présentés dans le tableau 17. Ce tableau, relativement complet, tient aussi compte des données issues de l'étude de la Direction ivoirienne de la Géologie. La discussion sur le processus d'interaction eau-roche (ci § infra) sera basée sur ces minéraux silicatés.

L'utilisation de ces techniques a permis de mettre en évidence certains minéraux (le sphène, les oxydes de fer, l'annite, l'ilménite, la pyrite, la chalcopryrite, la phengite et les phosphates de terres rares) qui n'auraient pas été identifiés dans les études antérieures menées par la Direction de la Géologie. A ces minéraux nouvellement identifiés s'ajoutent les amphiboles, les orthoclases, les chlorites l'apatite et les épidotes qui ont été identifiés à la fois dans notre étude et dans les études antérieures. Seule la tourmaline des métamonzogranites/métagranites, des métasiltstones et des métaarénites identifiée dans les études antérieures, n'a pu être identifiée dans ce travail.

La présence de pyroxènes et d'amphiboles dans les métaarénites est très incertaine et il est fortement conseillé de recourir à la microsonde électronique pour confirmation. Le quartz, la pyrite, la chalcopryrite et les minéraux accessoires identifiés (le zircon, les phosphates de terres rares, les oxydes de fer et l'ilménite) ne sont pas pris en compte. Si ces minéraux participent à la minéralisation globale des eaux par apport de silice (aqueuse), de terres rares et des métaux lourds, ils n'apportent aucun renseignement sur la concentration en cations majeurs.

La famille des plagioclases est dominée par le pôle sodique sur l'ensemble des roches à l'exception des plagioclases du gneiss qui présentent des minéraux calco-sodiques en plus de l'albite. Les orthoclases (microcline et orthose) sont absents dans trois types de roche comme l'indique le tableau 17. Les micas blancs sont dominés par la muscovite et les micas noirs par la biotite. L'épidote est dominée par la pistachite. Les plagioclases des méta-granodiorites et des métamonzogranites sont des oligoclases (Delor, *et al.*, 1992). La synthèse des minéraux que représente le tableau 17, montre globalement deux groupes de minéraux dans chacune des roches :

- les minéraux contenant les alcalins (plagioclase sodique, orthoclases purs, l'annite, la muscovite),
- les minéraux contenant les alcalino-terreux (amphiboles, chlorite, sphène, épidotes, apatite).

C'est sur la base de ces deux groupes de minéraux que nous discutons les tendances à l'enrichissement des eaux en cations par les roches sans toutefois manquer de tenir compte de la présence minoritaire de la phengite et du plagioclase calco-sodique qui sont tous deux à la fois alcalins et alcalino-terreux.

Ce chapitre révèle que l'ensemble des roches est dominé par les minéraux calciques et magnésiens à l'exception des métamonzogranites. Les métamonzogranites sont enrichis en minéraux feldspathiques, en muscovite et en biotite. Dans les métaarénites, les plagioclases sont légèrement moins abondants par rapport à l'ensemble des minéraux restants avec un pourcentage de 22,5 contre 23,8 %.

L'étude vient à cet effet, confirmer les résultats obtenus de l'analyse sur roche totale et montre que les minéraux identifiés suivis de leurs proportions relatives estimées, sont valables pour l'interprétation des phénomènes interactions eau-roche.

IV.1.6 Calcul de la formule structurale des minéraux

Le calcul de la formule structurale d'un minéral se fait à partir de la composition en pourcentage de poids d'oxyde des éléments constitutifs. Ces données en pourcentage pondéral d'oxyde s'acquièrent grâce à la microsonde électronique qui analyse de façon quantitative tous les éléments chimiques du minéral étudié. L'objectif de ce calcul est de passer de cette composition à la fraction molaire en respectant la formule de l'architecture du minéral. Dans cette partie de l'étude, nous utilisons des compositions semi-quantitatives données en pourcentage pondéral d'oxyde des éléments chimiques des minéraux. Il s'agit des résultats

issus du MEB et qui sont présentés dans les paragraphes précédents. Si ces pourcentages en poids d'oxyde issus du MEB sont considérés incomplets pour l'établissement de la formule structurale au sens strictement pétrographique du terme, ils sont largement suffisants pour notre étude dans la mesure où ils permettent d'avoir une idée de la fraction molaire en éléments chimiques apportée à l'eau par les minéraux silicatés. Le calcul de bilan molaire à partir de ces formules structurales semi-quantitatives, mérite d'être repris et amélioré dans les travaux à venir, avec des données issues de la microsonde électronique. Néanmoins, il est considéré dans ce travail comme une approche de base d'interprétation de la proportion en éléments chimiques acquise par l'eau en zone tropicale humide.

Dans les métaarénites de Guéssigué, le pourcentage pondéral moyen d'oxyde calculé des éléments chimiques est de 79,33 %. Il est de 86,81 % pour les métasiltstones de Attiékoua, de 78,70 % pour le gneiss fin à amphibole de Nianda et de 77,91 % pour les métadiorites et métatonalites de Bakro. La perte de données sur chaque minéral est globalement estimée à 20%. L'étude de l'interaction eau-roche, dans le but de comprendre la minéralisation des nappes de fractures vis-à-vis de la roche encaissante, sera focalisée uniquement sur ces formations rocheuses. En revanche, les métagranodiorites à hornblende de Aboisso et les métamonzogranites de Abiehou dont les pourcentages pondéraux moyens d'oxyde calculés respectivement de 51,99 et de 55,07 et jugés insatisfaisants, ne seront pas pris en compte dans ce calcul de bilan molaire.

Le fer pris en compte dans le calcul de la formule structurale est uniquement le fer ferreux. Les formules structurales relatives écrites dans ce travail sont données dans le tableau 18.

Suite du tableau 18

Roche	Minéral	Formule structurale	% en poids d'oxyde									
			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	CaO	MgO	FeO	TiO ₂	PO ₄	Total
Métamonzogranite et Métagranite à muscovite (ABIEHOU)	Ferrimuscovite	[Si _{2,82} Al _{1,18} O ₁₀](OH,F) ₂ Al _{1,21} (K _{1,25} Fe _{1,16}) _{1,55}	24,39	17,54		8,49			1,65			52,07
	Biotite	[Si _{2,37} Al _{1,48} O ₁₀](OH,F) ₂ (Mg _{0,57} K _{0,97} Fe _{1,60} Ti _{0,19}) _{1,66}	19,83	10,5		6,34		3,18	16	2,15		58,00
	Orthose	[Si _{2,91} Al _{1,00} O ₈]K _{1,34}	33,35	9,75								55,15
	Microcline					12,05						
Métadiorite et Métatonalite (BAKRO)	Albite	[Si _{3,03} Al _{0,95} O ₈]Na _{1,02}	53,74	14,28	9,33							77,35
	Calco-sodique	[Si _{2,63} Al _{1,27} O ₈]Na _{0,67} Ca _{0,50}	44,79	18,33	5,85		7,93					76,90
	Diabantite	[Si _{2,11} Al _{1,89} O ₁₀](OH) ₈ (Mg _{1,71} Fe _{1,49}) _{2,17}	22,14	15,25				12,02	18,65			68,06
	Prochlorite											
	Leptochlorites (Thuringite)											
	Phengite	[Si _{6,07} Al _{3,93} O ₂₀](OH,F) ₂ (K _{2,37} Mg _{0,53} Fe _{0,26}) ₂	37,74	20,73		11,58		2,21	1,97			74,23
	Sphène alumineux	[Si _{0,94} Al _{0,22} O ₄ /O]Ca _{1,16} Ti _{0,81}	25,09	4,86			28,85			28,82		87,62
	Zoisiteβ	[Si _{2,93} O ₁₂](OH)(Ca _{2,37} Al _{2,10} Fe _{0,61}) _{1,08}	29,88	18,18			22,53		7,46			78,05
	Pistachite											
	Magnésiohornblende	[Si _{7,08} Al _{0,95} O ₂₂](OH,F) ₂ (Ca _{2,10} Mg _{2,60} Fe _{1,73}) _{1,31}	41,35	4,69			11,45	10,2	12,07			79,76
Apatite	[P _{1,69} O ₄] ₃ (OH) _{4,25} (Ca _{0,58}) ₅					51,62				29,72	81,34	
Métagranodiorite à hornblende (ABOISSO)	Oligoclase	[Si _{2,87} Al _{1,10} O ₈]Na _{0,82} Ca _{0,20}	34,63	11,26	5,11		2,21					53,21
	Diabantite	[Si _{2,06} Al _{1,68} O ₁₀](OH) ₈ (Mg _{1,95} Fe _{1,42}) _{2,18}	14,42	9,98				9,19	11,89			45,48
	Prochlorite											
	Leptochlorites (Thuringite)											
	Sphène	[Si _{0,90} O ₄ /O]Ca _{1,17} Ti _{1,01}	15,3				18,48			22,74		56,52
	Zoisiteβ	[Si _{2,83} O ₁₂](OH)(Ca _{2,39} Al _{2,02} Fe _{0,92}) _{1,08}	18,72	11,32			14,72		7,31			52,07
	Pistachite											
	Magnésiohornblende	[Si _{6,89} Al _{0,99} O ₂₂](OH,F) ₂ (Ca _{2,22} Mg _{2,86} Fe _{1,65}) _{1,30}	24,79	3,02			7,46	6,9	7,1			49,27
Orthose	[Si _{2,92} Al _{0,99} O ₈]K _{1,34}	33,65	9,64								55,41	
Microcline					12,12							

Troisième partie : Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines

Chapitre V : Etude de la minéralisation des eaux souterraines

V.1 Echantillonnage des eaux souterraines, mesures *in situ* et en laboratoire

L'étude hydrochimique menée résume l'ensemble des travaux réalisés sur le terrain et en laboratoire y compris la caractérisation des eaux de chacune des nappes et l'interprétation des résultats qui en découlent. Il s'agira en outre de mettre en relation la chimie des eaux avec les caractéristiques minéralogiques des roches présentes dans les aquifères.

Cinquante et deux (52) forages et un (1) puits ont été échantillonnés durant deux campagnes, l'une en 2005 et l'autre en 2006 pendant la petite saison sèche à chaque fois, couvrant la période des mois d'août et septembre. Cette période d'échantillonnage a été choisie par rapport aux objectifs qui visent à mener une étude géochimique représentative des nappes en phase de réalimentation. Sur l'ensemble des ouvrages cinquantes et trois (53) qui ont été échantillonnés, vingt trois (23) forages captent les nappes du socle d'âge paléoprotérozoïque contre vingt neuf (29) forages et un (1) puits pour la nappe du CT. Comme le montre la figure 36, l'échantillonnage couvre la presque totalité de la zone de contact Sud-Est qui s'étend de la frontière est de la Côte d'Ivoire avec le Ghana à la localité de Cosrou (région de Dabou) et de 30 km de part et d'autre de la limite cartographique du bassin sédimentaire avec le socle.

Parmi les vingt trois (23) forages qui captent l'aquifère du socle fracturé, six (6) sont sous le couvert des dépôts du CT (figure 36).

Des flacons en Nalgène de différentes capacités, ont été utilisés pour les échantillons destinés à l'analyse du couple carbone-13/carbone-14. Les flacons de 125 ml ont été utilisés pour les cations majeurs. Concernant les anions et le couple oxygène-18/deutérium, ce sont des bouteilles en verre respectivement de 125 ml et 15 ml qui ont été utilisées. Les paramètres physico-chimiques tels que le pH, la Conductivité Electrique (CE), la température (T°C) et l'alcalinité ont été mesurés sur le terrain. Le pH et la température de l'eau ont été mesurés à l'aide d'un pHmètre (WTW) de sensibilité $\pm 0,02$ pour le pH et $\pm 0,1^\circ\text{C}$ pour la température. La CE est mesurée à l'aide d'un conductimètre (WTW) de sensibilité $\pm 2\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

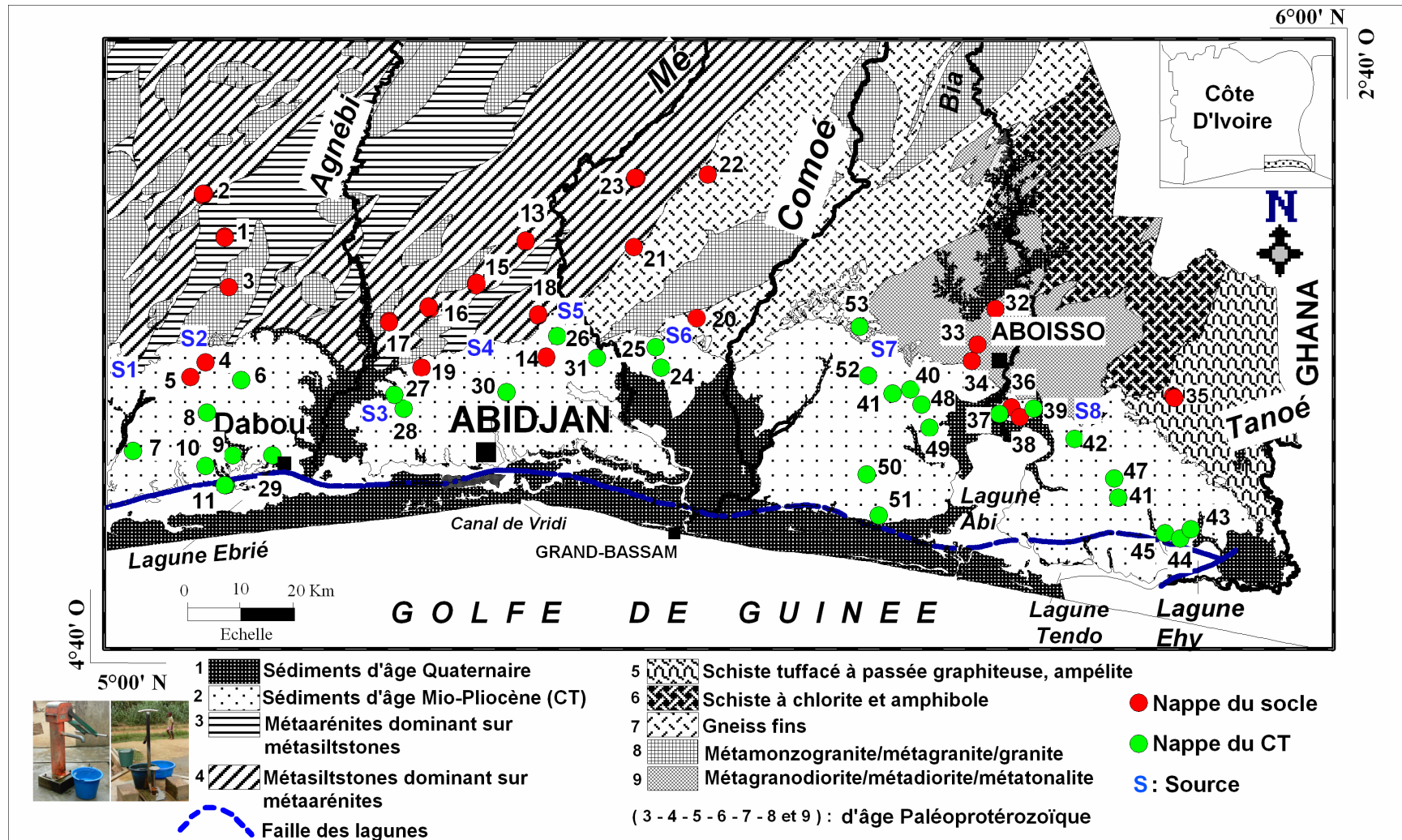


Figure 36. Localisation des sites d'échantillonnage des nappes (Socle et CT)

Le dosage de l'alcalinité a été fait par titration à l'aide d'acide sulfurique de 1,6N. Le matériel de terrain est présenté à la figure 37. Le carbone inorganique total dissous dans l'eau (CITD) a été calculé en fonction de la température, le pH et l'alcalinité en utilisant les équations d'équilibre des différentes espèces carbonées dans la solution.

Les analyses chimiques ont été faites à l'UMR IDES à la faculté des Sciences de l'Université Paris-Sud (Orsay). Les anions et les cations ont été mesurés respectivement sur une chromatographie ionique-Dionex et un ICP-AES emission spectrometer Varian-liberty 200. L'incertitude sur la mesure des ions par chromatographie ionique est fonction du nombre d'échantillon analysé entre deux calibrations et est estimée à 4 % dans cette étude tandis que l'incertitude maximale acceptée sur l'ICP est de 5 %.

V.2 Présentation en coupe Nord-Sud des aquifères

Deux systèmes aquifères sont étudiés dans ce travail : l'aquifère fissuré ou fracturé du socle et celui des niveaux trois et quatre les moins profonds et les plus productifs de la série sédimentaire du CT.

Tous les forages du socle échantillonnés captent la nappe de fractures de la roche saine située au dessous des altérites d'après les documents fournis par la Direction de l'Hydraulique Humaine de la Côte d'Ivoire. Les profondeurs totales des forages dans la roche saine du socle varient entre 16,3 et 72,5 m avec une médiane de 30 m. La couche d'altérites qui recouvre la partie saine de l'aquifère varie entre 12,8 et 64,4 m. Dans le CT, la profondeur des ouvrages se situe entre 9,7 et 97,0 m avec une médiane de 52,9 m.

La figure 38 représente une coupe Nord-Sud (marquée AB sur la figure 4) du bassin sédimentaire, établie par le BRGM (Guérin-Villeaubreil, 1962) auquel est ajouté un agrandissement schématique d'environ 5 km de part et d'autre de la limite supérieure du bassin sédimentaire.

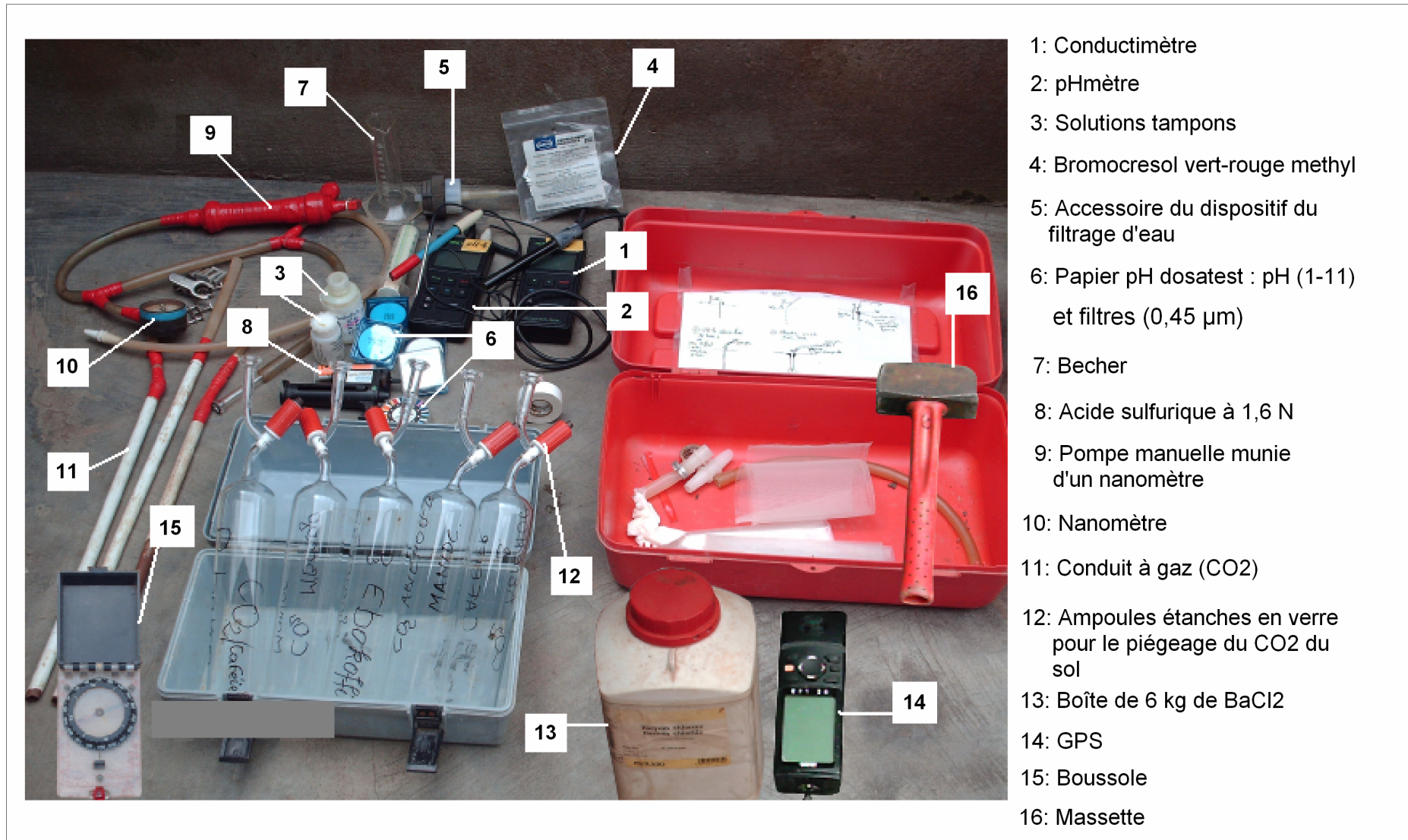


Figure 37. Matériel de terrain

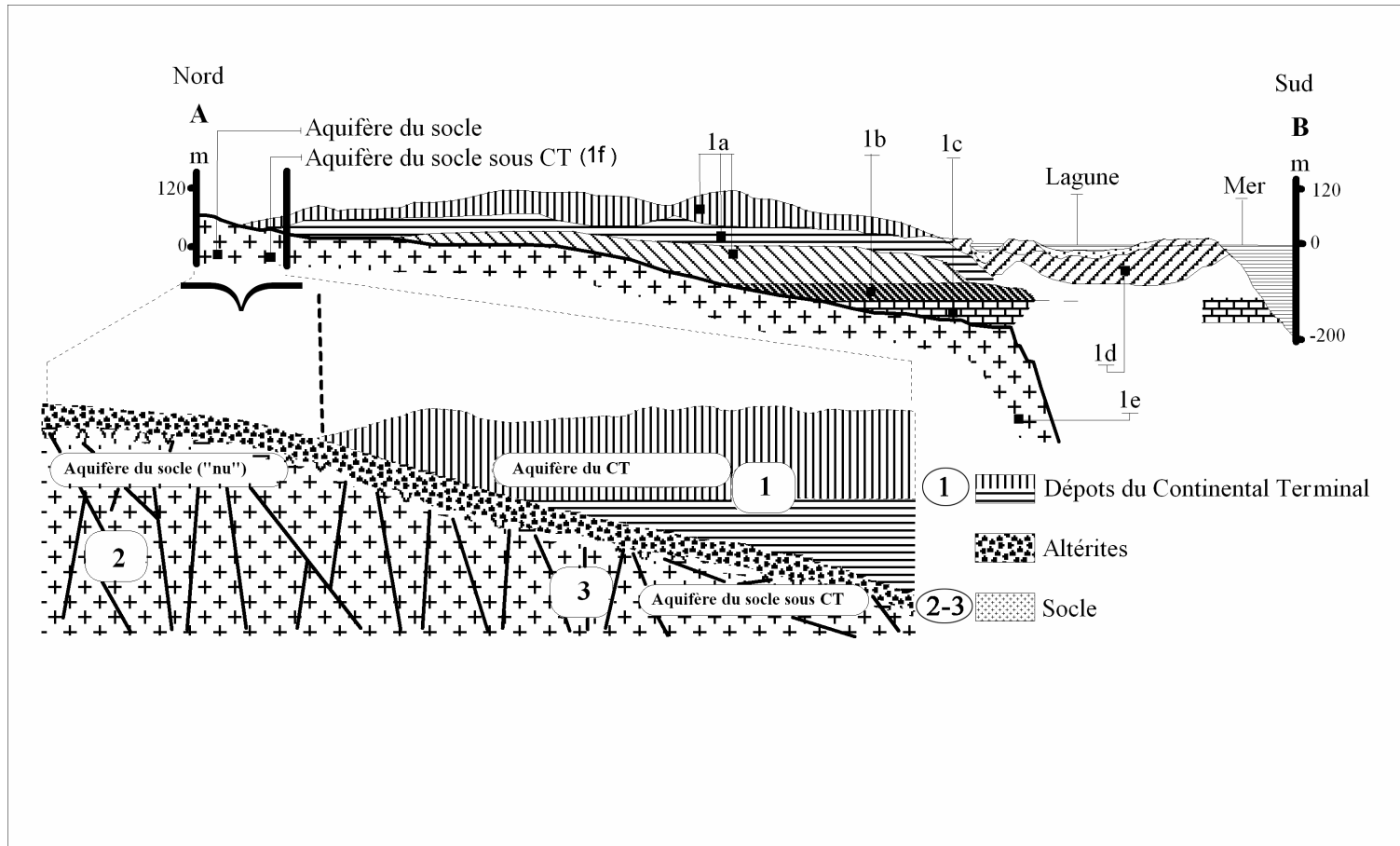


Figure 38. Coupe Nord-Sud des aquifères de socle et du CT étudiés dans le Sud-Est de la Côte d'Ivoire. (1) : aquifère du CT, (2) aquifère du socle non couvert, (3) aquifère du socle sous CT, (1a) : Dépôts du Mio-Pliocène-CT, (1b et 1c) : Dépôts du Crétacé supérieur, (1d) : Dépôts du Quaternaire, (1e) : Socle Paléoprétérozoïque, (1f) : Aquifère du socle sous couverture sédimentaire

V.3 Carte piézométrique et directions majeures de l'écoulement de la nappe du Continental Terminal

L'établissement de la carte piézométrique de la nappe du CT sur toute l'étendue de la zone d'étude est un exercice qui nécessite à la fois les moyens matériels, logistiques et financiers. C'est un vaste projet d'étude qui n'est, pour l'instant, pas financièrement soutenu au plan national. En effet, les forages qui existent en milieu rural ne sont que de simples ouvrages permettant aux populations locales de s'approvisionner en eau potable. Aucun piézomètre n'est associé à chacun des systèmes de foration et cela constitue, en plus du nombre de forage relativement insuffisant à l'échelle de la région, le second handicap qui constitue un frein à l'établissement d'une carte piézométrique récente. Il est fastidieux voir impossible de mesurer le niveau piézométrique saisonnier ou annuel de cette nappe à travers les ouvrages sillonnés, parce que cela nécessite le démontage mécanique, non évident, des pompes qui sont pour la plupart de type ABI et VERGNET (figure 36). Néanmoins, des courbes isopièzes de la nappe du CT ont été dessinées par Guérin-Villeaubreil (1962). Pour tenter de comprendre le sens de l'écoulement de la nappe du CT, le lien hydraulique et le fonctionnement géochimique que cette nappe pourrait avoir avec la nappe du socle en dessous, nous utilisons cette carte piézométrique présentée à la figure 39, faute de mieux. Elle rend compte des directions principales de l'écoulement de la nappe du CT vers les grandes vallées et les lagunes. Ces vallées semblent avoir un lien direct avec la structure du socle (figure 39). A travers cette carte piézométrique, plusieurs sens d'écoulements se dessinent. La direction NE-SO semble dominer le sens de l'écoulement de la nappe du CT. Ceci pourrait constituer un indice de l'influence de l'écoulement de la nappe du socle sur la nappe du CT.

La variation annuelle du niveau d'eau dans la nappe du CT peut toutefois être évaluée à partir des niveaux statiques dans certains forages d'Abidjan. Les données sont obtenues à la direction de la Société de Distribution d'Eau de la Côte d'Ivoire (SODECI) (tableau 19). Le manque de données sur la mesure de la cote des piézomètres ne nous permet pas de calculer le niveau piézométrique de cette nappe. Les mesures annuelles dont nous disposons nous permettent de faire une estimation de la variation saisonnière du niveau dynamique de la nappe du CT. Nous constatons à travers la figure 40, qui représente la variation annuelle de la nappe du CT dans cinq forages d'Abidjan, que le niveau d'eau semble être resté globalement constant depuis le début des années 90.

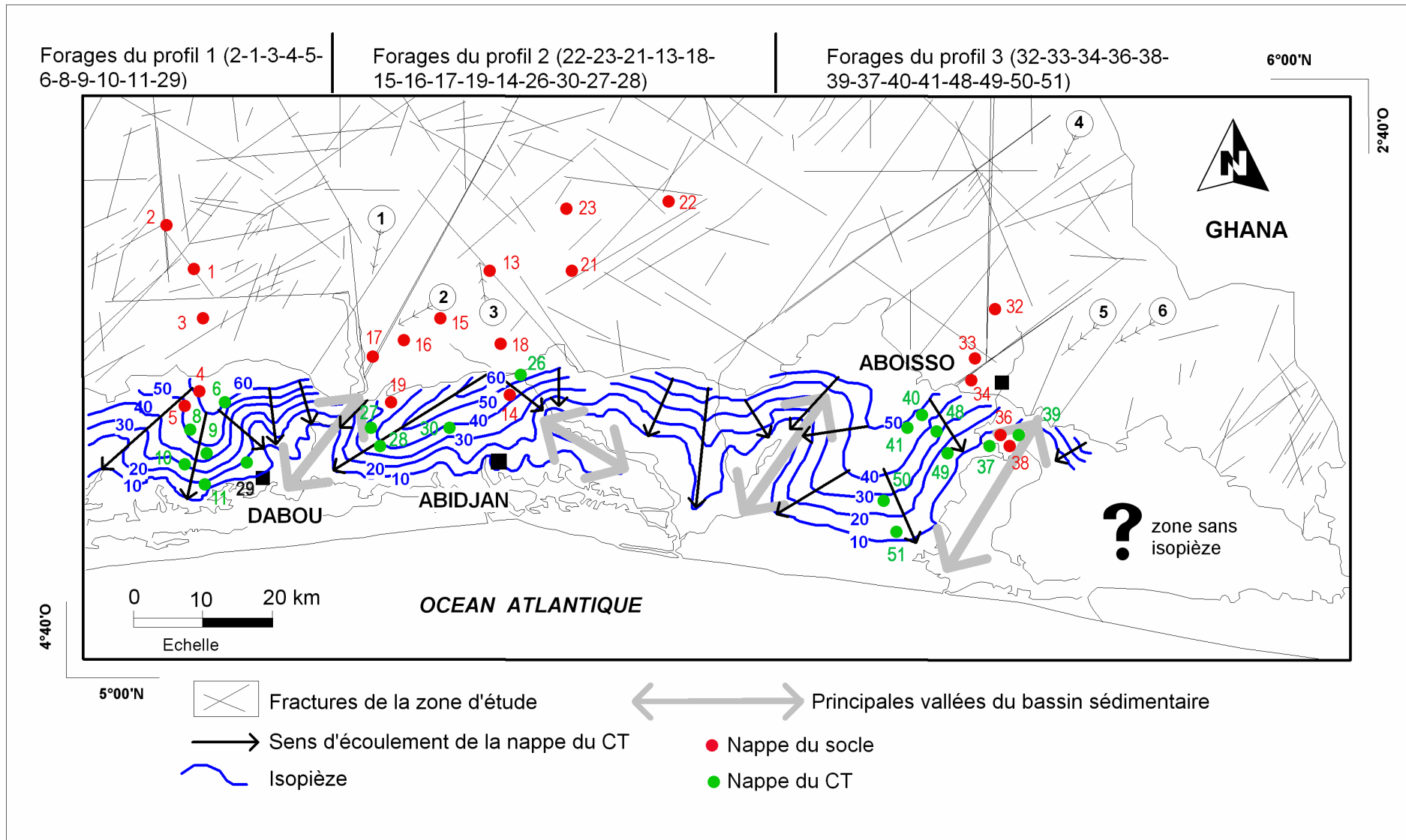


Figure 39. Carte piézométrique de la nappe du CT (modifiée d'après Guérin-Villeaubreil, 1962)

Tableau 19. Données de mesures du niveau statique de la nappe du CT à Abidjan

Période		Adjamé F9	Plateau P2	Niangon	Yopougon P9	Yopougon P7
Niveau statique en mètre						
Février	1994	40,72	31,72	12,72	64,55	67,77
Juillet	1995	41,14	31,50	11,88	66,69	68,60
Février	1996	41,36	31,74	12,10	66,57	67,90
Août	1998	42,96	31,67	12,10	63,94	67,57
Février	1999	43,43	31,62	12,62	64,04	68,04
Juin	2000	43,12	31,73	13,35	65,35	67,75
Juin	2001	42,18	28,08	12,76	64,64	67,22

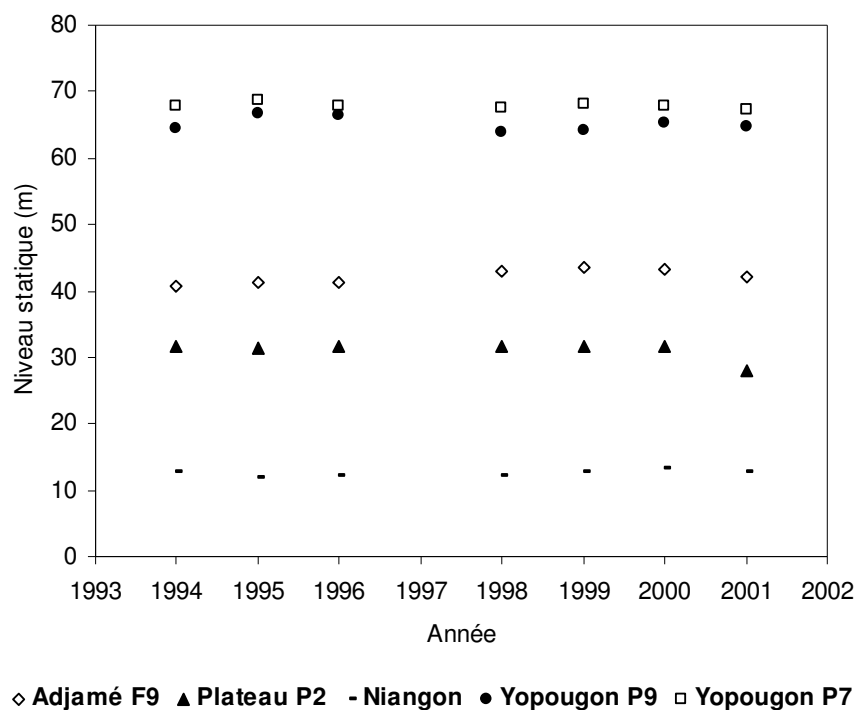


Figure 40. Variation annuelle de profondeur de la nappe du CT sur Abidjan

V.4 Caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines

Dans ce paragraphe, nous donnons les valeurs des paramètres physico-chimiques (conductivité électrique (CE), température (T) et pH) des eaux du socle et du CT et nous les décrivons suivant trois profils N-S définis. Les trois profils ont été définis selon les grandes vallées de direction NE-SO : deux profils à l'Ouest et un profil à l'Est de la zone d'étude (figure 39). Ces profils permettent de suivre l'évolution amont-aval des paramètres physico-chimiques des nappes étudiées. La projection de points de captage suivant leurs coordonnées géographiques montre que certains forages se situent sur certaines fissures ou très proches de ces dernières. Néanmoins, par rapport à l'échelle de l'image qui a servi d'interprétation de ces fractures, la position des points de captage par rapport aux fractures n'a aucune importance. Par ailleurs, certaines couches d'altérites de la zone d'étude, dont l'épaisseur est considérable, pourraient faire écran à l'identification d'autres fractures.

La température

La température des eaux souterraines du socle varie entre 25,5 et 28,6 °C avec une moyenne et une médiane respectives de 26,6 et 26,5°C. Concernant les eaux du CT, elle varie entre 20,0 et 29,0 °C (moyenne de 26,6 °C et médiane de 26,9°C). Elle est relativement homogène sur l'ensemble des eaux (nappe du CT et du socle). Aucune évolution particulière n'est décelable d'amont en aval suivant les trois profils définis (figures 41 et 42). La température de l'eau des deux nappes est presque identique à celle de l'air (26,9°C). Cela confirme l'influence du climat sur les ressources en eaux souterraines de faible profondeur de la région.

Le pH

Le pH des eaux de la nappe du socle varie entre 5,6 et 8,7. La moyenne et la médiane sont respectivement de 6,6 et 6,5.

En ce qui concerne les eaux de la nappe du CT, les valeurs du pH sont particulièrement faibles (<6). Le pH varie entre 4,1 et 5,9 avec une moyenne et une médiane de 4,7.

De la nappe du socle à la nappe du CT, on observe ainsi un gradient N-S marqué par une baisse de valeur de pH (figure 41 et 42).

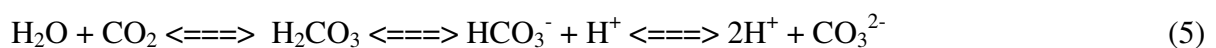
Pour que ces eaux soient propres à la consommation humaine, le pH est régulièrement rehaussé par les services de l'hydraulique villageoise.

De tels pH acides (4 et 5) ont été déjà mesurés dans les eaux des nappes cotières très peu minéralisées (minéralisation totale variant entre 8 et 100 mg.L⁻¹) de la région de Béihai en Chine (Xun *et al.*, 2007).

Pour tenter de comprendre l'acidification des eaux côtières, plusieurs origines minérales sont à explorer. Selon les travaux menés par la direction de la géologie (Délor *et al.* 1992), le bassin sédimentaire côtier ivoirien est globalement pauvre en minerais sulfureux comme la pyrite par exemple. L'influence de l'oxydation de la pyrite est à exclure.

Par ailleurs, la faille normale des lagunes, la seule discontinuité majeure de la région, susceptible de favoriser d'éventuelles remontées de fluides (sulfure d'hydrogène par exemple) profonds et pouvant justifier l'acidification des eaux, est située plus au Sud (*cf.* figure 36), loin des points de captage.

Les expériences de Fritz et Tardy (1973) ont montré que l'introduction d'une pression partielle constante en gaz carbonique, fixe le pH initial d'une solution. Les conclusions qui découlent de ces expériences renseignent que, pour des pCO₂ 10 ou 100 fois plus grandes que la pression partielle du CO₂ dans l'atmosphère normale (pCO₂ = 10^{-3,5} atm), le pH d'une eau déminéralisée est respectivement égal à 4,5 et 3,5. Les eaux que nous étudions sont très faiblement minéralisées et la seule explication évidente de l'acidification des eaux en particulier celles du CT, serait liée à la forte élévation de la pCO₂ (de 10^{-0,4} atm pour le CT et 10^{-1,4} atm pour le socle) dans la zone non saturée. Les protons dérivent de la formation de l'acide carbonique par le CO₂ dissocié dans l'eau selon le processus suivant :



Les eaux d'infiltration sont le vecteur de transport du CO₂ dissous dans la zone non saturée. Vu l'importance de la lame d'eau qui s'infiltré : 240 à 400 mm/an découlant du calcul du bilan hydrique ou 250 à 500 mm/an obtenus par Rose (1981) cité par Faillat, 1990) dans les mêmes conditions climatiques et édaphiques, l'acidification des eaux semble parfaitement se justifier.

Une autre variable inclusive ou exclusive à l'explication précédente et qui pourrait être prise en considération est l'acidité du sol ferrallitique lessivé des paysages de plateaux du Sud côtier qui est de 3,9 selon la notice des sols du bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire (document de l'IRD web⁴).

La conductivité électrique (EC)

Elle varie de 57,2 à 466,0 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ avec une moyenne de 215,7 et une médiane de 225,0 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pour la nappe du socle. La gamme baisse dans les eaux du CT et atteint des valeurs très faibles 3,8 à 190,9 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ avec une moyenne et une médiane respectivement de 42,6 et de 38,0 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Sur les trois profils définis, la diminution est très nette d'amont en aval (Cf. figure 41 et 42). De manière globale, le gradient N-S, marqué par la baisse de valeurs du pH et de la CE, est clairement défini. Cette baisse doit être reliée à un mélange d'eau. Une fois l'eau du socle dans l'quifère du CT, celle-ci subit une forte dilution par des eaux moins minéralisées et plus acides (eau de recharge par la surface).

A l'exception des eaux de deux forages (N° 23 avec un pH de 8,02 et N° 22 avec un pH de 8,70), la CE et le pH de l'ensemble des eaux de la nappe du socle sont plus élevés que lorsque les eaux sont sous couverture du CT (figure 43). Cela s'explique en milieu confiné par un temps de séjour des eaux plus important, donc un temps de contact eau-roche plus poussé. La relation pH-CE de la figure 43 semble montrer que les eaux du socle résulteraient d'un mélange dont l'un des pôles, le moins minéralisé et le plus acide, serait proche des caractéristiques des eaux du CT et des eaux de pluie locale.

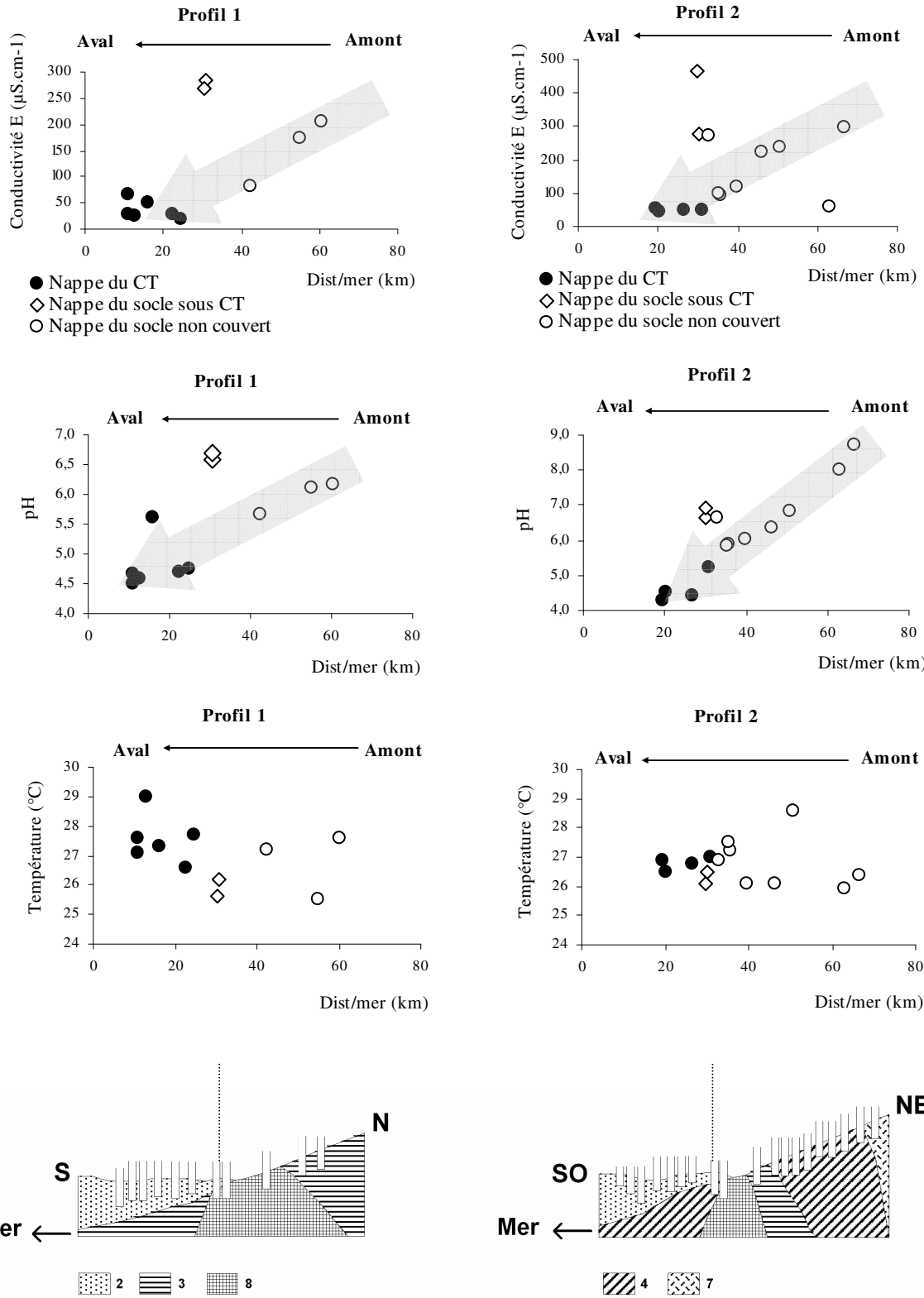
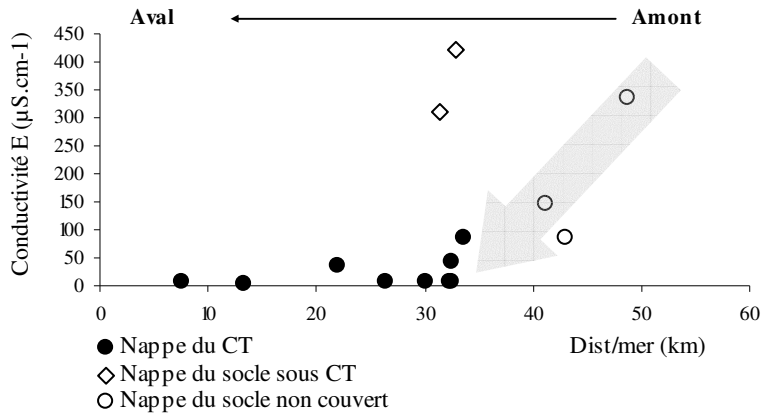
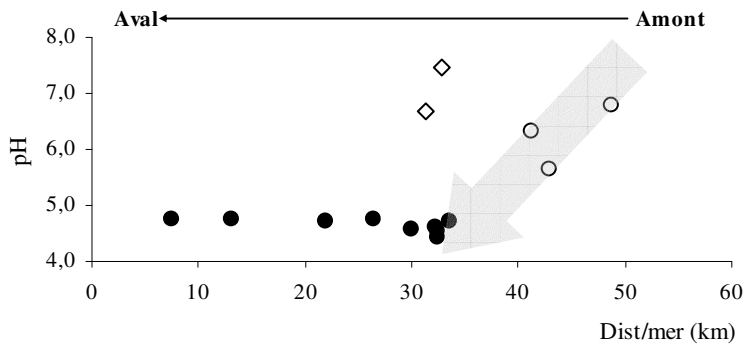


Figure 41. Evolution amont-aval des paramètres physico-chimiques suivant les profils 1 et 2 définis (cf. figure 39)

Profil 3



Profil 3



Profil 3

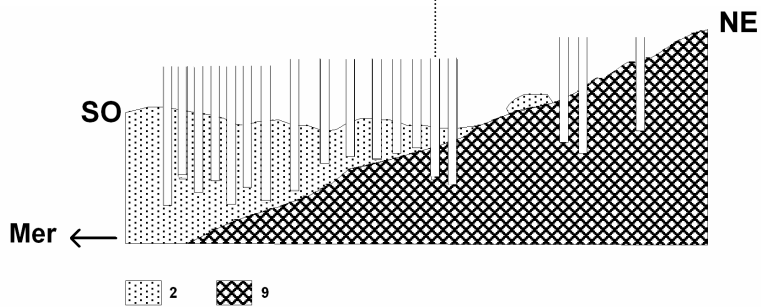
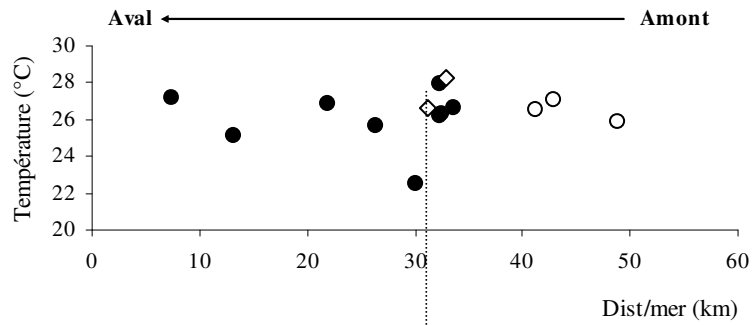


Figure 42. Evolution amont-aval des paramètres physico-chimiques suivant le profil 3 (cf. figure 39)

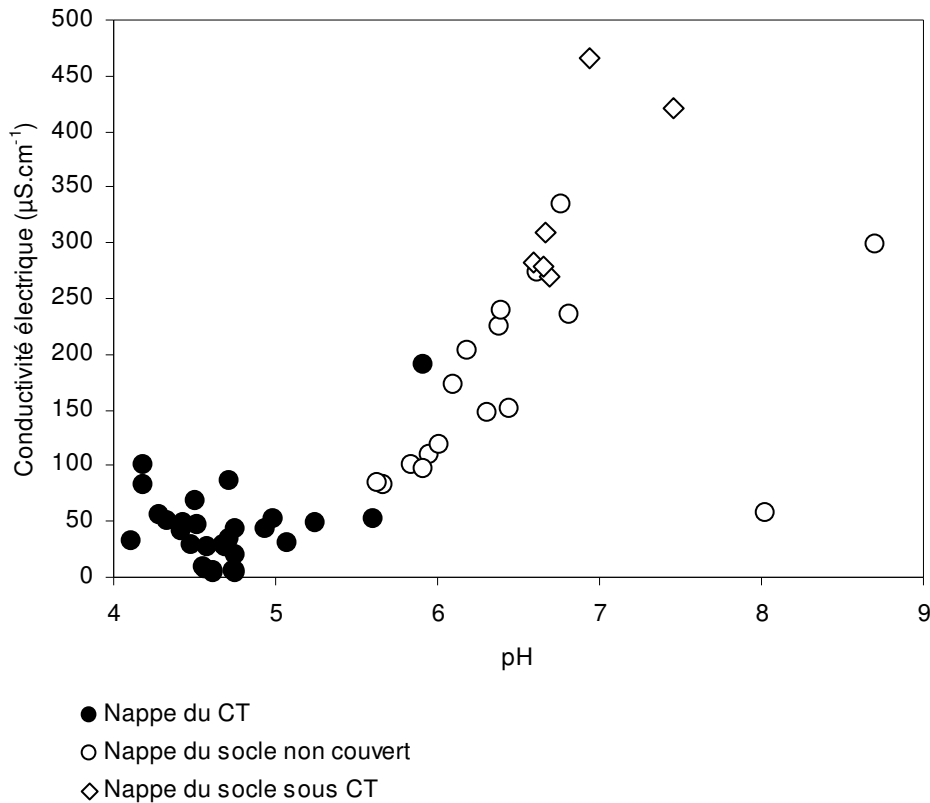


Figure 43. Relation entre le pH et la Conductivité électrique dans les nappes

Lorsque nous observons ces paramètres physico-chimiques (CE, T et pH) des deux nappes par rapport aux années précédentes, nous remarquons une légère diminution sur les quinze dernières années (1991-2006 pour un nombre d'échantillon (n) variable d'un auteur à un autre) (tableau 20 et figure 44).

La moyenne de la CE et de la température des eaux du socle diminuent respectivement d'environ 70 % et 5 %. Cette tendance est enregistrée sur la valeur du pH entre 1991 et 1996 avec une diminution d'environ 14 %. En 2006, la moyenne du pH de 6,5 qui ne suit pas la tendance, est due à deux valeurs de pH des eaux du socle anormalement élevées par rapport à la moyenne de 6,2 du reste des eaux : pH de 8,02 (à Kodioussou, N°23) et de 8,70 (à Yapokoi N°22).

Concernant les nappes du bassin sédimentaire, nous disposons de trois années de données contrairement à quatre pour la nappe du socle (voir tableau 20). La même tendance est observée sur ces trois paramètres physico-chimiques (CE, T et pH) qui diminuent respectivement d'environ 85 %, 6 % et 30 %.

Tableau 20. Evolution des paramètres physico-chimiques des nappes entre 1991 et 2006

Paramètres physico-chimiques	Campagne	Tapsoba (1995)	Soro (2002)	Oga (1998)	Présent travail	
		1991-1992	1994-1996	1995-1996	2005-2006	
		n = 36	n = 68	n = 3	n = 17	
Température (°C)	moyenne	28,2	27,1	26,5	26,7	Nappe du socle non couvert du CT
pH		6,9	6,1	5,9	6,5	
CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)		580,3	341,8	227	172,5	
		n = 17	–	n = 26	n = 30	
Température (°C)	moyenne	28,2	–	27,1	26,6	Nappes du bassin sédimentaire
pH		6,7	–	4,5	4,7	
CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)		291,7	–	83,6	42,6	

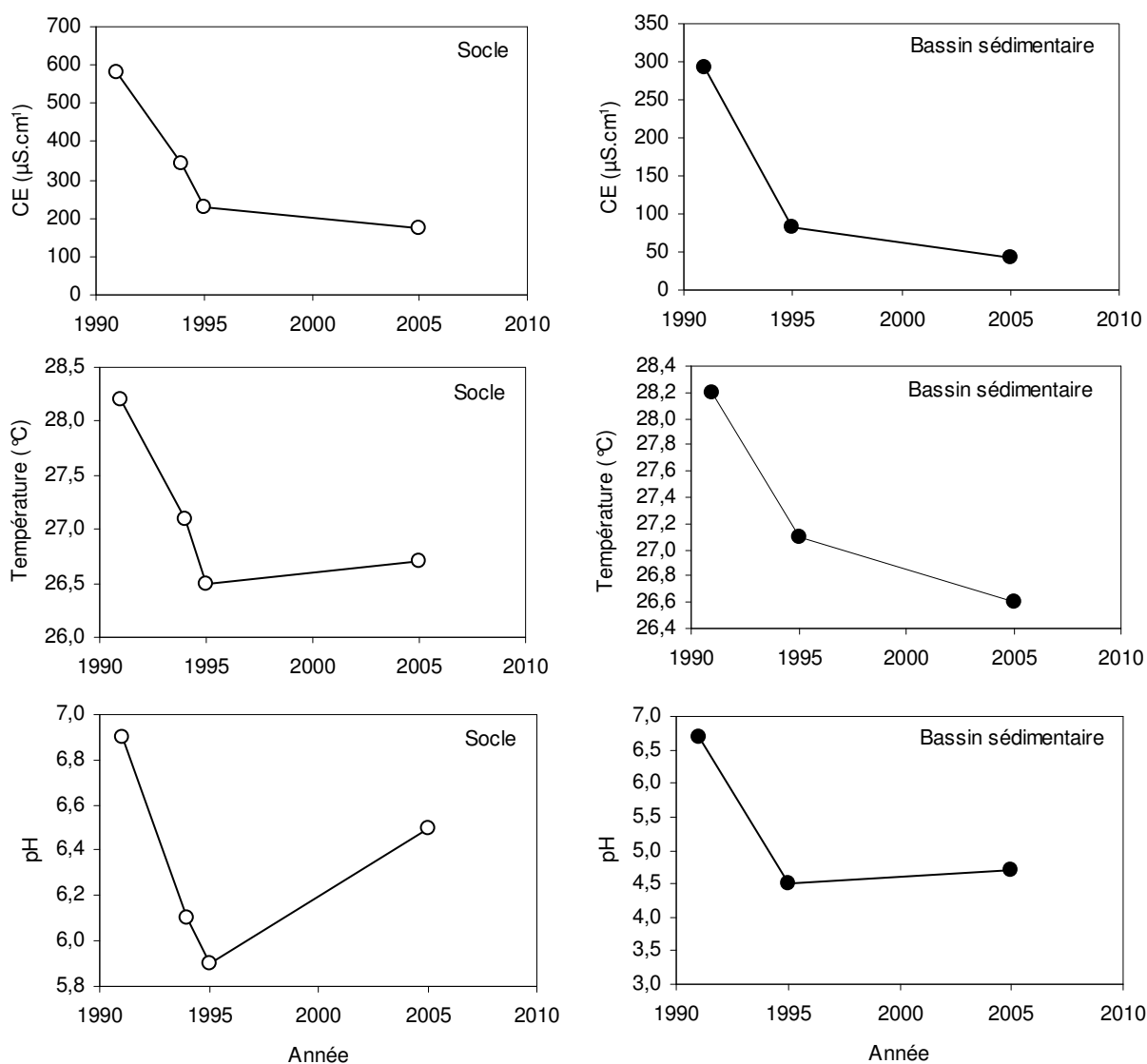


Figure 44. Evolution de la valeur moyenne des paramètres physico-chimiques des eaux des nappes côtières (socle et bassin sédimentaire) entre 1991 et 2006

Cette tendance montre que les eaux souterraines semblent évoluer dans le temps. Elles deviennent de plus en plus acides et moins minéralisées.

V.5 Caractérisation chimique des eaux

Les tableaux 21 et 22 présentent les résultats des mesures et analyses chimiques des éléments majeurs des deux nappes. Ces nappes sont dans l'ensemble moins minéralisées par rapport à la majorité des nappes côtières rencontrées dans de nombreux pays : Maroc (Hsissou *et al.*, 1999), Tunisie (Trabelsi *et al.*, 2005), Djibouti (Houssein and Jalludin, 1996), Danemark (Andersen *et al.*, 2005), Italie (Masciopinto, 2006), Sud Corée (Park *et al.*, 2005), Australie (Mullen *et al.*, 2006) pour ne citer que ceux là, où l'intrusion de l'eau marine dans les aquifères côtiers est fulgurante.

Lorsque nous nous intéressons à la gamme de minéralisation relativement faible par rapport aux régions citées, nous observons une nappe de socle plus minéralisée et une nappe de bassin sédimentaire (notamment celle du CT) moins minéralisée comme indiqué précédemment. La nappe du CT a une minéralisation totale (MT) comprise entre 4,2 et 108,5 mg.L⁻¹ avec respectivement une moyenne et une médiane de 23,5 et de 16,6 mg.L⁻¹ tandis que celle du socle enregistre une minéralisation minimale de 53,5 et maximale de 324,0 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 175,6 et de 188,7 mg.L⁻¹. Au sein de l'aquifère du socle, deux ensembles se définissent selon que l'aquifère est couvert ou non par le CT. En effet, la nappe du socle sous couverture du CT est plus minéralisée (MT moyenne de 255,8 mg.L⁻¹) par rapport à celle exempte du couvert (MT moyenne de 147,3 mg.L⁻¹). Ces caractéristiques avaient déjà été notées sur la base des valeurs de CE.

V.5.1 Teneurs des anions dans les eaux du CT et du socle

Les nitrates

Les teneurs en NO₃⁻ varient entre 0,0 et 50,6 mg.L⁻¹ dans la nappe du CT, avec une moyenne et une médiane respectives de 7,5 et de 4,8 mg.L⁻¹. L'eau du forage (37) est la plus minéralisée en nitrates (50,6 mg.L⁻¹). En ce qui concerne les eaux du socle, les teneurs varient entre 0,0 et 28,0 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 3,7 et de 0,0 mg.L⁻¹. Les eaux de la nappe du socle sous couverture du CT ne contiennent pas de nitrates à l'exception du forage (14) situé à environ 100 m du village-Ahoué (loin des potentielles sources de pollution) qui présente une teneur en nitrates de 20,6 mg.L⁻¹.

Tableau 21. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux souterraines du CT

Code	Site	A	N° de Site	Dist/mer (km)	T °C	CE $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	TAC meq.L^{-1}	Cl mg.L^{-1}	NO ₃ ⁻ mg.L^{-1}	SO ₄ ²⁻ mg.L^{-1}	HCO ₃ ⁻ mg.L^{-1}	Na ⁺ mg.L^{-1}	K ⁺ mg.L^{-1}	Mg ²⁺ mg.L^{-1}	Ca ²⁺ mg.L^{-1}	Al ³⁺ mg.L^{-1}	MT mg.L^{-1}	Erreur BI (%)
CISE-09-05	Lopou	CT	6	24,7	27,7	19,8	4,8	0,1	3,5	2,3	2,4	2,2	1,6	0,0	1,2	0,9	3,4E-02	14,2	-1,3
CISE-08-05	Cosrou	CT	7	23,9	28,1	190,9	5,9	0,5	17,5	2,0	14,8	32,0	2,8	35,9	0,8	0,4	4,5E-03	106,2	-9,5
CISE-08-05	Opoyounem	CT	8	22,6	26,6	27,4	4,7	0,4	1,6	2,1	0,4	0,5	1,8	0,0	0,2	0,3	1,3E-02	6,9	8,2
CISE-08-05	Mopoyem	CT	9	16,1	27,3	51,3	5,6	0,2	3,9	4,8	1,3	9,4	3,8	1,3	0,6	1,2	2,8E-03	26,3	-8,4
CISE-08-05	Agbaille	CT	10	11,0	27,1	28,1	4,7	0,1	1,9	3,2	2,5	0,1	2,0	0,0	0,1	0,9	1,1E-02	10,7	-5,5
CISE-08-05	Kaka	CT	11	10,9	27,6	67,8	4,5	0,1	7,7	10,2	4,0	0,1	5,2	2,3	0,9	0,6	6,8E-02	30,8	-9,4
CISE-08-06	Domolon	CT	24	30,2	26,8	82,3	4,2	0,0	3,9	16,8	0,5	0,0	3,3	2,8	0,5	1,9	3,9E-01	29,7	-6,1
CISE-08-06	Montézo	CT	25	33,7	26,3	100,7	4,2	0,2	6,3	12,1	1,8	0,1	6,0	3,7	0,5	2,0	2,4E-01	32,4	9,2
CISE-09-05	Brofodoumé	CT	26	30,9	27,0	48,0	5,3	0,2	4,6	6,0	3,9	11,7	2,3	0,7	1,5	4,2	4,6E-03	34,9	-5,3
CISE-08-05	Nieky-Bonjour	CT	27	26,6	26,8	48,7	4,4	0,1	5,0	9,2	2,4	0,0	2,5	0,2	1,5	1,0	2,0E-02	21,7	-8,2
CISE-08-05	Songon Agban	CT	28	20,2	26,5	46,6	4,5	0,0	2,7	5,8	0,0	0,0	2,0	0,2	0,6	0,6	4,5E-02	12,0	-0,1
CISE-09-05	Dabou	CT	29	12,8	29,0	26,2	4,6	0,0	1,1	0,0	1,7	0,1	1,2	0,0	0,2	0,1	6,2E-03	4,4	2,1
CISE-08-05	Anyama Adjamé	CT	30	19,4	26,9	55,5	4,3	0,0	4,5	13,2	2,2	0,0	2,9	0,7	1,5	1,0	1,3E-01	26,0	-9,8
CISE-08-05	Irho Lamé	CT	31	27,9	27,2	49,7	4,3	0,3	5,1	8,7	2,2	0,1	2,6	0,3	1,5	0,8	8,1E-02	21,2	-8,0
CISE-09-05	Krindjabo	CT	37	32,4	27,9	41,7	4,4	0,1	17,1	50,6	7,4	0,0	13,6	11,0	2,0	6,9	4,8E-01	108,5	-2,7
CISE-09-05	Epiénu	CT	39	32,5	26,3	8,9	4,6	0,2	4,9	5,7	2,4	0,2	2,6	0,0	1,0	1,0	7,2E-02	17,7	-7,6
CISE-09-05	Amanikro	CT	40	32,3	26,2	5,9	4,6	0,1	4,3	4,7	2,6	0,3	2,0	0,6	0,9	0,7	2,8E-03	16,1	-9,0
CISE-08-06	Palmici	CT	41	21,9	25,5	31,6	4,1	0,2	1,8	1,5	1,9	0,1	1,4	0,4	0,0	0,6	3,4E-02	7,5	-6,3
CISE-08-06	Mouyassué	CT	42	30,4	25,8	28,4	4,5	0,1	2,0	0,1	0,3	0,1	1,5	0,1	0,0	0,0	3,6E-02	4,2	1,2
CISE-08-06	Dohouan	CT	43	15,4	27,2	30,8	5,1	0,1	2,9	1,5	0,5	0,3	1,4	0,3	0,0	0,6	2,2E-02	7,6	-9,9
CISE-08-06	Nouamou	CT	44	14,4	27,2	43,4	4,9	0,1	3,6	0,8	0,9	0,3	2,4	0,1	0,0	0,3	6,1E-02	8,4	-6,4
CISE-08-06	Elokobabo	CT	45	14,5	29,4	43,7	4,8	0,1	3,6	4,1	0,7	0,2	2,1	0,5	0,0	1,0	5,3E-02	12,1	-9,7
CISE-08-06	Malamalakro	CT	46	21,9	26,9	34,3	4,7	0,1	2,9	2,0	0,9	0,2	2,1	0,0	0,0	0,5	6,3E-02	8,6	-6,7
CISE-08-06	Gaoussoukro	CT	47	24,1	26,4	52,8	5,0	0,1	3,6	7,3	1,0	0,3	2,7	2,1	0,0	0,7	8,7E-02	17,7	-8,4
CISE-09-05	Babadougou	CT	48	30,0	22,5	6,6	4,6	0,1	1,8	2,4	1,0	0,0	1,8	0,2	0,3	0,5	4,7E-03	8,0	7,6
CISE-09-05	Sodepalm2	CT	49	26,4	25,7	5,8	4,8	0,1	2,0	1,4	0,3	0,1	1,6	0,0	0,2	0,3	3,4E-03	5,8	7,8
CISE-09-05	Allohouré	CT	50	13,2	25,1	4,1	4,8	0,1	4,4	4,5	2,4	0,1	2,1	0,0	1,0	0,9	2,3E-03	15,4	-6,2
CISE-09-05	Bondoukou	CT	51	7,5	27,2	5,9	4,7	0,1	2,8	9,5	0,7	0,2	4,8	0,2	0,4	0,4	3,6E-03	19,0	3,6
CISE-09-05	Béniakré	CT	52	33,6	26,6	86,6	4,7	0,2	7,1	27,4	2,5	0,2	8,4	3,2	1,6	2,5	2,1E-02	52,9	0,2
CISE-09-05	Wéhou	CT	53	41,9	20,1	3,8	4,6	0,1	3,8	6,3	2,4	0,4	1,6	0,5	1,2	1,0	5,5E-03	17,2	-7,4
Moyenne					26,6	42,6	4,7	0,1	4,6	7,5	2,3	2,0	3,1	2,2	0,7	1,1	6,7E-02	23,5	
±					1,7	37,7	0,4	0,1	3,8	10,0	2,8	6,3	2,5	6,7	0,6	1,4	1,1E-01	25,3	
Médiane					26,9	38,0	4,7	0,1	3,7	4,8	1,8	0,2	2,2	0,3	0,6	0,7	2,8E-02	16,6	

TAC = Titre Alcalimétrique Complet
Long. = Longitude

MT = Minéralisation Totale
Lat. = Latitude

BI = Balance ionique

A = Aquifère

Dist/mer = distance par rapport à la mer

Tableau 22. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux du socle

Code	Site	A	N° de Site	Dist/mer (km)	T °C	CE $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	TAC meq.L ⁻¹	Cl ⁻ mg.L ⁻¹	NO ₃ ⁻ mg.L ⁻¹	SO ₄ ²⁻ mg.L ⁻¹	HCO ₃ ⁻ mg.L ⁻¹	Na ⁺ mg.L ⁻¹	K ⁺ mg.L ⁻¹	Mg ²⁺ mg.L ⁻¹	Ca ²⁺ mg.L ⁻¹	Al ³⁺ mg.L ⁻¹	MT mg.L ⁻¹	Erreur BI (%)
CISE-09-05	Badasso	S	1	55,1	25,5	172,4	6,1	1,2	9,3	0,0	4,3	74,1	16,5	1,1	5,7	10,6	2,1E-03	121,6	5,5
CISE-09-05	Sahuyé	S	2	60,4	27,6	204,0	6,2	1,7	6,3	0,0	1,8	103,4	18,3	1,3	4,8	19,0	0,0E+00	155,0	6,6
CISE-09-05	Abiehou	S	3	42,3	27,2	83,6	5,7	0,5	5,9	4,3	2,1	33,2	9,6	4,1	1,1	2,4	1,7E-02	62,7	-5,7
CISE-09-05	Abbe Bégnini2	S	13	46,2	26,1	225,0	6,4	2,2	2,5	0,0	1,3	133,5	12,2	0,4	2,7	36,2	0,0E+00	188,7	5,9
CISE-09-05	Abbe Bégnini1	S	13	46,2	26,1	109,4	6,0	0,9	4,9	2,5	1,9	51,9	9,2	0,3	3,6	10,1	1,3E-03	84,4	6,4
CISE-08-05	Tomasset	S	15	39,8	26,1	119,4	6,0	1,3	2,5	0,0	0,0	78,1	12,3	0,5	4,2	8,5	1,4E-03	106,0	-1,3
CISE-09-05	Adakié	S	16	35,2	27,5	100,6	5,8	0,6	6,7	5,1	2,1	37,1	7,6	0,4	1,2	9,1	1,1E-03	69,4	-1,3
CISE-09-05	M'Brago2	S	17	35,8	27,2	96,5	5,9	1,1	5,3	11,9	1,9	64,3	8,9	1,4	6,0	5,6	3,6E-03	105,2	-9,0
CISE-09-05	Attiékoua	S	18	32,8	26,9	274,0	6,6	2,2	4,1	2,3	6,5	136,6	12,3	1,0	6,6	35,7	1,5E-03	205,0	6,8
CISE-08-06	Abrotchi	S	20	39,5	27,2	151,8	6,5	1,1	2,5	0,0	0,8	68,8	11,9	4,0	1,9	11,7	4,6E-03	101,6	5,7
CISE-08-06	Danguira	S	21	50,7	28,6	236,0	6,8	0,9	15,3	28,0	0,0	56,1	19,4	0,9	5,1	5,5	4,6E-02	130,3	-7,2
CISE-08-06	Yapokoi	S	22	66,6	26,4	298,0	8,7	3,9	1,9	0,0	0,0	240,2	11,6	0,2	10,4	41,8	6,6E-03	306,2	-7,1
CISE-08-06	Kodioussou	S	23	62,8	25,9	57,2	8,0	2,9	3,5	0,0	0,6	176,6	15,6	0,4	5,2	35,0	4,2E-03	236,9	-2,3
CISE-09-05	Ebokoffi	S	32	48,8	25,9	335,0	6,8	3,1	6,5	2,2	2,5	187,3	10,0	1,5	10,9	51,3	6,6E-03	272,2	8,3
CISE-09-05	Bakro	S	33	43,0	27,1	84,3	5,6	0,5	3,3	8,2	0,4	29,3	5,1	0,4	1,0	5,9	5,2E-03	53,5	-7,9
CISE-09-05	Koffi Kokorékro	S	34	41,2	26,5	147,1	6,3	1,2	4,4	0,0	4,9	73,0	5,2	1,1	4,6	19,3	4,7E-03	112,5	5,9
CISE-09-05	Affienou	S	35	40,8	25,9	239,0	6,4	2,2	2,2	0,0	1,2	136,7	9,2	0,1	3,4	39,9	5,3E-03	192,7	7,0
CISE-08-05	Agnimambo	S*	4	30,8	26,2	283,0	6,6	2,3	4,4	0,0	8,9	141,3	16,1	3,8	17,7	18,3	2,8E-03	210,6	9,7
CISE-08-05	Kodokodji	S*	5	30,5	25,6	270,0	6,7	2,7	1,9	0,0	4,6	165,8	17,5	9,9	10,9	24,1	0,0E+00	234,8	4,3
CISE-09-05	Ahoue	S*	14	30,1	26,5	278,0	6,7	2,0	4,0	20,6	6,2	121,0	21,4	3,6	10,0	23,9	3,3E-02	210,7	8,8
CISE-08-06	Attinguié	S*	19	29,9	26,1	466,0	6,9	2,9	7,1	0,0	16,7	177,8	18,6	4,3	14,1	41,7	7,7E-03	280,1	9,3
CISE-09-05	Kodiakro	S*	36	32,9	28,3	421,0	7,5	3,7	7,6	0,0	18,4	227,7	6,8	3,4	15,4	44,7	1,4E-03	324,0	-5,2
CISE-09-05	Ehia	S*	38	31,3	26,6	310,0	6,7	2,9	3,7	0,0	15,8	179,2	22,4	2,7	12,8	38,1	3,7E-03	274,7	8,7
Moyenne					26,7	215,7	6,6	1,9	5,0	3,7	4,5	117,1	12,9	2,0	6,9	23,4	6,9E-03	175,6	
±					0,8	110,6	0,7	1,0	3,0	7,3	5,5	62,9	5,1	2,3	4,9	15,4	1,1E-02	83,1	
Médiane					26,5	225,0	6,5	2,0	4,4	0,0	2,1	121,0	12,2	1,1	5,2	19,3	3,7E-03	188,7	
TAC = Titre Alcalimétrique Complet			MT = Minéralisation Totale			BI = Balance ionique			S* = Socle sous couverture du CT			A = Aquifère							
Dist/mer = distance par rapport à la mer			Long. = Longitude			Lat. = Latitude													

L'azote impliqué dans le processus de nitrification dans le sol de cette localité proviendrait en grande majorité des plantes. L'infiltration de ces nitrates se ferait à travers les fissures des roches. Pour prévenir d'éventuelle pollution des nappes due à l'accroissement du taux de nitrates, les diverses origines de l'azote doivent être ciblées. La majorité des ouvrages échantillonnés sont situés soit au centre soit en bordure immédiate des villages.

Ceci laisse le plus souvent penser à une origine anthropique en faisant abstraction de plusieurs autres sources notamment celles évoquées par Faillat (1990) : les précipitations (avec 0,5 à 2,5 mg.L⁻¹ dans les régions voisines de la zone d'étude), les sols et les plantes (avec 2 à 7 tonnes/hectare de stock d'azote au Sud de la Côte d'Ivoire). En Afrique de l'Ouest, tant en zone rurale qu'en zone urbaine, l'une des origines des nitrates dans les eaux souterraines concerne les effluents des latrines (Girard et Hillaire-Marcel, 1996 ; Adiaffi, 2004).

Les chlorures, les sulfates et les bicarbonates

La teneur en chlorures dans le CT est comprise entre 1,1 et 17,5 mg.L⁻¹. La moyenne et la médiane sont respectivement de 4,6 mg.L⁻¹ et de 3,7 mg.L⁻¹.

Dans la nappe du socle, elle varie entre 1,9 et 15,2 mg.L⁻¹ avec une moyenne de 5,0 mg.L⁻¹ et une médiane de 4,4 mg.L⁻¹. La principale source des chlorures dans les eaux souterraines est l'eau de mer *via* les précipitations.

Quant aux sulfates, la teneur varie entre 0,0 et 14,8 mg.L⁻¹ avec une moyenne de 2,3 mg.L⁻¹ et une médiane de 1,8 mg.L⁻¹ pour la nappe du CT. Les eaux du socle enregistrent une teneur minimale de 0,0 mg.L⁻¹ et maximale de 18,3 mg.L⁻¹ avec une moyenne de 4,5 mg.L⁻¹ et une médiane de 2,1 mg.L⁻¹. Les sulfates proviennent en partie des roches sulfatés et de la pollution.

Dans des systèmes aquifères comme les nôtres, dépourvus de minéraux carbonatés, la présence des ions bicarbonates dans les eaux souterraines est essentiellement liée aux équilibres CO₂-H₂O mettant en jeu la phase gazeuse et la phase liquide. Dans l'aquifère poreux du CT, les teneurs en ions bicarbonates sont très faibles (variant entre 0,0 et 32,0 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 2,0 et 0,1 mg.L⁻¹) tandis que dans l'aquifère du socle, elles sont nettement plus élevées en raison d'un pH plus élevé. La teneur varie entre 29,3 et 240,2 mg.L⁻¹. Elle est moyenne de 117,1 mg.L⁻¹ et médiane de 121,0 mg.L⁻¹. En domaine de socle, cette élévation de concentration est le fait de l'altération chimique très intense en zone tropicale humide des minéraux au contact de l'eau avec comme réactifs H₂O et CO₂.

V.5.2 Teneur des cations dans les eaux du CT et du socle

Les alcalins

Les résultats des analyses chimiques des cations sont présentés dans les tableaux 21 et 22. Les teneurs en alcalins sont faibles dans la nappe du CT. La teneur en sodium, le plus souvent le cation dominant, varie entre 1,2 et 13,6 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 3,0 mg.L⁻¹ et de 2,2 mg.L⁻¹. Concernant le potassium, la teneur varie entre 0,0 et 35,9 mg.L⁻¹ avec une moyenne de 2,2 mg.L⁻¹ et une médiane de 0,3 mg.L⁻¹.

Dans la nappe du socle, les teneurs sont relativement élevées. Elles varient pour le sodium entre 5,1 et 22,4 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 12,9 mg.L⁻¹ et de 12,2 mg.L⁻¹ puis pour le potassium, entre 0,1 et 9,9 mg.L⁻¹ avec une moyenne de 2,0 mg.L⁻¹ et une médiane de 1,1 mg.L⁻¹.

Les alcalino-terreux

Dans la nappe du CT, les teneurs en alcalino-terreux sont plus faibles que celles des alcalins. La teneur en magnésium varie entre 0,0 et 2,0 mg.L⁻¹ avec une moyenne de 0,7 mg.L⁻¹ et une médiane de 0,6 mg.L⁻¹ tandis que le calcium enregistre une teneur variant entre 0,0 et 6,9 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 1,1 et 0,7 mg.L⁻¹.

Dans la nappe du socle, la teneur en magnésium varie entre 1,0 et 17,7 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 6,9 mg.L⁻¹ et de 5,2 mg.L⁻¹. Quant au calcium, la teneur varie entre 2,4 et 51,3 mg.L⁻¹ avec une moyenne et une médiane respectives de 23,4 mg.L⁻¹ et de 19,3 mg.L⁻¹.

V.5.3 Faciès chimiques des eaux

Les eaux du CT se répartissent en deux faciès chimiques : le faciès chloruré et sulfaté-calcique et magnésien et le faciès chloruré sodique et potassique. Il faut ajouter à ces faciès le caractère purement chloruré-nitraté car la minéralisation totale en chlorures et en nitrates est supérieure à celle des autres anions majeurs et le caractère sodique justifié par l'abondance du sodium par rapport aux autres cations majeurs (tableau 23).

La quasi-totalité des eaux du socle est bicarbonatée calcique et magnésienne. Les roches aquifères sont riches en minéraux contenant du sodium et du calcium. Néanmoins, deux sites appartenant au socle non couvert de dépôts du CT, se distinguent par un faciès bicarbonaté sodique et potassique (figure 45) et marqueraient un mélange entre les eaux de l'aquifère du

socle non couvert et celles de l'aquifère du CT. Dans les nappes du socle (nappe non couverte de CT et celle sous CT), ce sont les ions bicarbonates et calcium qui dominent dans l'eau.

Les faciès chimiques des deux types de nappe (CT et socle) sont en accord avec les différences lithologiques. La nappe du socle est particulièrement minéralisée par les ions bicarbonates mis en solution par du CO₂ accompagnant l'hydrolyse des silicates et des aluminosilicates tandis que celle du CT forme un groupe homogène très proche des eaux de pluie, riches en Cl⁻ et Na⁺.

Tableau 23. Pourcentage des éléments chimiques dans l'eau en fonction des nappes

		Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Nappe du CT	Minéralisation totale (Meq.L ⁻¹)	0,13	0,12	0,05	0,03	0,13	0,06	0,06	0,06
	%	39,48	36,59	14,17	9,76	44,04	18,98	18,41	18,56
Nappe du socle non couvert	Minéralisation totale (Meq.L ⁻¹)	0,15	0,06	0,04	1,62	0,50	0,03	0,38	1,02
	%	7,83	3,27	2,13	86,77	25,78	1,48	19,88	52,86
Nappe du socle sous CT	Minéralisation totale (Meq.L ⁻¹)	0,14	0,06	0,24	2,77	0,75	0,12	1,12	1,59
	%	4,27	1,73	7,64	86,36	20,84	3,31	31,40	44,45

V.5.4 Corrélation entre les éléments

Pour apprécier les relations qui existent entre les différents éléments chimiques, une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été faite sur les eaux. Ce traitement statistique des données chimiques et physiques a été fait séparément selon le type d'aquifère. Sur des variables (Dist/mer ; T°, CE, pH, TAC, Cl⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, Na⁺, K⁺, Mg²⁺, Ca²⁺, MT), une ACP centrée réduite a été faite suivie d'une projection des individus dans deux plans factoriels les plus représentatifs (F1 x F2).

Les éléments statistiques utilisés pour faciliter l'interprétation des résultats sont :

- la matrice de corrélation (tableaux 3 et 4 en annexe I),
- les valeurs propres des facteurs (tableau 5 en annexe I),

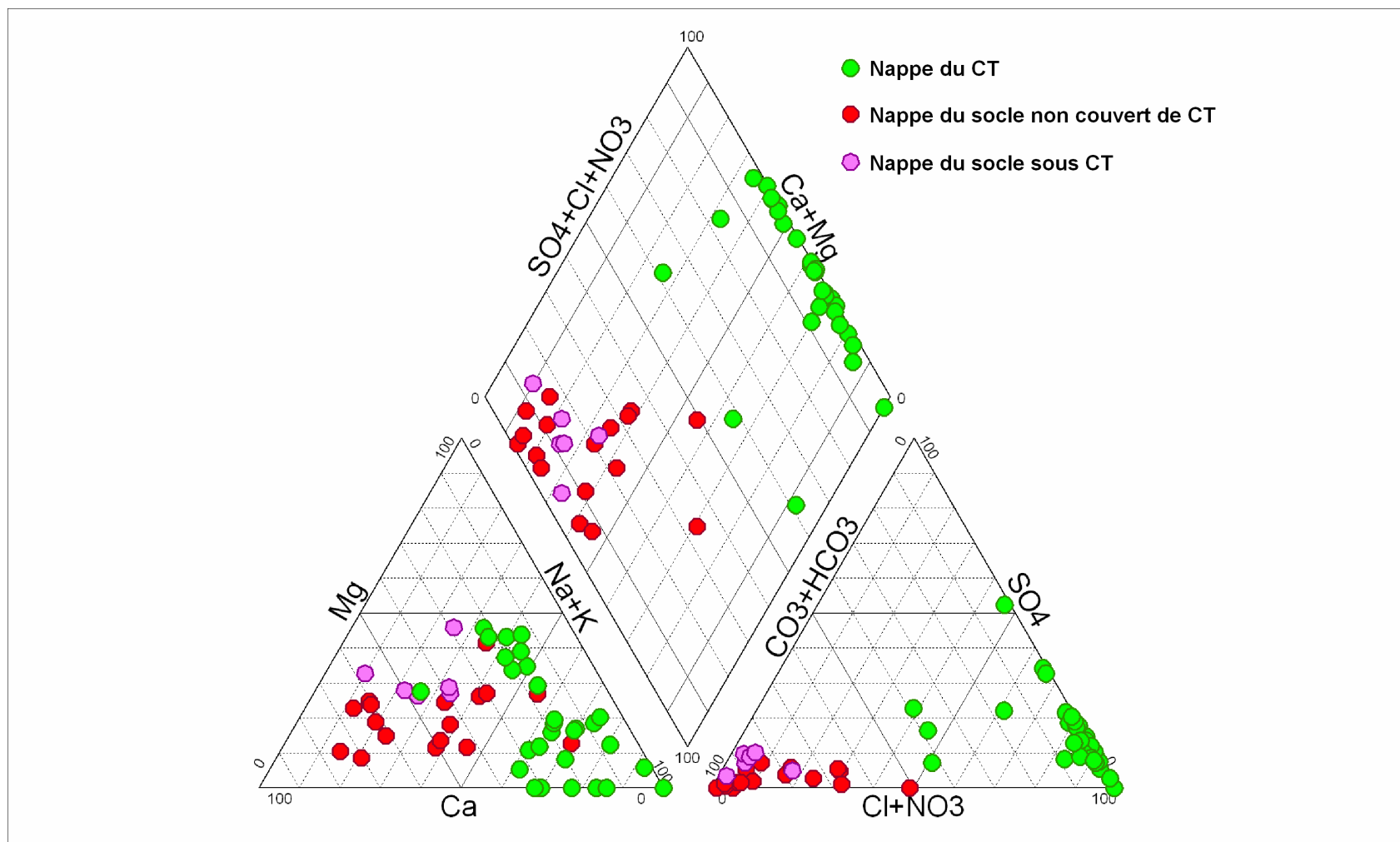


Figure 45. Faciès chimique des eaux du CT et du socle

- les vecteurs propres (tableau 6 en annexe I),
- les vecteurs saturations (tableau 7 en annexe I).

Nappe du Continental Terminal (CT) :

Les facteurs 1 et 2 qui renferment le maximum d'informations seront utilisés pour l'analyse. Les pourcentages de variance exprimés par ces deux facteurs sont respectivement de 46,0 % et de 24,5 %, soit 70,5 % des informations. Les facteurs 3 et 4 expriment respectivement 11 % et 5,3 % de la variance.

La variable "minéralisation totale" (MT) est fortement corrélée au Cl^- , aux SO_4^{2-} , au Na^+ et au K^+ (figure 46). Le cosinus de l'angle constitué par les deux demi-droites issues du centre de gravité et passant par MT et par chacune des autres variables est supérieur à 0,7. Ce sont ces éléments qui dominent la minéralisation de l'eau. La corrélation est aussi bonne (~0,6) entre la MT et les teneurs en NO_3^- , HCO_3^- et Ca^{2+} . En revanche, la corrélation est moins bonne entre MT et chacune des variables suivantes : dist/mer (distance par rapport à la mer), T°C , TAC et le pH. Ceci montre que la proximité de la mer ne joue en rien sur la minéralisation des eaux. De plus, le système $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-pH}$ n'influence pas la charge minérale des eaux. Dans l'espace des individus (figure 47), les eaux de la nappe du CT sont dans l'ensemble très homogènes.

La corrélation entre MT, Na^+ , Cl^- et les nitrates, témoigne d'une minéralisation de la nappe du CT par les éléments incorporés dans le sol et qui sont transportés par les eaux d'infiltration issues des précipitations. Cette explication est cohérente d'autant plus que les trois éléments (Na^+ , Cl^- , NO_3^-) ont les teneurs élevées par rapport aux autres (voir moyennes et médianes tableau 20). La figure 46 montre que les ions Na^+ , Ca^{2+} , et Mg^{2+} proviennent majoritairement de la pollution d'origine anthropique car proche de la variable NO_3^- (Adiaffi, 2004).

La nappe du CT semble plus influencée par les eaux météoriques et à la pollution (anthropique) que par la matrice de l'aquifère.

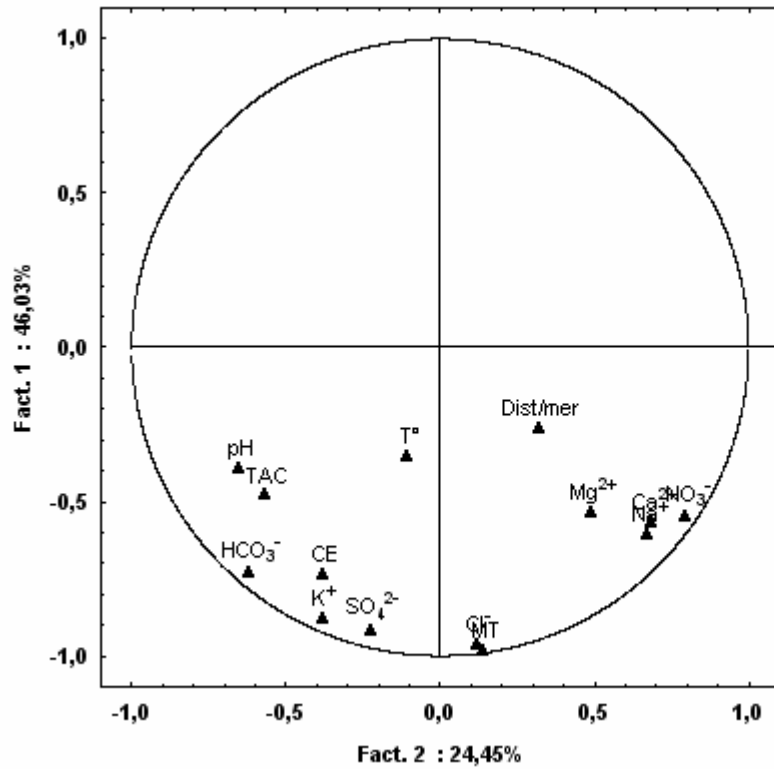


Figure 46. Projection des variables sur le plan factoriel 1 x 2 (nappe du CT)

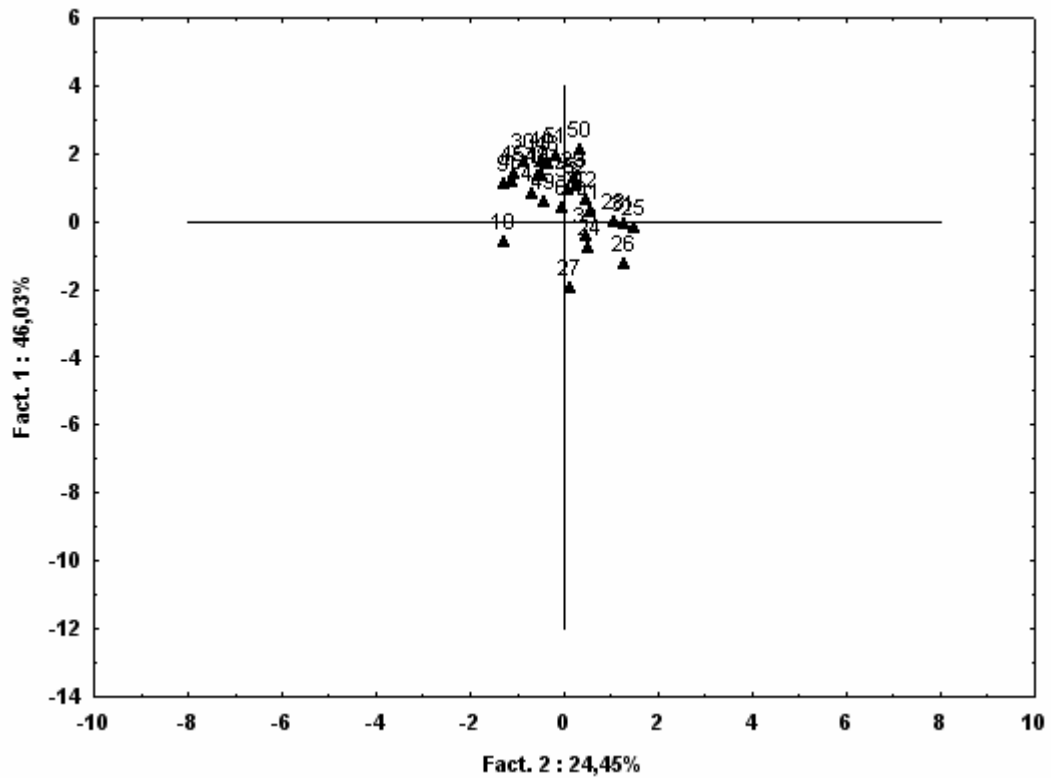


Figure 47. Projection des individus dans le plan factoriel 1 x 2 (Nappe du CT)

Nappe du socle :

Les facteurs 1 et 2 expriment respectivement 43,6 et 17,2 % de la variance soit 60,8 % et l'importance du facteur 3 est 13,5 % ; elle est de 7,9 % pour le facteur 4. En dehors des paramètres : T°C, Dist/mer, NO₃⁻, Cl⁻, Na⁺, et K⁺, les variables sont corrélées entre elles dans la projection des variables sur le plan factoriel F1 x F2 (figure 48). Ces liens entre éléments chimiques sont en concordance avec les faciès chimiques, obtenus avec le diagramme de Piper, qui sont, pour la plupart, des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes. Ceci montre que l'hydrolyse des minéraux présents dans les aquifères dominés par les minéraux magnésiens et calciques, minéralise l'eau beaucoup plus en alcalino-terreux. Na⁺ et K⁺ sont mal corrélés avec Cl⁻ et NO₃⁻ (tableau 4 annexes I), la minéralisation des eaux en ces cations est peu influencée par les eaux de recharge. Une autre source de minéralisation en alcalins, autre que l'hydrolyse des minéraux silicatés et aluminosilicatés est envisageable. La projection des individus sur le plan factoriel 1 x 2 montre trois regroupements d'eau (figure 49) qui sont liés avec les trois parties de l'aquifère du socle : la zone de recharge, la partie captive et la zone de mélange (les détails sur ces zones de recharge seront données dans le chapitre VI). Les eaux du forage 21 représentent la zone de recharge, le second regroupement encerclé concerne les eaux de la partie captive du socle et le dernier regroupement non encerclé représente les eaux de mélange entre la zone de recharge en amont constituée d'eaux récentes et la zone sous CT en aval constituée d'eaux anciennes (voir chapitre VI). La représentation des résultats dans des diagrammes HCO₃⁻ vs Mg²⁺+Ca²⁺ et HCO₃⁻ vs Na⁺+K⁺ (figures 50a et 50b) montre que la minéralisation des eaux en alcalins (Na⁺ et K⁺) n'est pas majoritairement contrôlée par l'hydrolyse des minéraux. L'étude minéralogique du chapitre V nous donnera plus d'information sur la nature des minéraux.

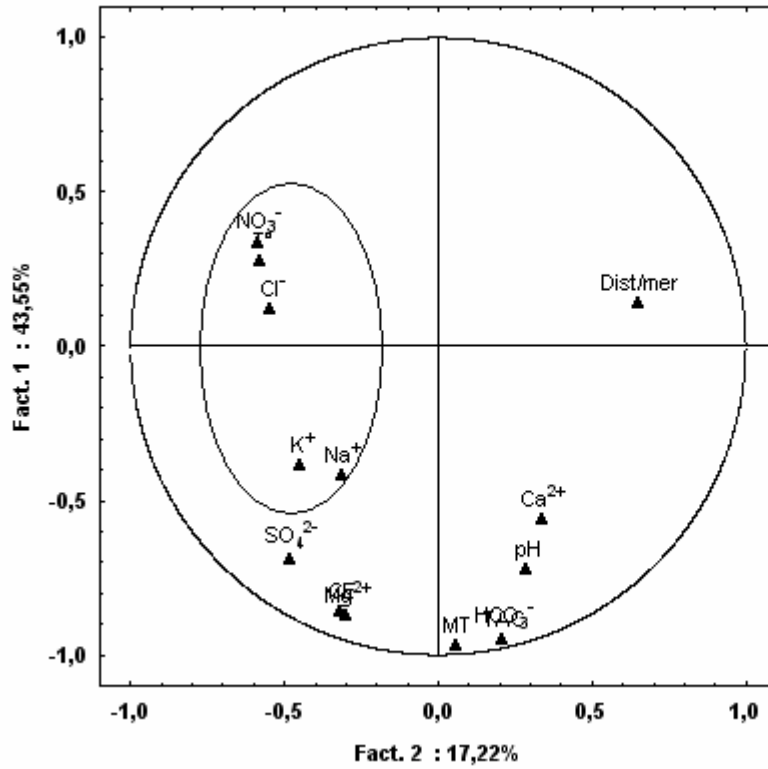


Figure 48. Projection des variables sur le plan factoriel 1 x 2 (Nappe du socle)

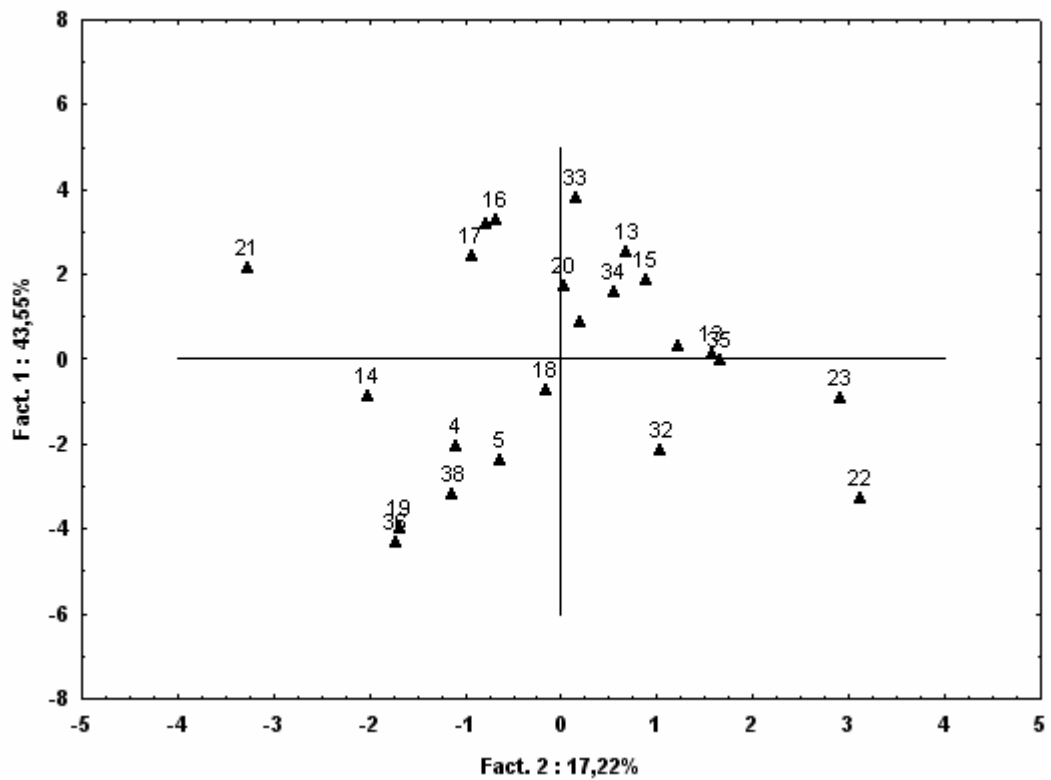


Figure 49. Projection des individus sur le plan factoriel 1 x 2 (Nappe du socle)

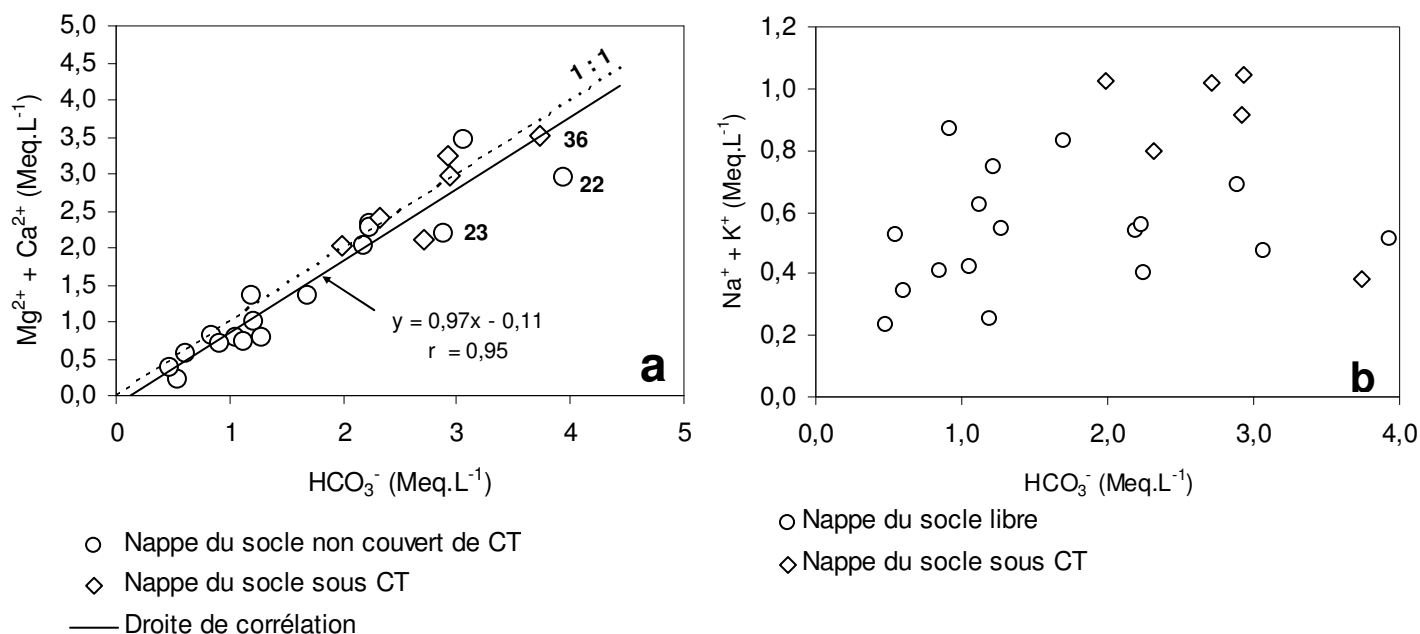


Figure 50. (a) relation entre le bicarbonate et les alcalino-terreux, et (b) entre le bicarbonate et les alcalins

V.6 Interaction eau-roche

Cette partie concerne uniquement l'aquifère du socle. Le but est de mettre en évidence l'influence des roches silicatées et aluminosilicatés du Sud-Est de la Côte d'Ivoire sur la composition chimique des nappes de ces roches.

L'eau interagit avec une roche lorsqu'elle utilise son pouvoir hydrolysant pour croître sa minéralisation. Dans un aquifère de fractures où l'eau peut être en contact prolongé avec l'encaissant, la relation entre l'eau et la roche se traduit par une hydrolyse comme le montre la figure 51.

La nappe du socle a la particularité d'avoir un enrichissement en cations et en ions bicarbonates (figure 51). La minéralisation croît dans le sens du confinement de l'aquifère c'est-à-dire lorsque les eaux du socle non couvert par le CT évoluent vers l'aquifère de fractures, couvert par le CT. Nous remarquons que les ions bicarbonates et les cations majeurs sont étroitement liées suivant une pente d'environ 1. Cette corrélation confirme la forte participation des minéraux silicatés à la minéralisation de la nappe de fractures par hydrolyse dont nous proposons certaines équations de réactions-types au chapitre V.6.5.

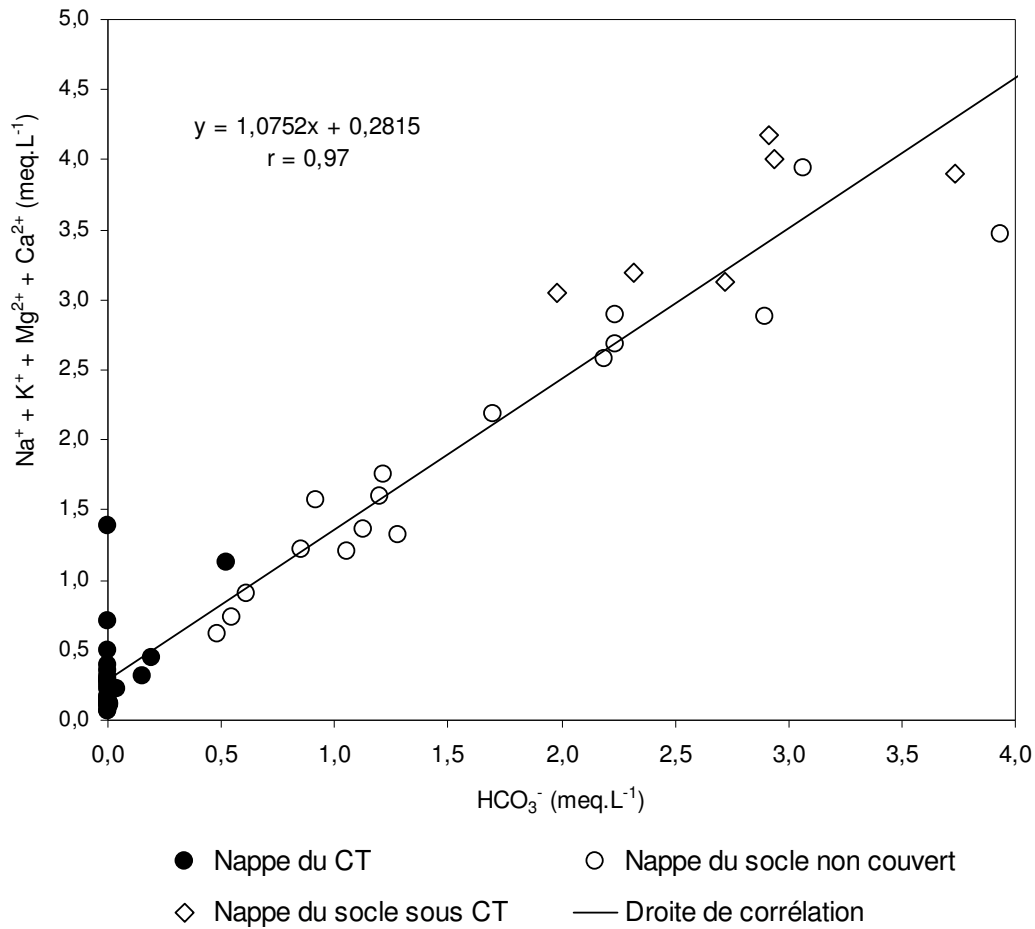


Figure 51. Corrélation entre les cations majeurs et les ions bicarbonates

Comme précisé dans la première partie de ce document, le socle n'est pas homogène le long de la zone de contact "socle-bassin sédimentaire". D'Est à l'Ouest, les formations volcano-sédimentaires alternent avec des schistes et des roches intrusives de type granitoïdes. Cette hétérogénéité lithologique est la principale cause de la variation de la concentration en éléments chimiques des eaux. Elle explique en outre l'hétérogénéité des altérites en domaine de socle qui influence à son tour la vitesse d'infiltration des eaux météoriques vers la nappe.

V.6.1 Indices de saturation

Indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux des aquifères

Les indices de saturation (tableau 24) permettent de savoir ou de connaître le degré de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents ou ceux susceptibles de se précipiter dans l'aquifère. La dissolution de ces minéraux se fait de manière congruente ou incongruente.

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 :

$$I.S = \log \frac{(PAI)}{K_s} \quad (6)$$

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

Si $PAI = K_s$ alors $IS = 0$: l'eau est dite saturée vis-à-vis du minéral D considéré,

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

Si $PAI > K_s$ alors $IS > 0$: l'eau est dite sur-saturée vis-à-vis du minéral D.

Les résultats (tableau 24) montrent que les eaux sont dans l'ensemble sous saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés type calcite et dolomite. Cela confirme l'absence de carbonates dans la zone d'étude. Cependant, trois forages du socle présentent des eaux qui ont des indices positifs proches de la saturation. Ce sont :

- les eaux de Yapokoi (N°22) avec un IS de 1,2 /calcite et de 2,1 /dolomite,
- les eaux de Kodioussou (N°23) avec un IS de 0,4 /calcite et de 0,3 /dolomite,
- les eaux de Kodiakro (N°36) avec un IS de 0,1 /calcite et de 0,1 /dolomite.

Les IS de signe positif obtenus sur les eaux des trois forages, sont le témoin d'une hydrolyse poussée des roches calciques/dominance calcique et des roches magnésiennes/dominance magnésienne. Ces eaux présentent des valeurs de pH élevées ~8 pour le (22 et 23) et 7,5 pour le (36) et ont par conséquent une pCO_2 très faible. Les roches silicatées, à savoir les métasiltstones (pour le 23), les gneiss (pour le 22) et les métagranodiorites (pour le 36) sont riches en minéraux calciques et magnésiens comme le montre le chapitre IV précédent. Il n'est pas étonnant donc d'avoir dans ces eaux une saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite. Une erreur de mesure du pH sur le terrain peut être responsable de la légère sur-saturation apparente de ces eaux vis-à-vis de la calcite et de la dolomite. Les métasiltstones sont enrichis en chlorites (magnésiennes), en sphène (calcique) et en apatite (calcique) et les gneiss et les métagranodiorites en amphiboles (à la fois calciques et magnésiens). Le fait que les

autres échantillons d'eau issus des mêmes roches ne présentent pas les mêmes caractéristiques que ces trois exemples cités plus haut, signifierait que la composition minéralogique d'une roche varie légèrement d'une portion à une autre dans la roche.

Dans les aquifères étudiés, la mise en solution des cations en particulier des alcalino-terreux, est le fait d'une hydrolyse très poussée comme le montre les figures 52 et 53. Le processus d'hydrolyse consomme du CO₂ dissous qui gouverne principalement l'acidité des eaux (équation 5 : formation de l'acide carbonique). Dans un système aquifère ouvert, l'eau utilise son pouvoir acide pour hydrolyser la roche encaissante et la production des ions bicarbonates augmente selon le pouvoir hydrolysant. Lorsque le système aquifère se ferme sur le CO₂ gazeux du sol, l'eau ne dispose que le stock de CO₂ dissous pour dissoudre progressivement les minéraux et le pH de l'eau croît dans le temps.

Tableau 24. Indices de saturation des eaux étudiées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite

Site	A	N°	IS/calcite	IS/dolomite	Site	A	N°	IS/calcite	IS/dolomite
Lopou	CT	6	-6,4	-12,3	Bondoukou	CT	51	-6,8	-13,2
Cosrou	CT	7	-4,2	-7,8	Béniakré	CT	52	-6,0	-11,9
Opoyounem	CT	8	-6,8	-13,4	Wéhou	CT	53	-6,4	-12,5
Mopoyem	CT	9	-4,6	-9,1	Badasso	S	1	-2,4	-4,6
Agbaille	CT	10	-6,4	-13,5	Sahuyé	S	2	-1,8	-3,9
Kaka	CT	11	-6,6	-12,8	Abiehou	S	3	-3,7	-7,3
Domolon	CT	24	-6,2	-12,6	Abbe Bégnini2	S	13	-1,3	-3,3
Montézo	CT	25	-6,1	-12,6	Abbe Bégnini1	S	13	-2,6	-5,3
Brofodoumé	CT	26	-4,3	-8,7	Tomasset	S	15	-2,5	-4,9
Nieky-Bonjour	CT	27	-6,4	-12,4	Adakié	S	16	-2,9	-6,3
Songon Agban	CT	28	-6,7	-13,0	M'Brago2	S	17	-2,8	-5,3
Dabou	CT	29	-7,5	-14,2	Attiékoua	S	18	-1,0	-2,5
Anyama Adjamé	CT	30	-6,4	-12,4	Abrotchi	S	20	-1,9	-4,3
Irho Lamé	CT	31	-6,5	-12,4	Danguira	S	21	-2,0	-3,6
Krindjabo	CT	37	-5,6	-11,5	Yapokoi	S	22	1,2	2,1
Epiéno	CT	39	-6,4	-12,5	Kodioussou	S	23	0,4	0,3
Amanikro	CT	40	-6,5	-12,6	Ebokoffi	S	32	-0,6	-1,6
Palmici	CT	41	-6,6	-	Bakro	S	33	-3,4	-7,2
Mouyassué	CT	42	-	-	Koffi Kokorékro	S	34	-1,8	-4,0
Dohouan	CT	43	-6,4	-	Affienou	S	35	-1,2	-3,2
Nouamou	CT	44	-6,7	-	Agnimambo	S*	4	-1,3	-2,4
Elokobabo	CT	45	-6,3	-	Kodokodji	S*	5	-1,1	-2,2
Malamalakro	CT	46	-6,6	-	Ahoue	S*	14	-1,2	-2,5
Gaoussoukro	CT	47	-6,4	-	Attinguié	S*	19	-6,2	-1,3
Babadougou	CT	48	-6,8	-13,5	Kodiakro	S*	36	0,1	0,1
Sodepalm2	CT	49	-7,0	-13,7	Ehia	S*	38	-0,9	-1,9
Allohouré	CT	50	-6,5	-12,6					

A = aquifère ; S = Socle ; S* = Socle sous CT ; CT = Continental Terminal

IS calculés par le programme Phreeqc

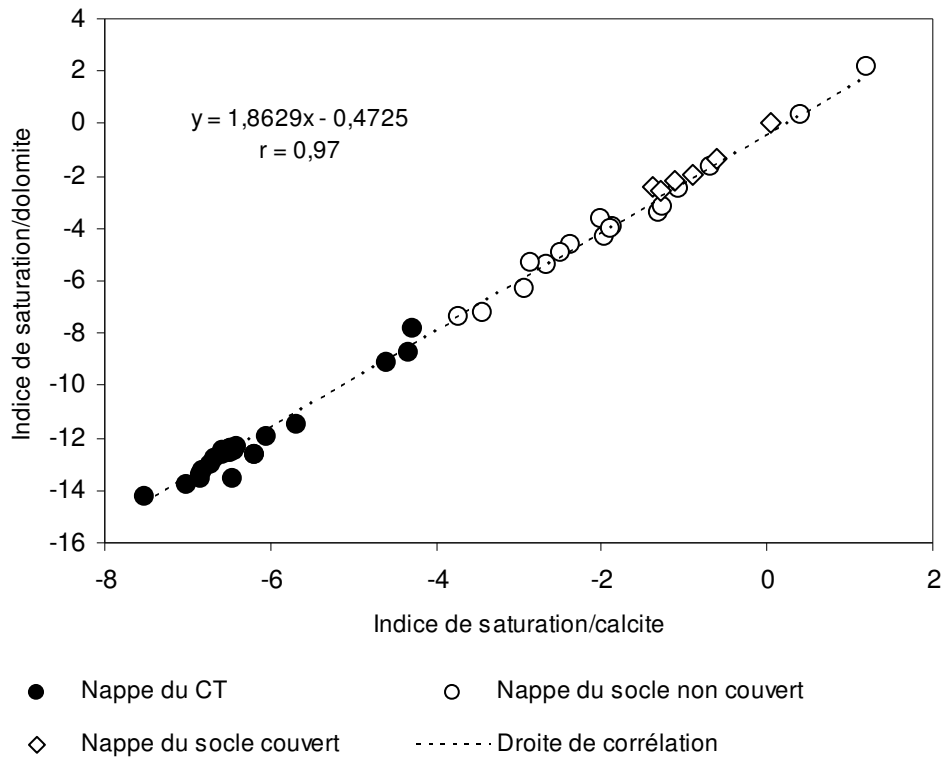


Figure 52. Corrélation entre indices de saturation par rapport aux minéraux magnésiens (représentés par la dolomite sur le graphe) et minéraux calciques (représentés par la calcite sur le graphe)

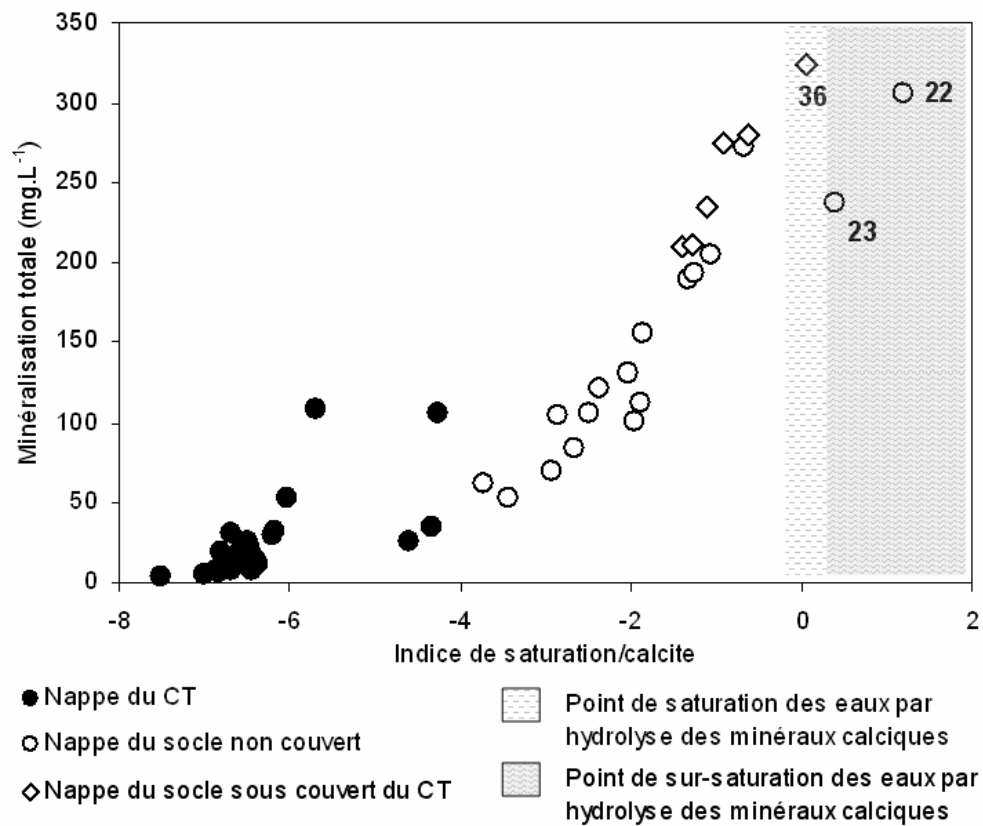


Figure 53. Corrélation entre indice de saturation/minéraux calciques et la minéralisation totale

V.6.2 Diagrammes de stabilité des silicates et aluminosilicates

Les minéraux primaires essentiels les plus fréquents dans les roches silicatées de la zone de contact "socle-bassin sédimentaire" sont le quartz, les plagioclases (essentiellement composés d'albite), les orthoclases, les chlorites, les amphiboles et les micas. En dehors du quartz qui est stable à basse température, l'altération des autres minéraux conduit à la formation d'altérites. Dans les aquifères ayant un taux de renouvellement relativement élevé (comme l'aquifère du CT par exemple), les produits d'altération subissent un lessivage dont le degré conduit à la formation d'une argile spécifique néoformée. La classification des eaux par rapport aux diagrammes de stabilité des silicates et aluminosilicates, peut informer sur la prédominance locale ou régionale du type d'argile que l'on pourrait avoir. Pour connaître les domaines de stabilité des eaux souterraines des réservoirs profonds de fractures et du CT à travers les diagrammes, il est indispensable de connaître les données thermodynamiques calculées à 25°C (température proche de la moyenne de celle des eaux étudiées qui est de 26°C) et à une atmosphère. Il sera proposé dans ce paragraphe, les diagrammes de déséquilibre classiques les plus connus : (Na₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O, K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O et CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). Le calcul des indices de déséquilibre (tableau 8 en annexe I) est basé sur les équations de dissolution des minéraux primaires (anorthite, albite, microcline et muscovite) et des minéraux secondaires (Ca-montmorillonite et kaolinite) contribuant à la formation des trois diagrammes annoncés. Les équations de dissolution des deux minéraux secondaires cités sont :

Le calcul des indices de déséquilibre associé à ces équations de dissolution se formule selon Paces (1972) comme suit :

$$- \text{anorthite (an)-kaolinite (k)} : I_{an-k} = \log [Ca^{2+}] + 2pH - (18,84 - 0,07114T) \quad (7)$$

$$- \text{albite (ab)-kaolinite (k)} : I_{ab-k} = \log [Na^+] + 2\log [H_4SiO_4] + pH - (0,046 + 0,00323T) \quad (8)$$

$$- \text{microcline (kf)-kaolinite (k)} : I_{kf-k} = \log [K^+] + 2\log [H_4SiO_4] + pH - (0,01629T - 2,931) \quad (9)$$

$$- \text{muscovite (mu)-kaolinite (k)} : I_{mu-k} = \log [K^+] + pH - (5,5 - 0,02T) \quad (10)$$

$$- \text{Ca-montmorillonite (cm)-kaolinite (k)} : I_{cm-k} = [\log [Ca^{2+}] + 8\log [H_4SiO_4] + 2pH - (0,01143T - 16,6)]/6 \quad (11)$$

$$- \text{Kaolinite (k)-gibbsite (g)} : I_{k-g} = 2\log [H_4SiO_4] - (0,02T - 8,79) \quad (12)$$

avec la température (T) en °C.

Indices de déséquilibre

Comme l'indice de saturation, le calcul de l'indice de déséquilibre est basé sur les activités des ions dans la solution et la variation de l'enthalpie libre propre d'une réaction. Il est fréquemment utilisé pour interpréter la stabilité entre phases minérales solides impliquées dans des réactions de dissolution réversible (entre argiles) et irréversible (entre minéraux primaires et argiles).

L'indice de déséquilibre (I) se note :

$$I = \log \frac{Q}{K} \quad (13)$$

Avec Q = produit d'activité ionique et K = la constante d'équilibre

Si $I = 0$ alors le minéral primaire et le minéral secondaire sont en équilibre.

Si $I < 0$ alors le minéral primaire subit une dissolution incongruente au profit du minéral secondaire.

Si $I > 0$ alors le minéral primaire est stable et ne subit aucune dissolution.

L'intérêt de connaître les indices de déséquilibre dans ce travail est de savoir s'il y a altération ou non de minéraux primaires au profit des argiles.

Les résultats des indices de déséquilibre des équations 7, 8, 9 et 10 sont négatifs. Cela signifie que les minéraux primaires concernés et présents dans l'aquifère s'hydrolysent au profit de la kaolinite. Cependant les indices (I) de l'équation de dissolution 12, sont positifs et expliquent la stabilité de la kaolinite vis-à-vis de la gibbsite. Ils sont négatifs pour les points de la nappe du CT à partir de l'équation 11, mais sont négatifs dans certaines localités et positifs dans d'autres pour la nappe du socle (tableau 8 annexes I). Les points de la nappe du socle sont situés entre le domaine de stabilité de la montmorillonite calcique et celui de la kaolinite contrairement à la nappe du CT dont tous les points se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite (figure 54a, b, c et d). Les argiles composites des sédiments du Continental Terminal sont essentiellement constituées de kaolinite. En domaine de socle, les altérites sont constituées de kaolinite et de montmorillonite calcique. La stabilité de certaines eaux du socle par rapport à la montmorillonite calcique peut s'expliquer par l'hydrolyse des amphiboles, du sphène, des épidotes et souvent de l'apatite dans les aquifères. Si nous nous intéressons à la dissolution des argiles cette fois en utilisant le diagramme proposé par Fritz et Tardy (1973) et qui prend en compte les concentrations en aluminium, le pH et l'acide silicique (figure 54d), nous tirons les mêmes conclusions sur la stabilité de la kaolinite vis-à-vis de la gibbsite.

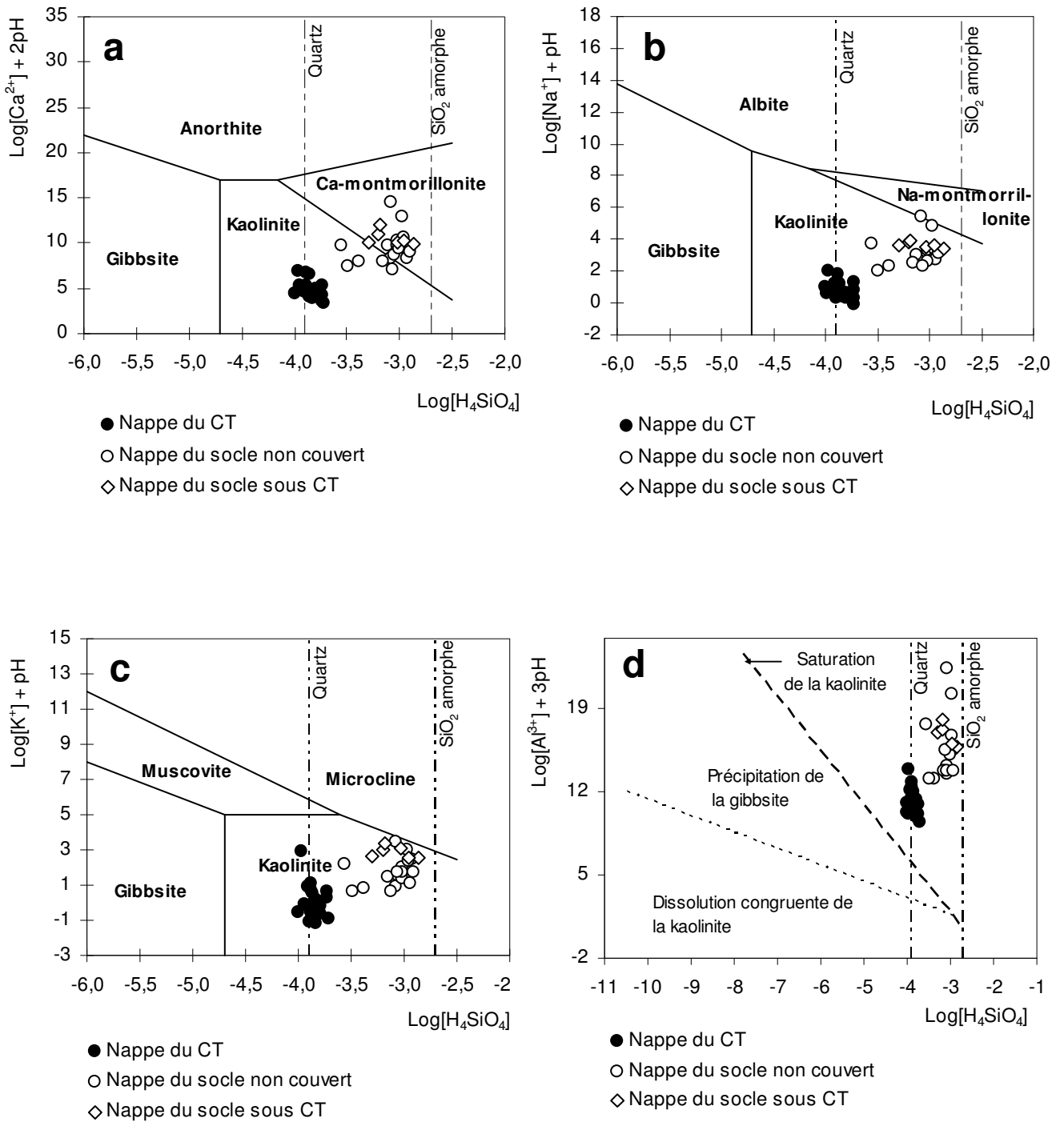


Figure 54. Diagrammes de stabilité des silicates et aluminosilicates

V.6.3 Typologie des aquifères au moyen de la chimie des eaux du socle et origine des cations majeurs

Pour mettre mieux en évidence la nature du substratum dominant, un diagramme ternaire basé sur les concentrations molaires de Ca^{2+} , Mg^{2+} et Si^{4+} est souvent utilisé (Derron, 1999). Ce diagramme permet de rattacher les principales phases minérales des roches aux tendances hydrochimiques des nappes du socle. Il permet, au-delà du lien étroit établi entre les minéraux et la nappe, de définir les principaux aquifères caractéristiques des eaux. Selon Derron (1999), l'usage de rapports de concentrations permet de s'affranchir des effets de dilution/concentration et d'obtenir ainsi une représentation acceptable simultanément pour des eaux très chargées et des eaux très diluées. La prise en compte de la vitesse de dissolution des minéraux primaires (quelques exemples donnés dans le tableau 25) est nécessaire voire indispensable car c'est elle qui lie la chimie de l'eau à la nature minérale et non à la composition chimique de la roche. C'est cette vitesse de dissolution qui a permis de comprendre pourquoi l'altération d'un metabasalte alpin (hornblende, albite, chlorite, épidote) est totalement différente de l'altération d'un basalte frais de même composition chimique (olivine, verres, anorthite, pyroxène, amphibole) (Derron, 1999).

Pour la présente étude, nous nous basons sur les données du tableau 25 et de la séquence d'altération des minéraux de Goldich (1938) citée par Appelo et Postma (2005) dans le sol (figure 55). Les points d'eaux souterraines du socle à la limite du bassin sédimentaire sont reportés dans ce diagramme ternaire (figure 56). Sur la figure, la légende est constituée de noms des différents types de roche dans lesquelles les eaux ont été échantillonnées.

Tableau 25. Vitesse de dissolution des minéraux primaires à T = 25°C et pH = 5 (Derron, 1999)

Minéral	log (vitesse dissolution) mol/m ² /sec	référence
quartz	-13,39	(Rimstidt, 1980)
épidote	-12,61	(Rose, 1991)
Mg-chlorite	-12,52	(May, 1995)
K-feldspath (microcline)	-12,50	(Schweda, 1989)
hornblende	-12,40	(Frogner, 1998)
albite	-12,26	(Chou, 1985)
pyroxène (diopside)	-10,15	(Schott, 1981)
verre basaltique	-9,60	(Gislason, 1987)
olivine (forstérite)	-9,50	(Blum, 1988)
anorthite	-8,55	(Fleer, 1982)
calcite	-5,64	(Schott, 1989)

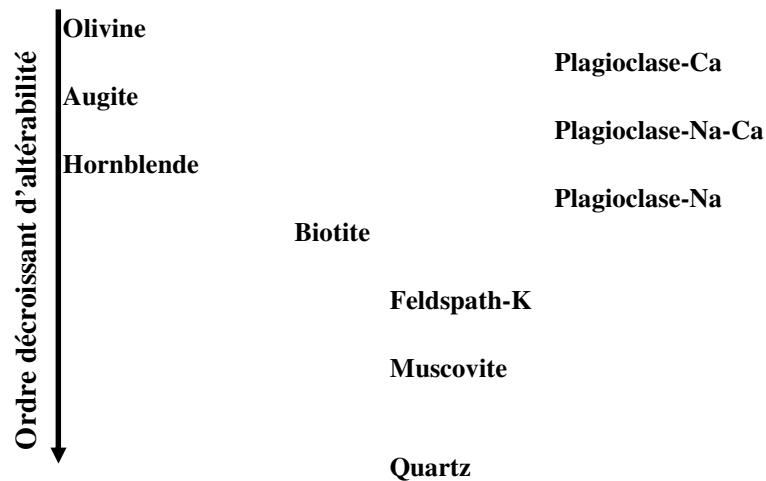


Figure 55. Séquence d'altération des minéraux silicatés de Goldich (1938) cité par Appelo et Postma (2005)

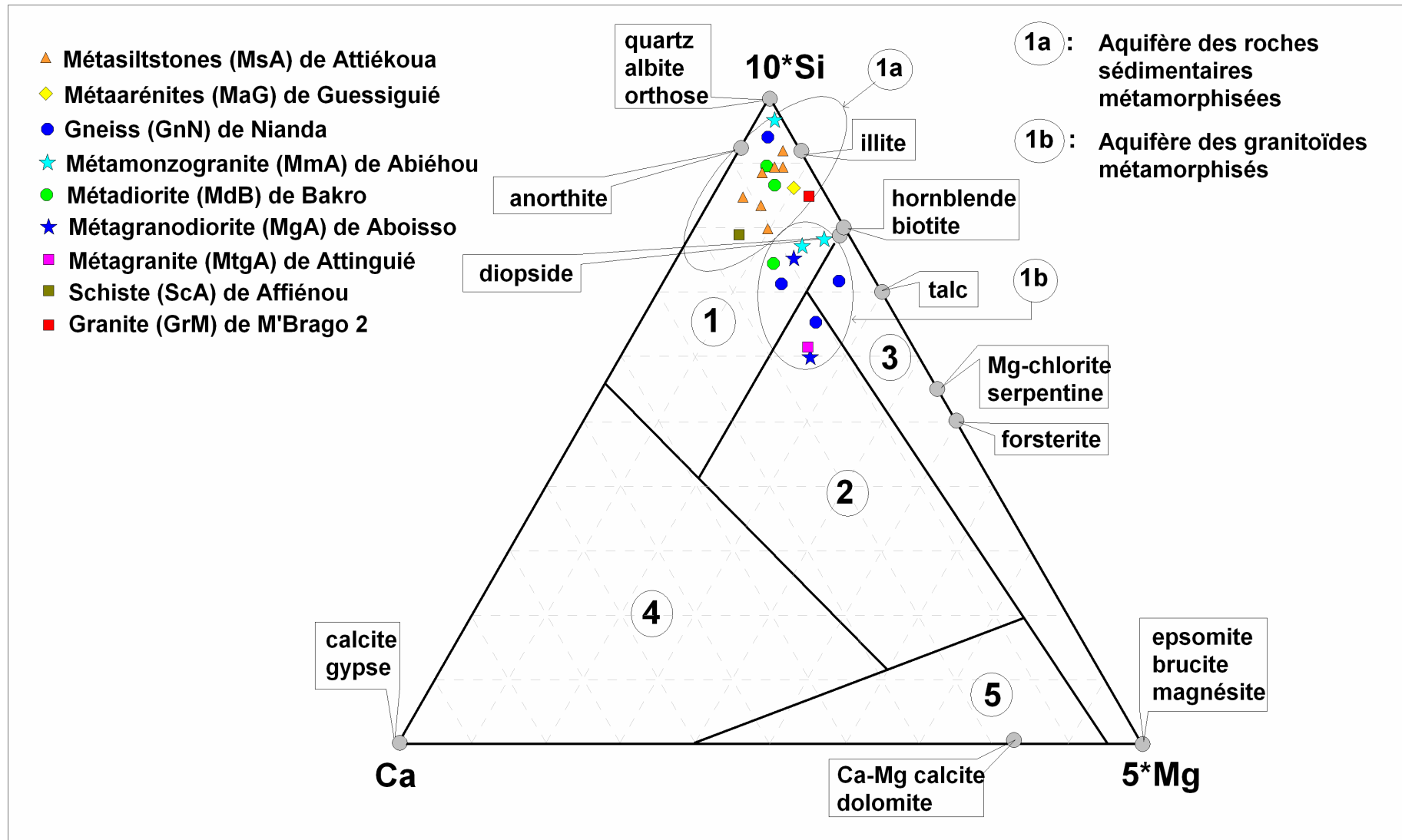


Figure 56. Diagramme ternaire Ca-5*Mg-10*Si (molaire) pour les eaux du socle de la zone d'étude. (1) granito-gneiss, (2) roches mafiques, (3) roches ultramafiques, (4) calcaires, (5) gypses dolomitiques

Deux principaux types d'aquifère se dessinent sur cette figure :

- l'ensemble des points des aquifères des roches sédimentaires métamorphisées (noté 1a sur la figure 56),
- l'ensemble des points des aquifères des granitoïdes métamorphisés (noté 1b sur la figure 56).

Ces aquifères forment un sous ensemble du domaine (1) des granito-gneiss et confirme ainsi le caractère globalement acide des roches, souligné au paragraphe IV.1.3. La disposition des points dans ce diagramme confirme l'absence de carbonates solides dans la zone étudiée car aucun échantillon d'eau ne se situe dans les domaines (4) et (5). Nous retrouvons les principaux minéraux primaires essentiels (quartz, feldspaths, amphiboles et biotite) identifiés et constitutifs des roches aquifères dans la zone d'étude. Ce type de diagramme est important car il permet de remonter aux différentes phases minérales aux dépens desquelles l'eau s'est minéralisée.

La nature minérale est définie dans ce travail par rapport au type de cation existant dans la structure du minéral (alcalin, alcalino-terreux ou les deux à la fois) et l'abondance entre phases minérales est définie par comparaison des assemblages des minéraux alcalins ou alcalino-terreux dans la roche.

A l'exception des métamonzogranites qui sont des roches enrichies en alcalins (notamment en sodium), la chimie des nappes reflète la minéralogie des roches. Ces roches en question sont enrichies en minéraux ferromagnésiens calciques (chlorites, épidotes et biotite) et les eaux qui y sont échantillonnées sont enrichies en alcalino-terreux (figure 57a).

Il faut toutefois souligner que dans certaines roches intrusives et fracturées de faible extension, les eaux ne reflètent pas forcément la minéralogie de la roche d'autant plus que ces eaux sont susceptibles de se mélanger à celles de la roche dans laquelle s'est faite l'intrusion. La tendance chimique des eaux de ces roches intrusives est comparable à celle des eaux de la roche intrudée. C'est l'exemple des eaux des métamonzogranites, roches appauvries en minéraux calciques et magnésiens. En effet, la zone d'étude est cisailée de grands couloirs de fractures (*cf.* figure 20) et l'enrichissement observé des eaux des métamonzogranites en alcalino-terreux (figure 57a) peut s'expliquer par un simple mélange des deux types d'eau (eaux de l'aquifère des métamonzogranites et eaux de l'aquifère des métaarénites) à travers ces couloirs.

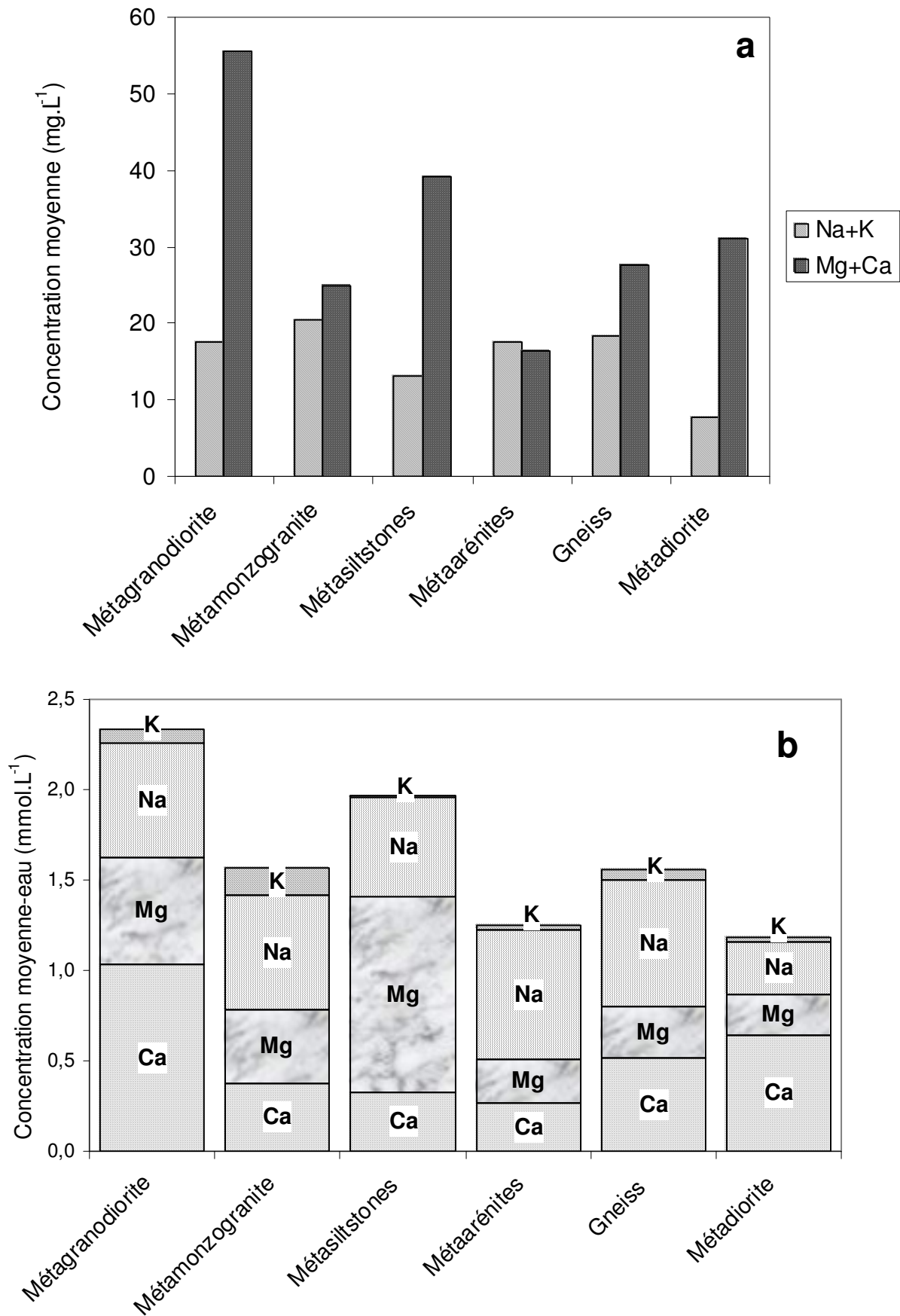


Figure 57. Comparaison de concentrations entre éléments chimiques des eaux

- Si nous nous intéressons aux métaarénites dominées par les minéraux alcalins en particulier les plagioclases sodiques relativement abondants (albite, *cf.* tableau 17), nous retrouvons les mêmes tendances hydrochimiques dans les eaux qui y ont été échantillonnées et qui se caractérisent logiquement par un enrichissement en sodium ($0,717 \text{ mmol.L}^{-1}$) (figure 57b).

Considérant l'ordre de dissolution des minéraux de la roche encaissante, en tenant compte des cinétiques de dissolution des minéraux, les eaux devraient être enrichies en Mg^{2+} due à la dissolution des chlorites et de la biotite. Or, la composition chimique de ces eaux montre une concentration en Ca^{2+} ($0,265 \text{ mmol.L}^{-1}$) légèrement supérieure à celle du Mg^{2+} ($0,239 \text{ mmol.L}^{-1}$). L'enrichissement en Ca^{2+} de ces eaux s'explique par un effet de mélange : les eaux souterraines échantillonnées dans les métaarénites proviennent de la circulation des eaux dans ces formations mais aussi héritent de la chimie des eaux en amont (métasiltstones riches en Ca^{2+}).

- En ce qui concerne les métasiltstones, les chlorites sont les plus abondants. Leur vitesse de dissolution est supérieure à celle des épidotes qui les secondent. Riches en Mg^{2+} , les chlorites impriment leur signature chimique à la nappe en contact (figure 57b). Cet aquifère montre l'effet conjugué de l'abondance et de la vitesse de dissolution des minéraux. Toutefois, comme dans l'aquifère des métaarénites, la concentration du calcium ($0,549 \text{ mmol.L}^{-1}$) légèrement supérieure à celle du sodium ($0,544 \text{ mmol.L}^{-1}$) et ne corrobore pas la dissolution des plagioclases sodiques devant les minéraux calciques (les épidotes, le sphène et l'apatite). Cela semble montrer l'implication d'un effet de mélange entre eaux issues de différents aquifères.

- Dans les gneiss, les amphiboles, plus abondantes comparativement aux plagioclases (calco-sodiques), contiennent plus de Ca^{2+} que de Mg^{2+} (voir formules structurales, tableau 18). La concentration élevée en Na^+ ($0,700 \text{ mmol.L}^{-1}$) puis en Ca^{2+} ($0,518 \text{ mmol.L}^{-1}$) dans les eaux permet est en accord avec la dissolution rapide des plagioclases calco-sodiques. Dans cet aquifère, la vitesse de dissolution des minéraux, sans aucun effet de mélange, permet de comprendre la chimie des eaux.

- Dans les métadiorites tout comme les gneiss, les amphiboles sont les plus abondantes comparativement aux chlorites et aux plagioclases (calco-sodiques). Ces amphiboles sont enrichies en Mg^{2+} par rapport au Ca^{2+} . Cependant, la nappe est enrichie en Ca^{2+} et en Na^+ . Cela s'explique par la dissolution rapide des plagioclases calco-sodiques et montre ainsi l'importance capitale de la prise en compte de la vitesse de dissolution des minéraux dans l'interprétation de la minéralisation des nappes.

• Le même constat est fait dans les métagranodiorites. Les amphiboles enrichies en Mg^{2+} sont les plus abondantes alors que les eaux sont enrichies en Ca^{2+} par rapport à Mg^{2+} . A la différence des métadiorites, les plagioclases de ces roches sont beaucoup plus sodiques (oligoclase) ; ils expliquent les teneurs élevées en Na^+ par rapport au K^+ mais n'expliquent pas celles du Ca^{2+} . Les ions Ca^{2+} dans l'eau proviendraient d'abord des plagioclases calcosodiques et ensuite des amphiboles qui sont plus magnésiennes que calciques. Mais l'enrichissement des eaux en Ca^{2+} explique l'entrée en compétition de l'épidote et du sphène dans la phase hydrolytique. Cet exemple montre l'effet d'échelle de temps qui pourrait intervenir dans des aquifères confinés. En effet, les eaux échantillonnées (N°36 et 38) appartiennent à l'aquifère des métagranodiorites sous couverture sédimentaire. Ces eaux ont des temps de séjour les plus élevés (temps de séjour moyen ~12 000 pour le N°36 et ~7 000 ans B.P pour le N°38 voir détails au chapitre VI). C'est le contact prolongé de ces eaux à la roche encaissante qui expliquerait la richesse de ces eaux en Ca^{2+} due à la dissolution des minéraux calciques tels que les épidotes relativement abondants dans l'aquifère.

A l'instar des metabasaltes des Alpes évoqués plus haut, nous comprenons pourquoi les eaux du granite à biotite de M'Brago 2 (point de couleur rouge sur la figure 56) et celles du métagranite à biotite de Attingué (point de couleur rose sur la figure 56) ont des tendances hydrochimiques différentes. Ces deux roches n'ont pas été étudiées du point de vue minéralogique dans cette étude mais le positionnement des points d'eau sur la figure montre que les paragenèses ne sont pas identiques. En effet, le métamorphisme du granite aurait favorisé la mise en place de nouveaux minéraux qui n'ont pas la même vitesse de dissolution que les minéraux du granite sain. Lorsqu'une roche subit un métamorphisme, il se forme au sein de la paragenèse, de nouveaux minéraux par recristallisation partielle ou totale des minéraux antémétamorphiques, selon le type de métamorphisme. Les minéraux néoformés issus du métamorphisme sont formés dans des conditions thermodynamiques différentes de celles des minéraux originels. Il s'en suit une différenciation de l'enthalpie libre propre des réactions de dissolution entre les groupes de minéraux qui se répercute inéluctablement sur la chimie de l'eau.

La tendance hydrochimique des eaux vis-à-vis des cations majeurs, en conformité avec les minéraux primaires étudiés, est expliquée. Il est pour la suite, intéressant de savoir la tendance globale des eaux du socle à l'échelle de la zone d'étude.

Pour tenter de répondre à cette question, nous avons représenté dans un diagramme K/Na *versus* Mg/Ca (figure 58), les points d'eau et de roches.

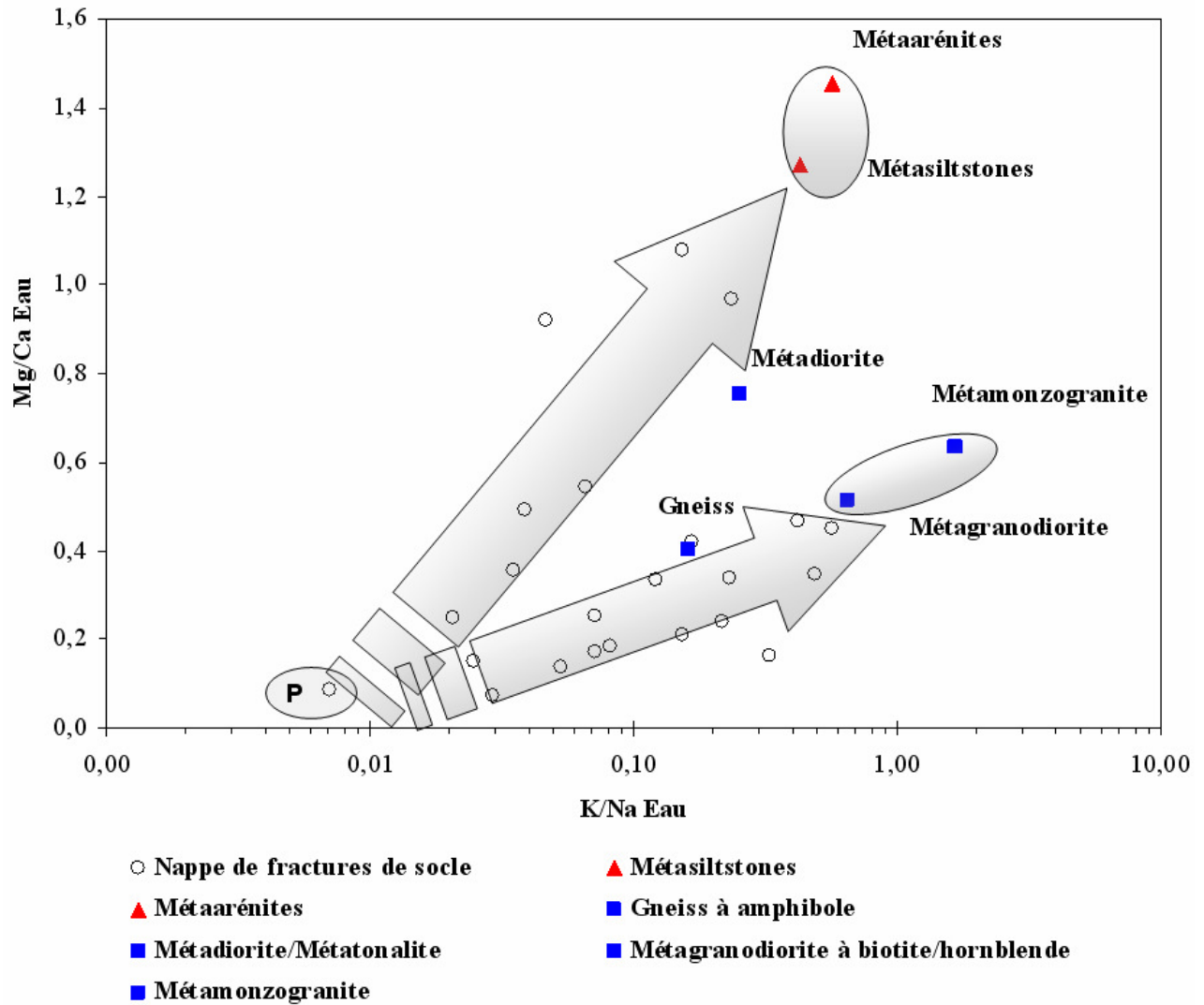


Figure 58. Comportement hydrochimique des eaux de la nappe du socle en zone de contact "socle-bassin sédimentaire" au Sud-est de la Côte d'Ivoire

Ce diagramme montre que dans cette partie de l'Afrique tropicale humide, précisément en climat équatorial de transition, la minéralisation des eaux souterraines de fractures est globalement sous l'influence des roches de type granitique et des schistes en particulier des métaarénites et les métasiltstones. L'étude de l'interaction eau-roche en passant par l'étude minéralogique des roches dans la zone de contact permet aujourd'hui de comprendre l'enrichissement des eaux de fractures en alcalino-terreux.

Les différentes origines minérales de ces cations majeurs des eaux de la nappe du socle sont données dans le tableau 26 selon l'ordre décroissant de prédominance.

Tableau 26. Origines minérales des cations majeurs des eaux de la nappe du socle à la limite du bassin sédimentaire du SE de la Côte d'Ivoire

Origine minérale des cations majeurs (par ordre décroissant de prédominance)												
Cation de l'eau	METAARENITES (GUESSIGUIE) [forage 1]		METASILTSTONES (ATTIEKOUA) [forages 2,13,13,15,16,18,23]		GNEISS (NIANDA) [forages 14,20,21,22]		METAMONZOGRANITE/ METAGRANITE (ABIEHOU) [forages 3,4,5]		METADIORITE (BAKRO) [forages 32,33,34]		METAGRANODIORITE (ABOISSO) [forages 36,38]	
Na+	Plagioclase	(albite)	Plagioclase	(albite)	Plagioclases	(albite) (oligoclase)	Plagioclase	(oligoclase)	Plagioclases	(albite) (calco-sodique)	Plagioclase	(oligoclase)
K+	Mica noir	(biotite)	Mica noir	(annite)	Orthoclases		Mica blanc	(ferrimuscovite)	Mica blanc	(phengite)	Orthoclases	(orthose) (microcline)
Ca ²⁺	Epidote	(pistachite)	Epidote	(pistachite)	Amphiboles	(hornblende-Mg) (hornblende)	Plagioclase	(oligoclase)	Amphibole	(hornblende-Mg)	Amphibole	(hornblende-Mg)
	Sphène		Sphène		Epidote	(pistachite)			Apatite		Epidote	(pistachite)
			Apatite		Plagioclase	(oligoclase)			Plagioclase	(calco-sodique)	Plagioclase	(oligoclase)
Mg ²⁺	Chlorites		Chlorites		Amphibole	(hornblende-Mg)	Mica noir	(biotite)	Amphibole	(hornblende-Mg)	Amphibole	(hornblende-Mg)
	Mica noir	(biotite)	Mica noir	(annite)					Chlorites		Chlorites	

V.6.4 Evaluation de la concentration des ions majeurs dans les eaux du socle par hydrolyse des silicates et aluminosilicates

Les eaux souterraines ont initialement une origine météorique. Elles ont de ce fait une part de concentration ionique de signature marine à cause de la prédominance de la vapeur océanique dans l'atmosphère (Appelo et Postma, 2005). Pour estimer l'apport en concentration molaire des minéraux constitutifs de l'aquifère à la nappe, il est indispensable de tenir compte de l'apport de l'eau de pluie et de le soustraire de la concentration mesurée dans l'eau souterraine.

Les données d'eau de pluie de la région d'étude en notre possession sont incomplètes. Les seules mesures de concentration d'ions majeurs portent sur les chlorures, les sulfates et les nitrates (Oga, 1998). On pourra consulter les travaux de Favreau (2000) pour obtenir des données sur les ions majeurs dans les eaux de pluie au Niger. Cependant, le rapport ionique (concentration en Cl^- (Abidjan)/concentration en Cl^- (Niamey)) de facteur 14, montre que les eaux de pluie deviennent de moins en moins chargées des régions côtières à l'intérieur du continent (effet de continentalité). Les données de précipitation issues des régions continentales ne sont donc pas adéquates pour évaluer l'apport de l'eau de pluie aux eaux souterraines. L'utilisation de rapport ionique de l'eau de mer nous paraît raisonnable, vu la situation de la zone d'investigation par rapport à la mer.

L'analyse de l'eau de mer révèle les concentrations en mmol.L⁻¹ suivantes (Appelo et Postma, 2005) : Na^+ (485) ; K^+ (10,6) ; Mg^{2+} (55,1) ; Ca^{2+} (10,7) ; Cl^- (566) ; SO_4^{2-} (29,3) ; NO_3^- ($5 \cdot 10^{-6}$) ; HCO_3^- (2,4). La teneur en SiO_2 est estimée à $94 \cdot 10^{-3}$ mmol.L⁻¹. C'est sur la base de ces données que nous allons estimer la part, en concentration ionique, apportée par chaque minéral. Ces calculs prennent en compte les formules structurales (voir chapitre IV.1.6) et les équations de dissolution des minéraux silicatés et aluminosilicatés identifiés dans les roches concernées.

V.6.5 Equations de réaction de l'hydrolyse des silicates et aluminosilicates

Conformément aux diagrammes de stabilité il y a formation de la montmorillonite calcique à certaines localités de la zone d'étude.

Toutefois, c'est la kaolinite qui prédomine dans la région et sera considérée comme l'argile néoformée du processus d'hydrolyse des minéraux primaires. Le principe du calcul est le suivant :

- il est considéré que toute la concentration du chlorure dans les eaux souterraines est d'origine marine (*via* les précipitations). Cette supposition permet d'obtenir le quotient (concentration de Cl-échantillon / concentration de Cl-eau/mer) qui est affecté à la teneur de chaque ion de l'eau de mer. Cela nous permet d'évaluer l'apport d'eau de pluie aux eaux souterraines,
- une fois la concentration de chaque ion dans l'échantillon évaluée, il convient d'avoir la connaissance des minéraux primaires silicatés présents dans la roche aquifère, munis de leurs formules structurales. L'approvisionnement de la nappe en éléments chimiques par les minéraux, s'interprète conformément à la vitesse de dissolution des minéraux identifiés dans la roche. Il faut cependant souligner que la vitesse de dissolution de certains minéraux primaires n'est pas connue.

Le premier minéral ayant la plus forte vitesse de dissolution par rapport aux autres, fournit à la nappe la totalité de son cation caractéristique. Ainsi, l'albite par exemple fournira la totalité de son cation caractéristique (Na^+) à l'eau. C'est de ce principe que le coefficient stœchiométrique, donc la proportion de dissolution de ce minéral (primaire) en kaolinite, est évalué. Ce coefficient se calcule comme suit :

teneur du cation dans l'eau / teneur de ce cation dans le minéral.

L'équilibration de l'équation donne dans l'eau (la nappe) la quantité en mmol/l du reste des cations et de l'ion bicarbonate fournie par le minéral primaire lors de son hydrolyse.

Si en plus du cation caractéristique le minéral contient un autre cation (Z^{x+}), la concentration de Z apportée par ce minéral sera celle qui est déterminée dans l'équation de dissolution. La concentration restante de Z dans l'eau sera la concentration de Z dans "l'eau-pluie-minéral". Si certains minéraux dans la liste possèdent le cation (Z) dans leurs structures, la participation de chacun de ces minéraux à la minéralisation de l'eau en ce cation (Z) se calcule par rapport au pourcentage de Z dans la roche aquifère.

La concentration totale des ions cédée à la nappe par la roche aquifère est la somme des concentrations de cet ion de toutes les équations.

Dans ce travail, la nappe de fractures représentative de chaque type de formation rocheuse est la moyenne des échantillons d'eau prélevés dans cette roche aquifère.

● *Aquifère des métaarénites*

Les principaux minéraux sont :

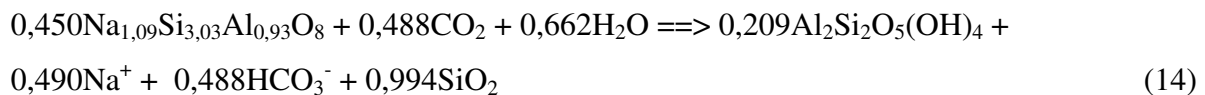
Albite	$\text{Si}_{3,03}\text{Al}_{0,93}\text{O}_8\text{Na}_{1,09}$
Biotite	$\text{Si}_{2,62}\text{Al}_{1,38}\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2(\text{K}_{1,21}\text{Mg}_{1,33}\text{Fe}_{0,89})_{1,66}$
Chlorite	$\text{Si}_{3,50}\text{Al}_{0,50}\text{O}_{10}(\text{OH})_8(\text{Mg}_{3,20}\text{Fe}_{2,12}\text{Al}_{2,62})_{0,68}$
Sphène	$\text{Si}_{0,95}\text{O}_5\text{Ca}_{1,12}\text{Ti}_{0,99}$
Epidote	$\text{Si}_{2,94}\text{O}_{12}(\text{OH}) (\text{Ca}_{2,35}\text{Al}_{2,20}\text{Fe}_{0,47})_{1,08}$
Kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

Tableau 27. Composition chimique de la pluie et de la nappe des métaarénites (mmol/l)

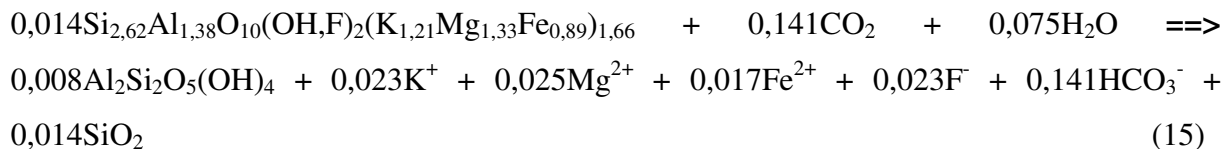
	Eau de la nappe	Contribution de la pluie*	Eau de la nappe – Pluie
Cl ⁻	0,265	0,265	0,000
SO ₄ ²⁻	0,045	0,014	0,031
HCO ₃ ⁻	1,215	0,001	1,214
NO ₃ ⁻	0,000	0,000	0,000
Na ⁺	0,717	0,227	0,490
Ca ²⁺	0,265	0,005	0,260
Mg ²⁺	0,239	0,026	0,213
K ⁺	0,028	0,005	0,023
Si ⁴⁺	0,879	0,000	0,879

* concentration calculée à partir de l'eau de mer et basée sur la teneur en Cl⁻ de l'eau de la nappe (100% du Cl⁻ de l'eau est supposé venir de la pluie)

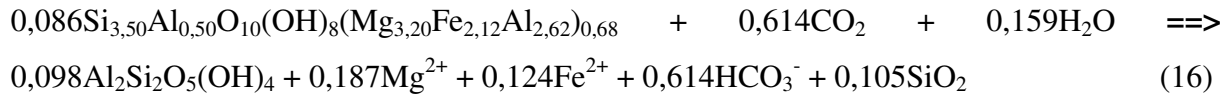
L'albite fournit la totalité de son Na⁺ à la nappe ; cela demande une dissolution de 0,490/1,09 mmol.L⁻¹ de ce minéral en kaolinite selon l'équation suivante :



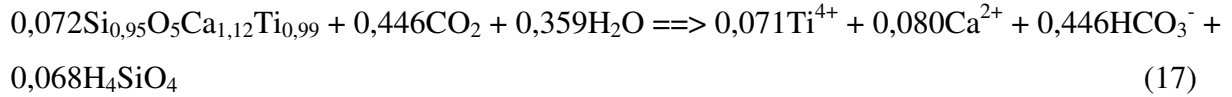
La biotite fournit la totalité de son K⁺ nécessitant ainsi sa dissolution de 0,023/(1,21x1,66) mmol.L⁻¹ en kaolinite. Son équation s'écrit :



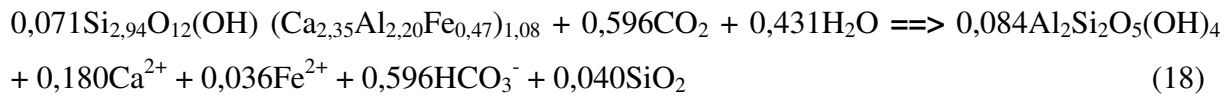
En plus de la biotite, la chlorite fournit le Mg^{2+} restant soit $(0,213-0,025)/(3,20 \times 0,68)$ $mmol.L^{-1}$ de sa dissolution en kaolinite et l'équation de dissolution s'écrit :



Le sphène fournit la totalité de son Ca^{2+} soit 31% du Ca^{2+}_{total} brut (équivalent de 3,66 $mmol.L^{-1}$) dans la roche. Son équation de dissolution s'écrit :



Le reste du Ca^{2+} soit 69% du Ca^{2+}_{total} brut dans la roche est apporté par l'épidote. L'équation de dissolution est la suivante :



La composition chimique de la nappe sans l'apport des minéraux ci-dessus listés, est présentée dans le tableau 28.

Tableau 28. Composition chimique de la nappe des métaarénites sans l'apport des minéraux

	Eau de la nappe – Pluie	Eau – albite	Eau – biotite	Eau – chlorite	Eau – sphène	Eau – épidote
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031	0,031
HCO ₃ ⁻	1,214	0,726	0,585	-0,029	-0,475	-1,071
NO ₃ ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na ⁺	0,490	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,260	0,260	0,260	0,260	0,180	0,000
Mg ²⁺	0,213	0,213	0,188	0,000	0,000	0,000
K ⁺	0,023	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,879	-0,115	-0,129	-0,234	-0,302	-0,342

● *Aquifère des métasiltstones*

Les principaux minéraux sont :

Albite	$\text{Si}_{3,00}\text{Al}_{1,00}\text{O}_8\text{Na}_{0,99}$
Annite	$\text{Si}_{2,94}\text{Al}_{1,06}\text{O}_{10}(\text{OH},\text{F})_2\text{Al}_{1,10}(\text{K}_{1,11}\text{Fe}_{0,31})_{3,33}$
Chlorite	$\text{Si}_{2,94}\text{Al}_{1,06}\text{O}_{10}(\text{OH})_8(\text{Mg}_{1,46}\text{Fe}_{1,83})_{1,98}$
Apatite	$[\text{P}_{1,76}\text{O}_4]_3(\text{OH})_{5,2}(\text{Ca}_{0,56})_5$
Sphène	$\text{Si}_{0,90}\text{O}_5\text{Ca}_{1,09}\text{Ti}_{1,05}$
Epidote	$\text{Si}_{2,89}\text{O}_{12}(\text{OH})(\text{Ca}_{2,03}\text{Al}_{2,31}\text{Fe}_{0,86})_{1,06}$
Kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

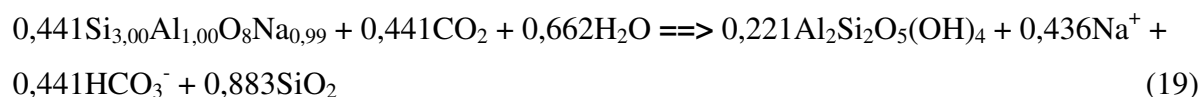
Tableau 29. Composition chimique de la pluie et de la nappe des métasiltstones (mmol/l)

	Eau de la nappe	Contribution de la pluie*	Eau de la nappe – Pluie
Cl ⁻	0,124	0,124	0,000
SO ₄ ²⁻	0,021	0,006	0,015
HCO ₃ ⁻	1,680	0,001	1,679
NO ₃ ⁻	0,023	0,000	0,023
Na ⁺	0,544	0,107	0,437
Ca ²⁺	0,549	0,002	0,546
Mg ²⁺	0,169	0,012	0,156
K ⁺	0,016	0,002	0,013
Si ⁴⁺	0,949	0,000	0,948

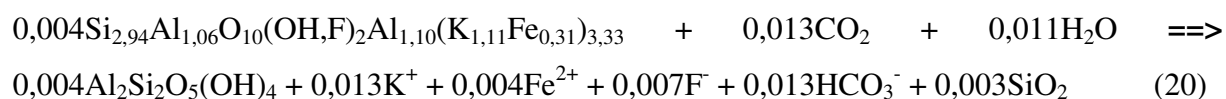
* concentration calculée à partir de l'eau de mer et basée sur la teneur en Cl⁻ de l'eau de la nappe (100% du Cl⁻ de l'eau est supposé venir de la pluie)

Les équations de dissolution qui en découlent sont les suivantes :

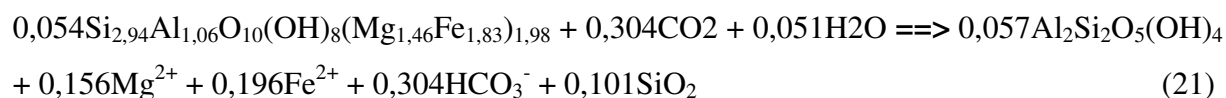
Albite



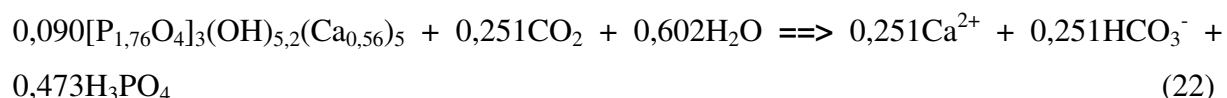
Annite



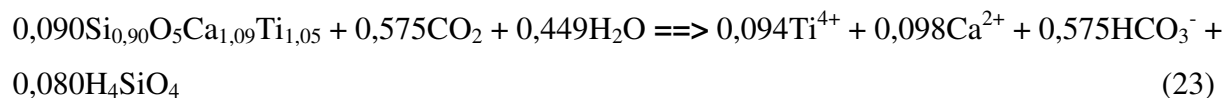
Chlorite



Apatite (46% de participation à la teneur totale de Ca^{2+} dans "l'eau" (0,546 mmol.L⁻¹))



Sphène (18% de participation à la teneur totale de Ca^{2+} dans "l'eau" (0,546 mmol.L⁻¹))



Epidote (36% de participation à la teneur totale de Ca^{2+} dans "l'eau" (0,546 mmol.L⁻¹))

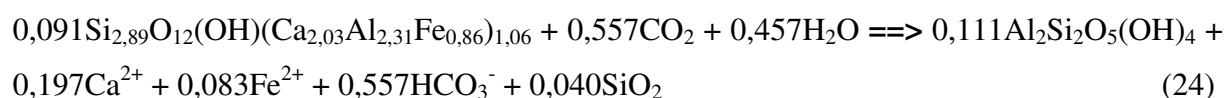


Tableau 30. Composition chimique de la nappe des métasiltstones sans l'apport des minéraux

	Eau de la nappe – Pluie	Eau – albite	Eau – annite	Eau – chlorite	Eau – apatite	Eau – sphène	Eau – épidote
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
HCO ₃ ⁻	1,679	1,238	1,225	0,921	0,670	0,095	-0,462
NO ₃ ⁻	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023
Na ⁺	0,437	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,546	0,546	0,546	0,546	0,295	0,197	0,000
Mg ²⁺	0,156	0,156	0,156	0,000	0,000	0,000	0,000
K ⁺	0,013	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,948	0,065	0,062	-0,039	-0,039	-0,119	-0,159

● *Aquifère de gneiss*

Les principaux minéraux sont:

Plagioclase calco-sodique Si_{2,76}Al_{1,17}O₈Na_{0,79}Ca_{0,33}

Albite Si_{3,04}Al_{0,93}O₈Na_{1,03}

Orthoclases Si_{2,37}Al_{1,85}O₈K_{0,97}

Magnésiohornblende Si_{6,00}Al_{2,58}O₂₂(OH,F)₂(Ca_{2,22}Mg_{1,59}Fe_{2,33})_{1,32}

Ferrotschermakite Si_{5,35}Al_{4,01}O₂₂(OH,F)₂(Ca_{4,33}Fe_{0,95})_{1,38}

Sphène Si_{0,93}O₅Ca_{1,10}Ti_{1,02}

Epidote Si_{2,95}O₁₂(OH)(Ca_{2,11}Al_{2,37}Fe_{0,56})_{1,06}

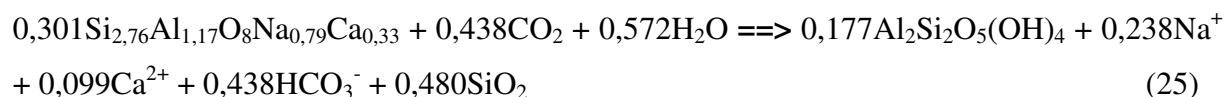
Kaolinite Al₂Si₂O₅(OH)₄

Tableau 31. Composition chimique de la pluie et de la nappe des gneiss

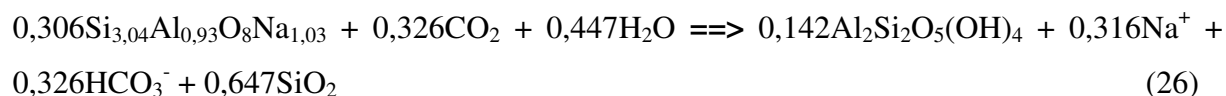
	Eau de la nappe	Contribution de la pluie*	Eau de la nappe – Pluie
Cl ⁻	0,169	0,169	0,000
SO ₄ ²⁻	0,018	0,009	0,010
HCO ₃ ⁻	1,992	0,001	1,991
NO ₃ ⁻	0,196	0,000	0,196
Na ⁺	0,700	0,145	0,554
Ca ²⁺	0,518	0,003	0,514
Mg ²⁺	0,286	0,016	0,269
K ⁺	0,056	0,003	0,052
Si ⁴⁺	0,704	0,000	0,704

* concentration calculée à partir de l'eau de mer et basée sur la teneur en Cl⁻ de l'eau de la nappe (100% du Cl⁻ de l'eau est supposé venir de la pluie)

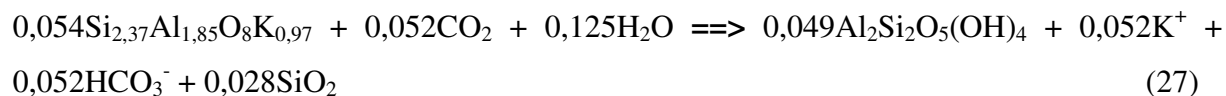
Le plagioclase calcosodique participe pour 43% à la minéralisation de la nappe en Na⁺. Son équation de dissolution s'écrit :



L'albite fournit les 57% restants de Na⁺ à la nappe selon l'équation suivante :

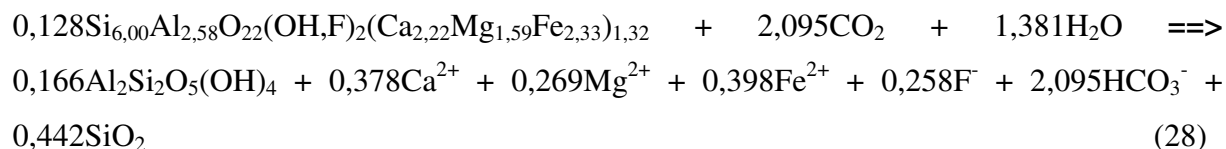


Le minéral du groupe des orthoclases se dissout selon l'équation suivante :



Le minéral qui se dissout après celui de la famille des orthoclases est le magnésiohornblende.

La totalité du Mg²⁺ de la nappe est fournie par ce minéral selon l'équation suivante :



La dissolution du plagioclase calco-sodique et du magnésiohornblende a fourni 0,477 mmol.L⁻¹ de Ca²⁺ à la nappe. La teneur restante de Ca²⁺ (de 0,037 mmol.L⁻¹) est fournie durant l'hydrolyse à 64% par la ferrotschermakite, à 12% par le sphène et à 24% par l'épidote. Ces pourcentages calculés prennent en compte la teneur du Ca²⁺ de ces 3 minéraux restants. Les équations de dissolution sont les suivantes :

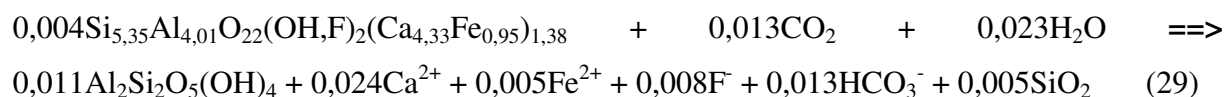
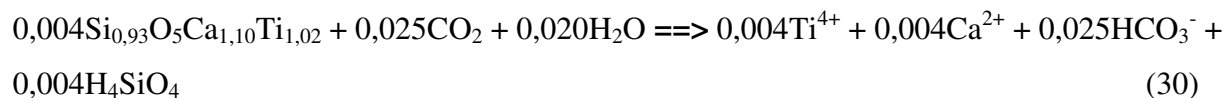
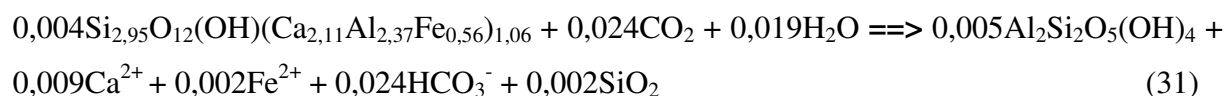
Ferrotschermakite*Sphène**Epidote*

Tableau 32. Composition chimique de la nappe des gneiss sans l'apport des minéraux

	Eau de la nappe – Pluie	Eau – calcosodique	Eau – albite	Eau – orthoclase	Eau – hornblendeMg	Eau – ferrotschermakite	Eau – sphène	Eau – épidote
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010	0,010
HCO ₃ ⁻	1,991	1,553	1,227	1,175	-0,920	-0,933	-0,958	-0,982
NO ₃ ⁻	0,196	0,196	0,196	0,196	0,196	0,196	0,196	0,196
Na ⁺	0,554	0,316	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,514	0,415	0,415	0,415	0,037	0,013	0,009	0,000
Mg ²⁺	0,269	0,269	0,269	0,269	0,000	0,000	0,000	0,000
K ⁺	0,052	0,052	0,052	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,704	0,224	-0,423	-0,451	-0,893	-0,898	-0,902	-0,904

● *Aquifère des métadiorites*

Les principaux minéraux sont:

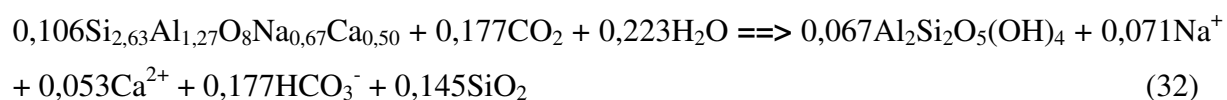
Plagioclase calco-sodique	$\text{Si}_{2,63}\text{Al}_{1,27}\text{O}_8\text{Na}_{0,67}\text{Ca}_{0,50}$
Albite	$\text{Si}_{3,03}\text{Al}_{0,95}\text{O}_8\text{Na}_{1,02}$
Magnésiohornblende	$\text{Si}_{7,08}\text{Al}_{0,95}\text{O}_{22}(\text{OH},\text{F})_2(\text{Ca}_{2,10}\text{Mg}_{2,60}\text{Fe}_{1,73})_{1,31}$
Chlorite	$\text{Si}_{2,11}\text{Al}_{1,89}\text{O}_{10}(\text{OH})_8(\text{Mg}_{1,71}\text{Fe}_{1,49})_{2,17}$
Apatite	$[\text{P}_{1,69}\text{O}_4]_3(\text{OH})_{4,25}(\text{Ca}_{0,58})_5$
Sphène alumineux	$\text{Si}_{0,94}\text{Al}_{0,22}\text{O}_5\text{Ca}_{1,16}\text{Ti}_{0,81}$
Epidote	$\text{Si}_{2,93}\text{O}_{12}(\text{OH})(\text{Ca}_{2,37}\text{Al}_{2,10}\text{Fe}_{0,61})_{1,08}$
Phengite	$\text{Si}_{6,07}\text{Al}_{3,93}\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F})_2(\text{K}_{2,37}\text{Mg}_{0,53}\text{Fe}_{0,26})_2$
Kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$

Tableau 33. Composition chimique de la pluie et de la nappe des métadiorites

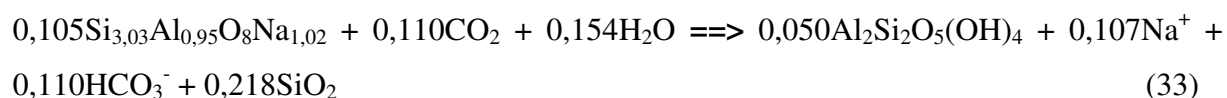
	Eau de la nappe	Contribution de la pluie*	Eau de la nappe – Pluie
Cl ⁻	0,135	0,135	0,000
SO ₄ ²⁻	0,027	0,007	0,020
HCO ₃ ⁻	1,582	0,000	1,582
NO ₃ ⁻	0,056	0,000	0,056
Na ⁺	0,294	0,116	0,178
Ca ²⁺	0,638	0,003	0,635
Mg ²⁺	0,229	0,013	0,216
K ⁺	0,026	0,003	0,023
Si ⁴⁺	0,802	0,000	0,802

* concentration calculée à partir de l'eau de mer et basée sur la teneur en Cl⁻ de l'eau de la nappe (100% du Cl⁻ de l'eau est supposé venir de la pluie)

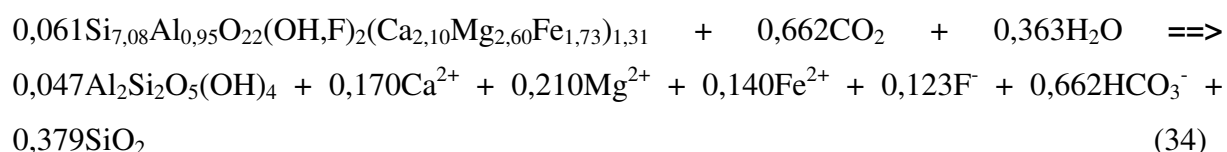
Plagioclase calco-sodique (40% de participation à la teneur totale de Na⁺ dans l'eau (0,178 mmol.L⁻¹))



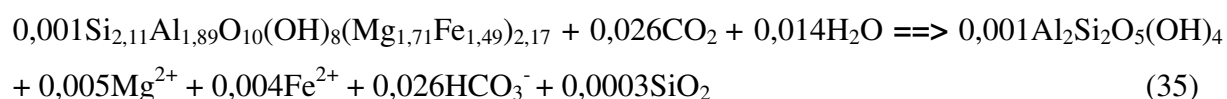
Albite (60% de participation à la teneur totale de Na⁺ dans l'eau (0,178 mmol.L⁻¹))



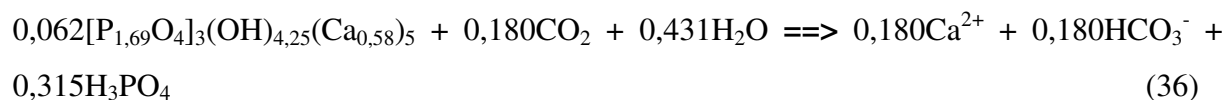
Magnésiohornblende (29% de participation à la teneur restante de Ca²⁺ dans "l'eau-plagioclase" (0,582 mmol.L⁻¹))



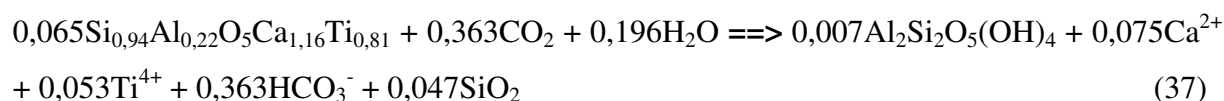
Chlorite (78% de participation à la teneur restante de Mg²⁺ dans "l'eau-magnésiohornblende" (0,006 mmol.L⁻¹))



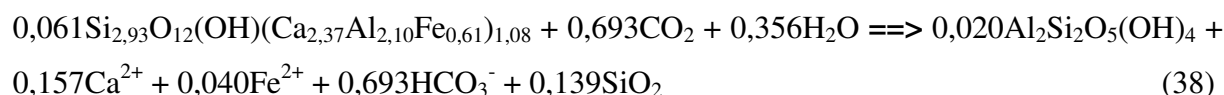
Apatite (31% de participation à la teneur restante de Ca²⁺ dans "l'eau-plagioclase" (0,582 mmol.L⁻¹))



Sphène alumineux (13% de participation à la teneur restante de Ca²⁺ dans "l'eau-plagioclase" (0,582 mmol.L⁻¹))



Epidote (27% de participation à la teneur restante de Ca²⁺ dans "l'eau-plagioclase" (0,582 mmol.L⁻¹))



Phengite (22% de participation à la teneur restante de Mg²⁺ dans "l'eau-magnésiohornblende" (0,006 mmol.L⁻¹))

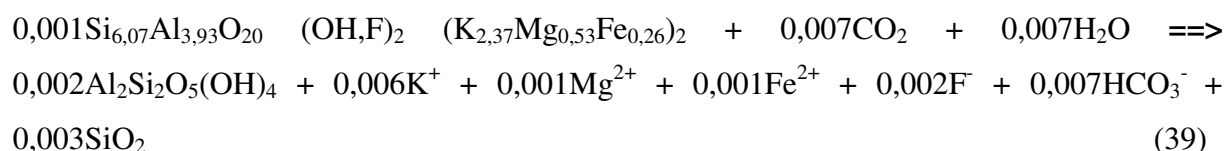


Tableau 34. Composition chimique de la nappe des métadiorites sans l'apport des minéraux

	Eau de la nappe – Pluie	Eau – calcosodique	Eau – albite	Eau – hornblendeMg	Eau – chlorite	Eau – apatite	Eau – sphène alumineux	Eau – épidote	Eau – phengite
Cl ⁻	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020
HCO ₃ ⁻	1,582	1,405	1,295	0,633	0,607	0,427	0,064	-0,629	-0,636
NO ₃ ⁻	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056	0,056
Na ⁺	0,178	0,107	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,635	0,582	0,582	0,412	0,412	0,232	0,157	0,000	0,000
Mg ²⁺	0,216	0,216	0,216	0,006	0,001	0,001	0,001	0,001	0,000
K ⁺	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,023	0,017
Si ⁴⁺	0,802	0,657	0,439	0,060	0,059	0,059	0,012	-0,127	-0,130

La composition des eaux, retranchée de la minéralisation des minéraux, montre un déficit d'ions bicarbonates et de silicium (signe négatif, tableaux 28, 30, 32 et 34). Cela traduit une perte d'ions bicarbonates et de silicium qui peut s'expliquer par des précipitations de carbonates secondaires pour l'ion HCO₃⁻ et par le pluvioléssivage pour le Si⁴⁺. Ce déficit peut en outre, être dû à un effet du calcul (calcul en concentration et non en activités). Une partie de l'erreur peut aussi venir de mesures, en particulier des mesures pH pour les bicarbonates. Les sulfates restants proviendraient des minéraux sulfurés. Quant aux nitrates restants, leur origine est soit liée à l'oxydation dans la zone non saturée de l'azote d'origine végétale, soit

liée à une pollution anthropique. Le potassium restant dans l'aquifère des métadiorites proviendrait d'autres sources (soit 74% de la teneur en K^+ de la nappe). Le taux de participation des minéraux en fonction des aquifères et les concentrations des ions relargués dans l'eau sont présentés dans le tableau 35.

Cette méthode a été appliquée aux aquifères de granites de Sierra Nevada (Appelo et Postma, 2005). Les résultats obtenus sont du même ordre de grandeur que les résultats obtenus ici.

Tableau 35. Taux de participation des minéraux silicatés et aluminosilicatés selon 4 aquifères du socle

Minéraux	Aquifère des métaarénites							
	Na ⁺		K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺	
	pourcentage (%)	concentration mmol.L ⁻¹	pourcentage (%)	concentration mmol.L ⁻¹	pourcentage (%)	concentration mmol.L ⁻¹	pourcentage (%)	concentration mmol.L ⁻¹
Albite	100	0,490	–	–	–	–	–	–
Biotite	–	–	100	0,023	~ 12	0,025	–	–
Chlorite	–	–	–	–	~ 88	0,187	–	–
Sphène	–	–	–	–	–	–	~ 31	0,080
Epidote	–	–	–	–	–	–	~ 69	0,180
	Aquifère des métasiltstones							
Albite	100	0,436	–	–	–	–	–	–
Annite	–	–	100	0,013	–	–	–	–
Chlorite	–	–	–	–	100	0,156	–	–
Apatite	–	–	–	–	–	–	~ 46	0,251
Sphène	–	–	–	–	–	–	~ 18	0,098
Epidote	–	–	–	–	–	–	~ 36	0,197
	Aquifère de gneiss							
Albite	~ 57	0,316	–	–	–	–	–	–
Plagioclase-calcosodique	~ 43	0,238	–	–	–	–	~ 19	0,099
Orthoclases	–	–	100	0,052	–	–	–	–
Magnésiohornblende	–	–	–	–	100	0,269	~ 73	0,378
Ferrotschermakite	–	–	–	–	–	–	~ 5	0,024
Sphène	–	–	–	–	–	–	~ 1	0,004
Epidote	–	–	–	–	–	–	~ 2	0,009
	Aquifère des métadiorites							
Albite	~ 60	0,107	–	–	–	–	–	–
Plagioclase-calcosodique	~ 40	0,071	–	–	–	–	~ 8	0,053
Magnésiohornblende	–	–	–	–	~ 97	0,210	~ 29	0,170
Chlorite	–	–	–	–	~ 2,5	0,005	–	–
Apatite	–	–	–	–	–	–	~ 28	0,180
Sphène alumineux	–	–	–	–	–	–	~ 11	0,075
Epidote	–	–	–	–	–	–	~ 24	0,157
Phengite	–	–	~ 26	0,006	~ 0,5	0,001	–	–

Chapitre VI : Recharge des nappes

VI.1 Caractérisation isotopique des eaux

Les isotopes étudiés dans ce travail sont l'oxygène-18 (^{18}O), le deutérium (^2H), le carbone-13 (^{13}C) et le carbone-14 (^{14}C) du carbone inorganique total dissous.

VI.1.1 Mesure en laboratoire

Les analyses isotopiques ont été faites à l'UMR IDES sur les eaux des 53 ouvrages indiqués au chapitre V.1. La teneur des isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^2H) est mesurée par le Finnigan DELTA-PLUS. Les résultats sont donnés en notation (δ) en part pour mille versus VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Les incertitudes sur ces mesures sont de 0,2 ‰ pour le ^{18}O et de 2 ‰ pour le ^2H .

La teneur en carbone-13 (^{13}C) est mesurée au spectromètre SIRA-10 à l'Université de Paris-Sud (UMR IDES, Orsay-France) avec une marge d'erreur de 0,2 ‰. Le carbone inorganique dissous des échantillons d'eau de la nappe du CT a été précipité sous forme de carbonate de Baryum (BaCO_3) avant analyse. Seuls les échantillons de la nappe du socle ont été analysés selon la méthode conventionnelle qui consiste à extraire uniquement le CO_2 dissous de l'échantillon d'eau par une attaque acide (l'acide utilisé est l'acide orthophosphorique H_3PO_4). La quantité d'eau requise pour la mesure du couple $\delta^{13}\text{C}$ - A^{14}C est fonction de la quantité minimale de carbone (5 mg) que nécessite la mesure de l'activité en carbone-14 (^{14}C). Le carbone du CO_2 extrait des échantillons d'eau a été préparé sous forme de graphite catalysé par le fer, à l'Université de Paris-Sud (UMR IDES, Orsay-France). La concentration du ^{14}C , exprimée en pourcentage de carbone moderne (pMC) est déterminée par AMS (Accelerator Mass Spectrometry)-service ARTEMIS UMS LMC 14 Saclay France, dans le cadre du service de l'INSU. La précision sur la mesure de l'activité en ^{14}C (A^{14}C) dépend du taux de carbone de l'échantillon. Elle varie pour cette étude, entre 0,2 et 0,8 pMC suivant les échantillons.

VI.1.2 Isotopes de la nappe du Continental Terminal

Les résultats d'analyses sont présentés dans le tableau 36. Sur les 30 échantillons de la nappe du CT, la teneur en isotopes stables de la molécule d'eau varie entre -3,12 ‰ et -2,07 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et entre -11,89 ‰ et -5,28 ‰ pour le $\delta^2\text{H}$. La moyenne et la médiane sont respectivement de -2,67 ‰ et de -2,65 ‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de -8,84 ‰ et de -9,07 ‰ pour le

Tableau 36. Concentration des espèces carbonées et résultats d'analyses isotopiques des eaux de la nappe du Continental Terminal

Code	Site	A	N° de Site	H ₂ CO ₃ (mol.L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (mol.L ⁻¹)	CO ₃ ²⁻ (mol.L ⁻¹)	CITD (mol.L ⁻¹)	Log(pCO ₂)	δ ¹³ C	δ ¹³ C	A ¹⁴ C (pMC)	δ ¹⁸ O	δ ² H	
									(‰ vs V-PDB) mesuré	(‰ vs V-PDB) calculé		(‰ vs V- SMOW)	(‰ vs V-SMOW)	
CISE-09-05	Lopou	CT	6	5,5E-03	1,2E-04	3,3E-10	5,7E-03	-0,8	-	-	-	-	-2,6	-8,3
CISE-08-05	Cosrou	CT	7	1,6E-03	5,2E-04	2,0E-08	2,1E-03	-1,3	-	-	-	-	-2,8	-9,6
CISE-08-05	Opoyounem	CT	8	2,1E-02	4,2E-04	9,5E-10	2,2E-02	-0,2	-20,1	-19,2	105,0 ±0,3	-	-2,5	-11,9
CISE-08-05	Mopoyem	CT	9	9,7E-04	1,5E-04	2,9E-09	1,1E-03	-1,5	-15,8	-15,9	108,9 ±0,5	-	-3,0	-10,6
CISE-08-05	Agbaille	CT	10	3,4E-03	6,5E-05	1,5E-10	3,5E-03	-1,0	-	-	-	-	-3,0	-11,4
CISE-08-05	Kaka	CT	11	4,8E-03	6,0E-05	8,8E-11	4,8E-03	-0,8	-	-	-	-	-2,7	-9,9
CISE-08-06	Domolon	CT	24	8,3E-03	5,0E-05	3,5E-11	8,3E-03	-0,6	-	-	-	-	-2,8	-9,1
CISE-08-06	Montézo	CT	25	3,3E-02	2,0E-04	1,4E-10	3,3E-02	0,0	-23,9	-22,9	116,7 ±0,7	-	-2,6	-8,4
CISE-09-05	Brofodoumé	CT	26	2,7E-03	1,9E-04	1,6E-09	2,9E-03	-1,1	-20,9	-20,4	110,9 ±0,5	-	-2,7	-10,5
CISE-08-05	Nieky-Bonjour	CT	27	5,6E-03	6,0E-05	7,5E-11	5,6E-03	-0,8	-24,6	-23,7	109,6 ±0,3	-	-2,9	-9,9
CISE-08-05	Songon Agban	CT	28	3,8E-03	5,0E-05	7,7E-11	3,8E-03	-0,9	-24,4	-23,4	108,8 ±0,3	-	-2,9	-9,7
CISE-09-05	Dabou	CT	29	3,3E-03	5,0E-05	8,9E-11	3,3E-03	-1,0	-	-	-	-	-2,9	-10,1
CISE-08-05	Anyama Adjamé	CT	30	6,4E-03	5,0E-05	4,5E-11	6,5E-03	-0,7	-	-	-	-	-2,5	-9,2
CISE-08-05	Irho Lamé	CT	31	3,5E-02	3,0E-04	3,0E-10	3,5E-02	0,0	-	-	-	-	-2,5	-8,0
CISE-09-05	Krindjabo	CT	37	5,7E-03	6,0E-05	7,4E-11	5,8E-03	-0,7	-	-	-	-	-2,1	-5,3
CISE-09-05	Epiénou	CT	39	1,5E-02	2,2E-04	3,6E-10	1,6E-02	-0,3	-	-	-	-	-2,5	-7,1
CISE-09-05	Amanikro	CT	40	6,9E-03	1,1E-04	2,2E-10	7,0E-03	-0,7	-	-	-	-	-2,8	-8,8
CISE-08-06	Palmici	CT	41	3,8E-02	1,9E-04	1,2E-10	3,8E-02	0,0	-21,8	-20,8	93,3 ±0,3	-	-	-9,3
CISE-08-06	Mouyassué	CT	42	1,2E-02	1,4E-04	2,0E-10	1,2E-02	-0,4	-	-	-	-	-2,6	-7,1
CISE-08-06	Dohouan	CT	43	2,1E-03	1,0E-04	5,6E-10	2,2E-03	-1,2	-	-	-	-	-2,5	-8,1
CISE-08-06	Nouamou	CT	44	4,0E-03	1,4E-04	5,7E-10	4,1E-03	-0,9	-	-	-	-	-2,5	-6,5
CISE-08-06	Elokobabo	CT	45	4,9E-03	1,1E-04	2,9E-10	5,0E-03	-0,8	-	-	-	-	-2,6	-8,6
CISE-08-06	Malamalakro	CT	46	5,5E-03	1,1E-04	2,8E-10	5,6E-03	-0,8	-	-	-	-	-2,9	-10,5
CISE-08-06	Gaoussoukro	CT	47	2,6E-03	1,0E-04	4,5E-10	2,7E-03	-1,1	-	-	-	-	-2,7	-8,6
CISE-09-05	Babadougou	CT	48	3,4E-03	5,1E-05	8,8E-11	3,5E-03	-1,0	-	-	-	-	-2,7	-9,0
CISE-09-05	Sodepalm2	CT	49	2,5E-03	5,5E-05	1,4E-10	2,5E-03	-1,1	-	-	-	-	-3,1	-9,2
CISE-09-05	Allohouré	CT	50	2,7E-03	6,0E-05	1,6E-10	2,7E-03	-1,1	-	-	-	-	-2,7	-7,9
CISE-09-05	Bondoukou	CT	51	6,8E-03	1,5E-04	3,8E-10	7,0E-03	-0,7	-23,2	-22,3	117,1 ±0,4	-	-3,0	-10,7
CISE-09-05	Béniakré	CT	52	8,7E-03	1,8E-04	4,3E-10	8,9E-03	-0,6	-	-	-	-	-2,6	-6,5
CISE-09-05	Wéhou	CT	53	3,6E-03	6,0E-05	1,2E-10	3,7E-03	-1,0	-	-	-	-	-2,2	-5,5
Moyenne				8,7E-03	1,4E-04	1,0E-09	8,8E-03	-0,8	-21,8	-21,1			-2,7	-8,8
±				9,9E-03	1,1E-04	3,6E-09	1,0E-02	0,4	2,9	2,6			0,2	1,6
Médiane				5,2E-03	1,1E-04	2,1E-10	5,3E-03	-0,8	-22,5	-21,5			-2,7	-9,1

A = Aquifère

CT = Continental Terminal

N = Numéro de site

$\delta^2\text{H}$. La teneur en ^{13}C et l'activité en ^{14}C ont été mesurées seulement sur 8 échantillons prélevés dans la nappe (tableau 36). Ces eaux contiennent très peu de carbone mesurable en laboratoire. Pour pouvoir extraire ce carbone sous forme de CO_2 , nous avons précipité du carbonate de baryum (BaCO_3) avec du chlorure de baryum (BaCl_2) sur le terrain. La teneur en ^{13}C mesurée varie entre -24,6 et -15,8 ‰ avec une moyenne et une médiane respectives de -21,8 et de -22,5 ‰. L'activité en ^{14}C est élevée et varie entre 93,3 et 117,1 pMC avec une moyenne de 108,8 pMC et une médiane de 109,3 pMC.

VI.1.3 Isotopes de la nappe de fractures

Les teneurs en ^{18}O et en ^2H ont été mesurées sur les 23 échantillons d'eau. Les résultats d'analyse sont présentés dans le tableau 37. Les gammes de variation de $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^2\text{H}$ sont quasiment identiques à celles du CT et sont respectivement de -3,3 à -2,1 ‰ et de -14,9 à -5,1 ‰. Ce qui montre que les eaux ont logiquement la même origine et proviennent des eaux des mêmes précipitations. La teneur en ^{13}C et l'activité du ^{14}C ont été mesurées sur 17 échantillons (tableau 37). La teneur en ^{13}C mesurée varie entre -20,6 et -15,5 ‰ avec une moyenne et une médiane respectives de -18,4 et -18,7 ‰. L'activité en ^{14}C varie entre 35,3 et 103,5 pMC avec une moyenne de 76,5 pMC et une médiane de 78,7 pMC.

Lorsque nous comparons les activités en ^{14}C des eaux de la nappe libre du CT (y compris les résultats des travaux antérieurs, Oga (1998)) à celles de la nappe libre du socle, nous remarquons que l'activité en ^{14}C des eaux de la nappe libre du socle est inférieure à celle des eaux de la nappe du CT. Comment ces deux nappes libres s'approvisionnent-elles ? Les couches d'altérites couvrant la nappe libre du socle seraient-elles un frein à la recharge ?

VI.2 Origine et mécanisme de recharge

Dans un diagramme $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$ (figure 59), la quasi totalité des points est situé au dessus de la droite météorique mondiale ($\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$) et s'organise autour de la droite météorique locale recalculée ($\delta^2\text{H} = 7,5\delta^{18}\text{O} + 11,6$) à partir des données d'Oga (1998). L'excès en deutérium moyen (d) est de 12,1 ‰ pour les eaux du socle et de 12,6 ‰ pour les eaux du CT. Cet excès (d) est sensiblement égal à celui des précipitations (d = 11,6 ‰), ce qui est en accord avec l'homogénéité que forment les teneurs en ^2H et en ^{18}O des eaux souterraines avec la moyenne pondérée de la teneur en ^2H et en ^{18}O de la grande saison des pluies (figure 59).

Tableau 37. Concentration des espèces carbonées et résultats d'analyses isotopiques des eaux de la nappe de fractures du socle précambrien

Code	Site	A	N° de Site	H ₂ CO ₃ (mol.L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (mol.L ⁻¹)	CO ₃ ²⁻ (mol.L ⁻¹)	CITD (mol.L ⁻¹)	Log(pCO ₂)	δ ¹³ C	δ ¹³ C	A ¹⁴ C (pMC)	δ ¹⁸ O	δ ² H	
									(‰ vs V-PDB) mesuré	(‰ vs V-PDB) calculé		(‰ vs V- SMOW)	(‰ vs V-SMOW)	
CISE-09-05	Badasso	S	1	1,2E-03	1,2E-03	7,2E-08	2,4E-03	-1,4	-	-	-	-	-2,5	-7,6
CISE-09-05	Sahuyé	S	2	2,4E-03	1,7E-03	1,2E-07	4,1E-03	-1,1	-20,3	-22,8	91,6 ± 0,5	-2,9	-8,7	
CISE-09-05	Abiehou	S	3	2,5E-03	5,4E-04	1,2E-08	3,1E-03	-1,1	-20,2	-20,7	85,8 ± 0,5	-2,5	-8,4	
CISE-09-05	Abbe Bégnini2	S	13	2,0E-03	2,2E-03	2,5E-07	4,2E-03	-1,2	-20,6	-24,1	86,8 ± 0,4	-2,5	-7,8	
CISE-09-05	Abbe Bégnini1	S	13	8,5E-04	8,5E-04	3,5E-08	1,7E-03	-1,6	-	-	-	-2,5	-7,8	
CISE-08-05	Tomasset	S	15	2,8E-03	1,3E-03	6,1E-08	4,1E-03	-1,1	-18,9	-20,6	99,1 ± 0,6	-2,4	-7,4	
CISE-09-05	Adakié	S	16	6,1E-04	6,1E-04	2,0E-08	1,2E-03	-1,7	-	-	-	-2,5	-8,2	
CISE-09-05	M'Brago2	S	17	2,8E-03	1,1E-03	4,0E-08	3,9E-03	-1,1	-	-	-	-2,1	-6,9	
CISE-09-05	Attiékoua	S	18	1,2E-03	2,2E-03	4,4E-07	3,4E-03	-1,4	-17,2	-21,9	67,5 ± 0,3	-2,6	-9,9	
CISE-08-06	Abrotchi	S	20	1,0E-03	1,1E-03	1,5E-07	2,1E-03	-1,5	-20,2	-23,7	93,7 ± 0,3	-2,7	-7,2	
CISE-08-06	Danguira	S	21	3,5E-04	9,2E-04	2,8E-07	1,3E-03	-1,9	-15,5	-20,7	103,5 ± 0,4	-2,1	-5,9	
CISE-08-06	Yapokoi	S	22	2,0E-05	3,9E-03	9,2E-05	4,1E-03	-3,2	-	-	-	-2,6	-8,8	
CISE-08-06	Kodjoussou	S	23	6,9E-05	2,9E-03	1,4E-05	3,0E-03	-2,7	-	-	-	-2,4	-7,3	
CISE-09-05	Ebokoffi	S	32	1,2E-03	3,1E-03	8,5E-07	4,2E-03	-1,5	-18,7	-24,1	76,0 ± 0,8	-2,7	-8,4	
CISE-09-05	Bakro	S	33	2,5E-03	4,8E-04	9,6E-09	2,9E-03	-1,1	-20,2	-20,6	96,7 ± 0,5	-2,1	-5,1	
CISE-09-05	Koffi Kokorékro	S	34	1,3E-03	1,2E-03	1,1E-07	2,5E-03	-1,4	-15,9	-19,1	92,0 ± 0,3	-2,6	-7,1	
CISE-09-05	Affienou	S	35	2,2E-03	2,2E-03	2,6E-07	4,5E-03	-1,2	-18,7	-22,1	78,7 ± 0,3	-2,3	-6,6	
CISE-08-05	Agnimambo	S*	4	1,3E-03	2,3E-03	4,2E-07	3,6E-03	-1,4	-17,0	-21,6	73,2 ± 0,3	-2,9	-11,0	
CISE-08-05	Kodokodji	S*	5	1,2E-03	2,7E-03	6,2E-07	4,0E-03	-1,4	-19,5	-24,6	63,7 ± 0,4	-3,1	-12,7	
CISE-09-05	Ahoue	S*	14	9,8E-04	2,0E-03	4,1E-07	3,0E-03	-1,5	-17,3	-22,1	66,1 ± 0,4	-2,8	-10,1	
CISE-08-06	Attinguié	S*	19	8,4E-04	2,9E-03	1,2E-06	3,8E-03	-1,6	-18,5	-24,3	42,3 ± 0,2	-3,1	-12,9	
CISE-09-05	Kodiakro	S*	36	2,8E-04	3,7E-03	5,0E-06	4,0E-03	-2,0	-19,0	-25,9	35,3 ± 0,2	-3,3	-14,9	
CISE-09-05	Ehia	S*	38	7,4E-04	2,9E-03	6,4E-07	3,7E-03	-1,6	-15,9	-21,9	48,5 ± 0,5	-2,9	-10,2	
Moyenne				1,3E-03	1,9E-03	5,1E-06	3,3E-03	-1,6	-18,4	-22,4		-2,6	-8,7	
±				8,7E-04	1,0E-03	1,9E-05	9,7E-04	0,5	1,7	1,8		0,3	2,4	
Médiane				1,2E-03	2,0E-03	2,6E-07	3,6E-03	-1,4	-18,7	-22,1		-2,6	-8,2	

A= Aquifère

N°= Numéro de site

S= Socle

S*= Socle sous CT

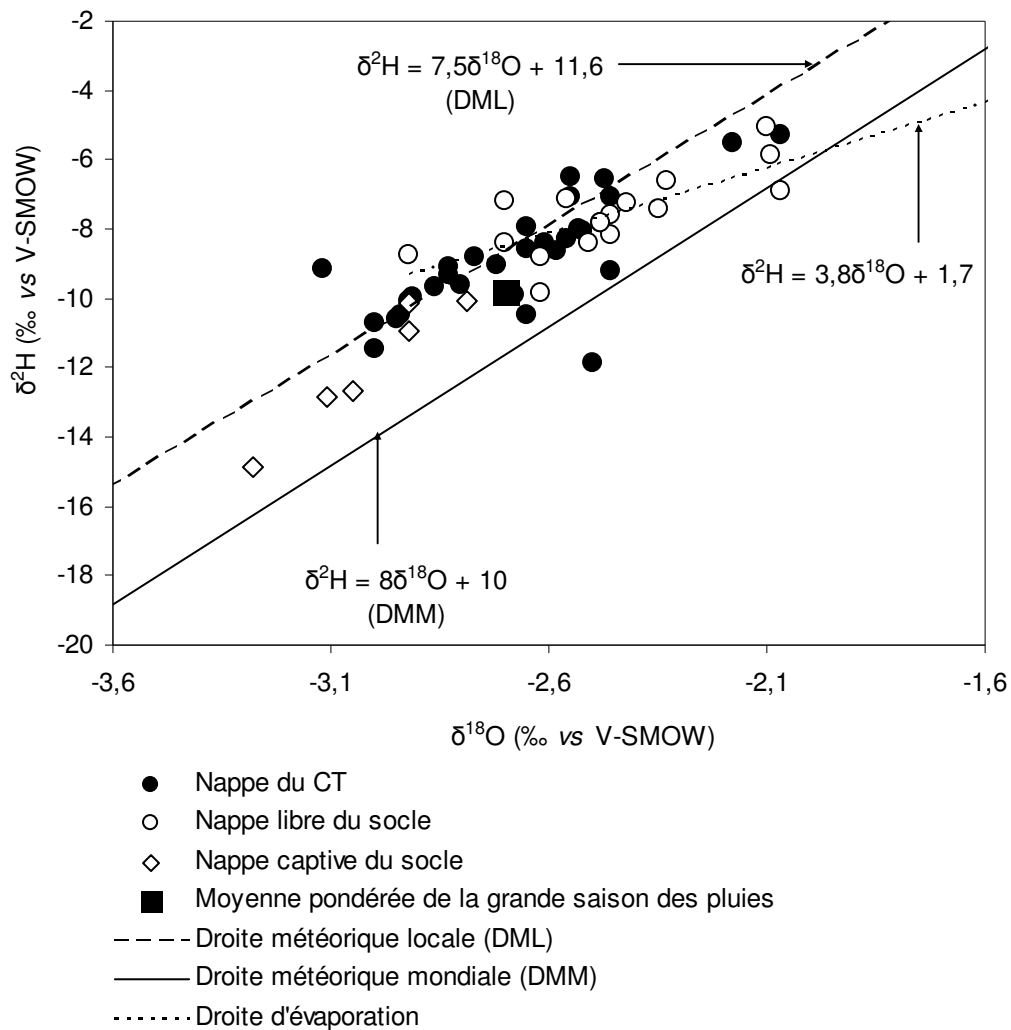


Figure 59. Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de la zone d'étude

Dans un tel contexte atmosphérique et climatique, cela signifie que les précipitations régionales sont issues d'un mélange entre vapeur océanique ($d = 10$) et vapeur continentale ($d > 10$) (Njitchoua *et al.*, 1999). Lorsque nous nous intéressons à la nappe du socle, nous remarquons que l'évolution des teneurs en ^{18}O en fonction de celles en ^2H des eaux de la nappe libre du socle par rapport à la droite météorique locale, montre un léger effet d'évaporation. Les points d'eau s'organisent autour d'une droite d'évaporation d'équation : $\delta^2\text{H} = 3,8\delta^{18}\text{O} + 1,7$ (figure 59). Cet effet d'évaporation s'explique par la nature relativement étanche des couches d'altérites traversées par les eaux d'infiltration. Les eaux de précipitation auraient subi une infiltration retardée à travers les altérites, contrairement aux dépôts sédimentaires d'âge Mio-Pliocène marqués par une infiltration plus rapide. C'est aussi cette

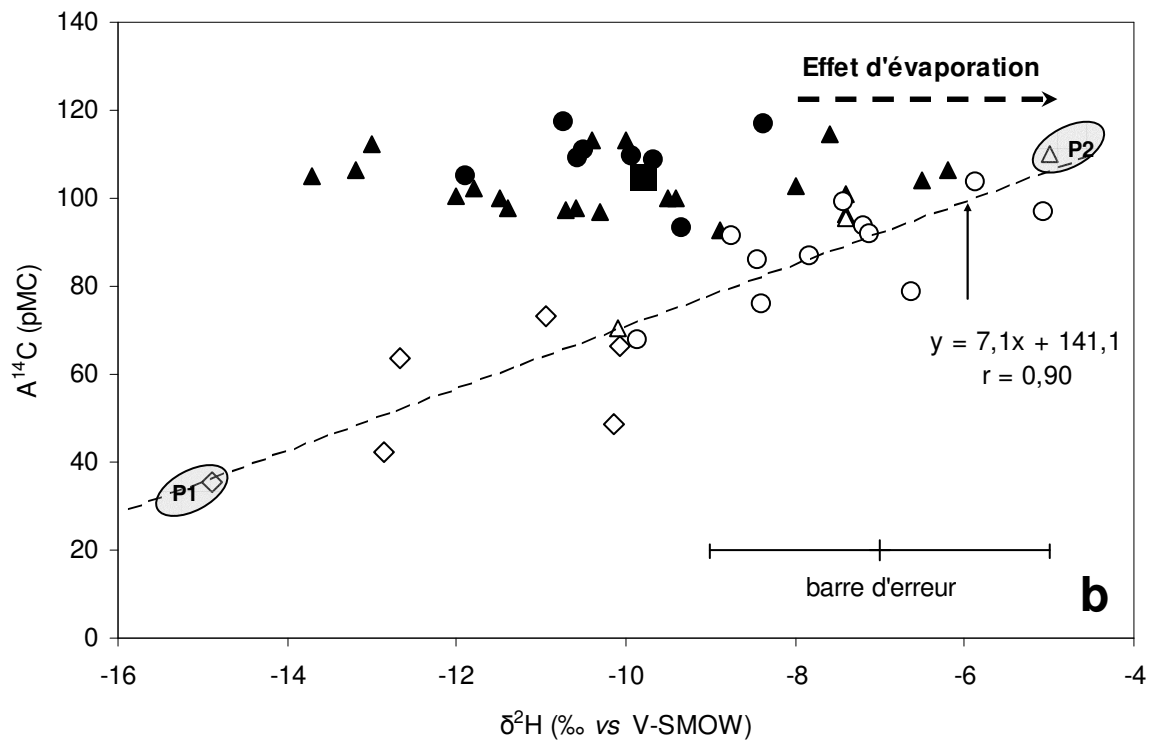
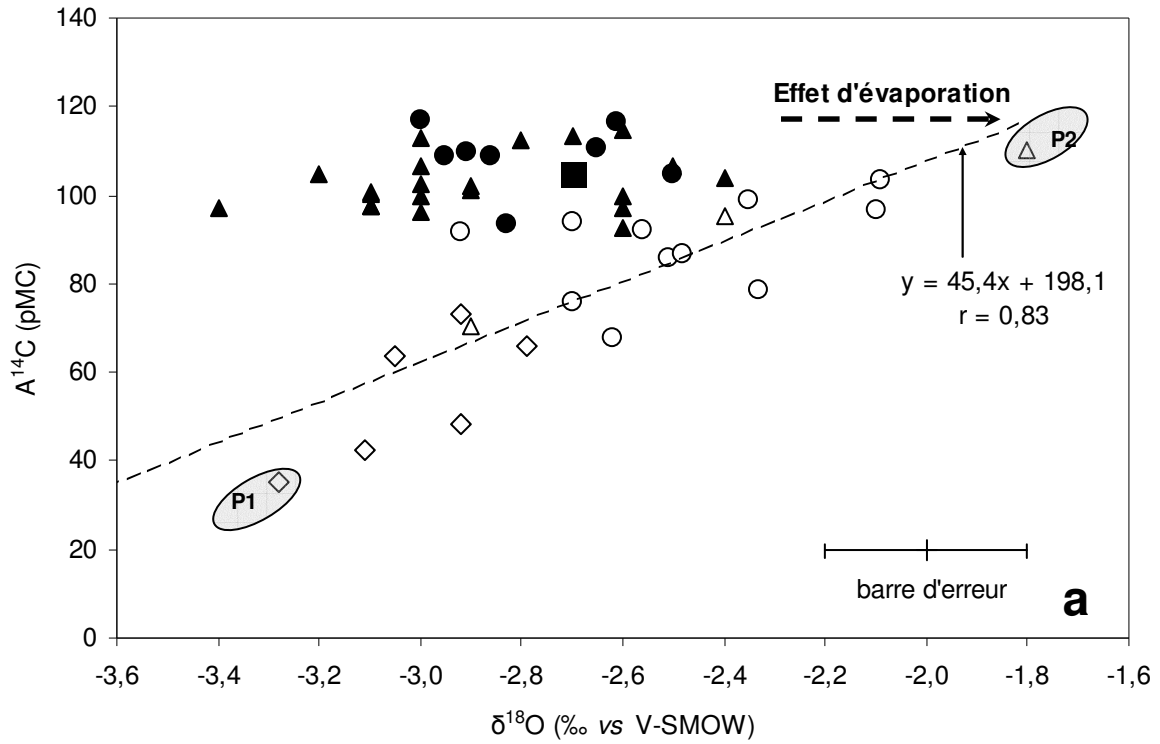
différence lithologique entre les altérites (pour la nappe libre du socle) et les sables et/ou sables-argiles (pour la nappe du CT), qui expliquerait la différence d'activités en ^{14}C entre les deux nappes : la nappe du socle légèrement appauvrie en ^{14}C par rapport à la nappe libre du CT beaucoup plus enrichie en ^{14}C . Les ordres de grandeur du coefficient de perméabilité (10^{-4} à 10^{-6} m.s^{-1} pour l'aquifère du socle et 10^{-3} m.s^{-1} pour l'aquifère du CT) du chapitre II.3.3 sont en parfaite accord avec cette interprétation.

VI.2.1 Typologie des nappes de la zone de contact "socle-bassin sédimentaire"

Les figures 60a et b permettent d'illustrer les différences isotopiques des nappes se trouvant dans les trois types d'aquifères présentés à la figure 38 :

- la nappe du CT est similaire aux eaux de précipitation : $A^{14}\text{C}$ élevée ($> 90 \text{ pMC}$), $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ variables, respectivement de $-3,4$ à $-2,4 \text{ ‰}$ et de $-13,7$ à $-6,2 \text{ ‰}$ (Oga, 1998).
- la nappe captive de fractures du socle avec les activités ^{14}C comprises entre $35,3$ et $66,7 \text{ pMC}$. L'eau la plus ancienne (selon les données disponibles) notée P1 présente une valeur de $A^{14}\text{C}$ de $35,3 \text{ pMC}$. Cette nappe est appauvrie en ^{18}O et en ^2H ,
- la nappe libre de fractures du socle ($A^{14}\text{C}$ variant entre $67,5$ et $103,5 \text{ pMC}$) comporte des eaux récentes. L'eau la plus récente P2 a une teneur en $A^{14}\text{C}$ de 110 pMC (Oga, 1998). Cette nappe est plus enrichie en ^{18}O et en ^2H par rapport à la nappe du CT à cause de l'évaporation des eaux de recharge.

Entre les deux pôles P1 et P2 de l'ensemble de la nappe de fractures du socle, se produit un effet de mélange d'eaux au sein du socle (figures 60a et b). Cela se traduit par un enrichissement des isotopes lourds de la molécule d'eau conformément à l'augmentation des activités en ^{14}C .



- Nappe du CT
- Nappe libre du socle
- ◇ Nappe captive du socle
- Droite de corrélation des eaux du socle
- ▲ Nappe du CT (Oga, 1998)
- △ Nappe libre du socle (Oga, 1998)
- Moyenne pondérée-grande saison des pluies

Figure 60. Corrélation entre les isotopes stables de la molécule d'eau (a = $\delta^{18}O$ et b = δ^2H) et l'activité ^{14}C dans les eaux étudiées

VI.2.2 Corrélation entre les éléments chimiques et les isotopes ; comportement des isotopes suivant les grands axes d'écoulement hypodermique amont aval

La nappe du CT ne présente aucune caractéristique particulière à l'exception du phénomène de dilution de ses eaux par les précipitations. Cette dilution se traduit par la très faible minéralisation des eaux (*cf.* chapitre V) et l'homogénéisation des teneurs isotopiques. Tout comme la nappe du socle, la gamme de variation du $\delta^{13}\text{C}$ (de -23,7 à -15,9 ‰) des eaux du CT traduit la signature biogénique d'un couvert végétal du sol très varié dans un environnement qui se conforme de plus en plus à l'instabilité des conditions climatiques et à l'activité agricole moderne.

L'étude des corrélations entre les éléments chimiques et teneurs isotopiques des eaux est uniquement focalisée sur la nappe du socle qui semble révéler des processus géochimiques (chapitre VII suivant) jusque là non encore démontré sur le plan géochimique dans le Sud-est forestier du territoire ivoirien.

Une analyse en composantes principales (ACP) des variables physico-chimiques, chimiques et isotopiques des eaux de la nappe du socle a été faite (figure 61a et b). La matrice de corrélation est présentée en annexe I au tableau 10. L'espace des variables montre qu'à l'exception des alcalins et de la distance des ouvrages par rapport à la mer (notée *dist/mer*), toutes les autres variables sont corrélées entre elles dans la projection sur le plan factoriel F1 et F2. L'espace des unités statistiques discrimine l'eau du forage N°21 relativement récente avec une $A^{14}\text{C}$ de 103,5 pMC de l'eau la plus ancienne (N°36 avec une $A^{14}\text{C}$ de 35,3pMC) et des eaux issues du mélange entre les pôles P1 et P2.

Comme nous l'avons remarqué dans les chapitres précédents, les eaux du socle tiennent leur forte minéralisation par la mise en solution des alcalino-terreux lors de l'hydrolyse des silicates et aluminosilicates. Ces alcalino-terreux relargués dans les eaux à l'issue de la dissolution des minéraux magnésiens et calciques (Chlorites, amphiboles, épidotes) les plus abondants dans les roches aquifères, sont corrélés avec l'activité en ^{14}C (figures 61a et 62a). Cela confirme la thèse selon laquelle les eaux sont d'autant plus minéralisées que lorsqu'elles ont une activité en ^{14}C faible donc un temps de résidence élevé (figure 62b).

Dans cette étude, la CE, la MT, le TAC et le pH sont des variables bien corrélées pour la nappe de fractures du socle.

Si ces paramètres physico-chimiques sont corrélés aux isotopes, la variable *dist/mer* ne l'est pas. Il est une fois de plus clair que la proximité aux rivages du golfe de Guinée ne joue en rien sur les caractéristiques chimiques et isotopique des eaux.

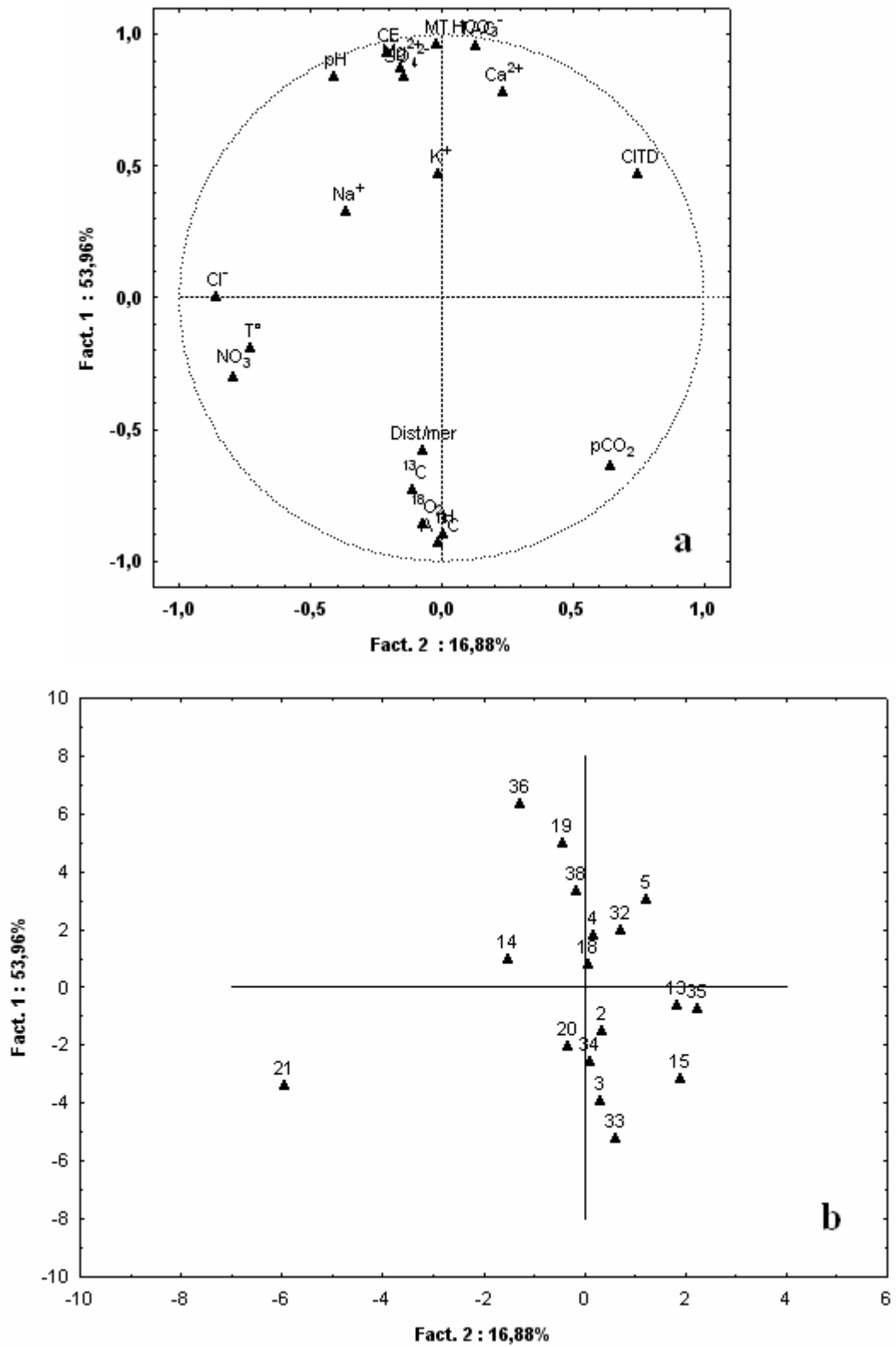


Figure 61. Analyse en composante principale des variables chimiques et isotopiques dans les eaux du socle

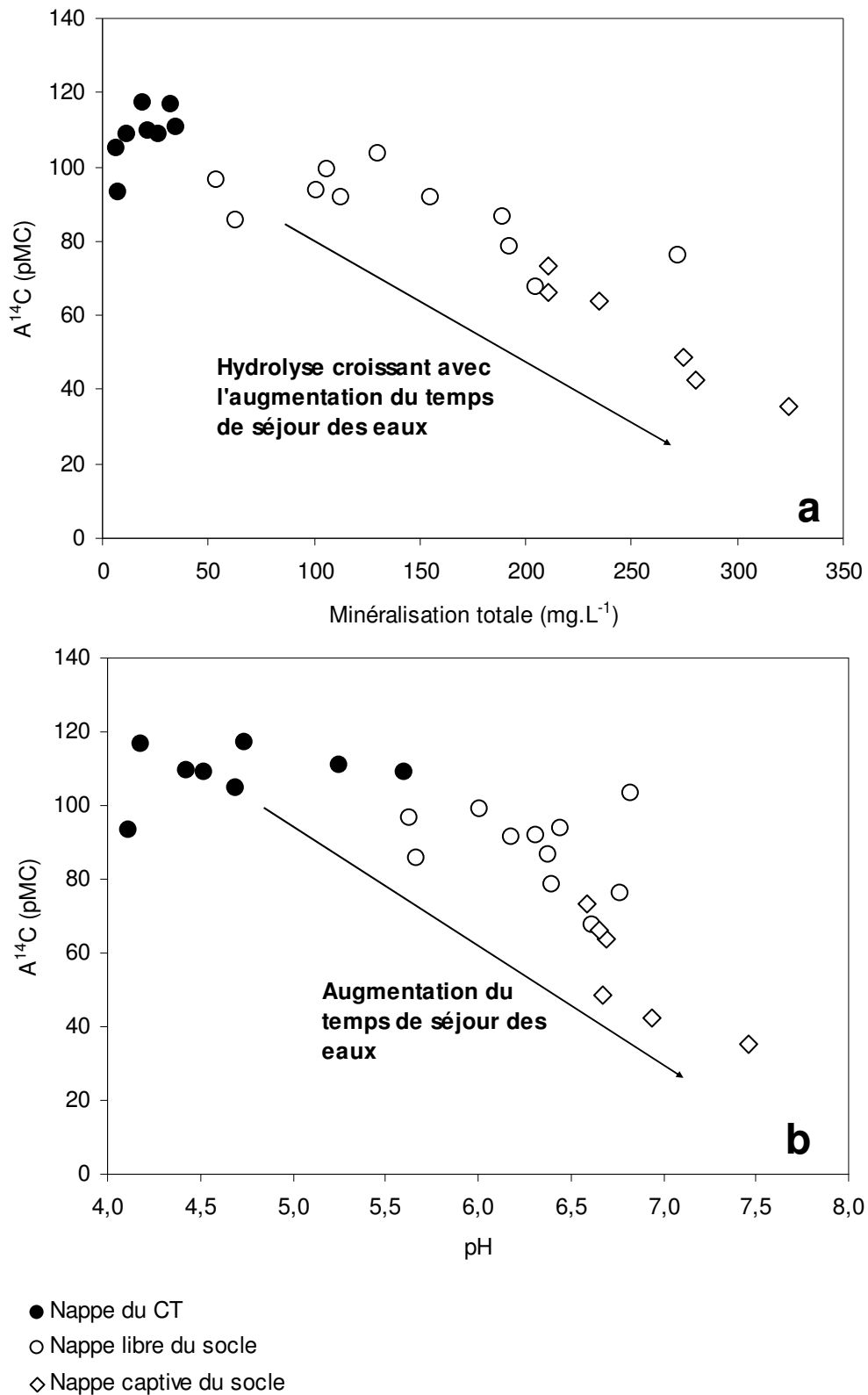


Figure 62. Corrélation entre l'activité en ^{14}C , la minéralisation totale et le pH des eaux de la nappe de fractures du socle

Aucune évolution de teneurs isotopiques n'est décelable suivant les principaux axes d'écoulement de la nappe libre. La nappe captive de fractures du socle, avec des activités en ^{14}C faibles, témoigne d'un écoulement lent dans les fractures du socle. Les eaux d'infiltration provenant de la zone de recharge (partie du socle non couvert) surplombent le niveau quasiment stable de la surface de la nappe confinée suivant le mécanisme proposé à la figure 65 du paragraphe VI.4. En saison pluvieuse, ce flux d'écoulement latéral d'eau vers le CT apporte un élément d'explication à la forte dilution des eaux du CT. Il permet en outre, de comprendre la mise en place des sources le long de la limite Nord du bassin sédimentaire avec le socle dont 8 (S1 à S8 *cf.* figure 36) ont été découvertes dans la zone d'étude (Guérin-Villeaubreil, 1962). Ces sources d'eau qui drainent les nappes souterraines, alimentent certains cours d'eau pendant la grande saison pluvieuse. Ces sources d'eau tarissent parfois durant la saison sèche où la nappe du CT est à son plus bas niveau.

VI.3 Temps de résidence des eaux souterraines

Le temps de résidence et le taux de renouvellement annuel des eaux souterraines du CT (nappe libre) et du socle (nappe libre en amont et captive en aval) peut être calculé à partir du ^{14}C (Le Gal La Salle *et al.*, 2001; Favreau *et al.*, 2002).

Pour utiliser le ^{14}C comme traceur des temps, il est important de savoir si l'aquifère étudié est carbonaté. Lorsque l'aquifère ne contient pas de carbonates comme c'est le cas dans cette étude, il n'y a pas de correction de l'activité en ^{14}C par effet de dissolution. Le carbone mesuré des eaux souterraines a pour seule source le CO_2 du sol, d'origine biogénique et dissous dans les eaux d'infiltration.

L'aquifère de fractures dans lequel la majorité des eaux étudiées a été échantillonnée, forme un système très complexe. Cette complexité se justifie par l'évolution des caractéristiques hydrodynamiques de la nappe de fractures de la zone de recharge située en amont (charge hydraulique élevée) vers la zone située en aval (charge hydraulique basse). La nappe devient progressivement captive sous les dépôts du CT dont l'épaisseur augmente considérablement en direction de la cote. Pour estimer le temps de séjour de ces nappes à la fois libres et captives de la région du Sud-est de la Côte d'Ivoire, nous utilisons deux modèles extrêmes : (1) Le modèle de mélange parfait et (2) le modèle piston flow.

Le modèle de mélange parfait est basé sur les recharges successives dans l'aquifère et un dernier mélange complet annuel des eaux souterraines dans l'aquifère (Le Gal La Salle *et al.*, 2001).

Le modèle piston flow est quant à lui, basé uniquement sur la décroissance radioactive du ^{14}C sans aucun mélange entre les eaux issues d'autres épisodes de recharge (Zuber et Maloszewski, 2001).

Ces deux modèles permettront de cadrer le temps de résidence des eaux souterraines de la zone d'étude. Les deux aquifères sont supposés être à l'état stationnaire : le flux d'eau entrant (infiltration) est égal au flux d'eau sortant (exploitation rurale et urbaine). Les quelques données piézométriques disponibles semblent valider cette hypothèse au moins depuis le début des années 90. Ces modèles nécessitent la connaissance du taux d'activité en ^{14}C dans l'atmosphère pendant la recharge des aquifères. Concernant la Côte d'Ivoire, nous utilisons comme fonction d'entrée, l'activité en ^{14}C du CO_2 atmosphérique établie pour l'hémisphère nord par Nydal et Lövesth (1983). Il est démontré que le CO_2 est bien homogénéisé dans chaque hémisphère (Fontes, 1983).

VI.3.1 Modèle du mélange parfait

Si on estime que les eaux de recharge se mélangent parfaitement au sein de l'aquifère étudié (modèle de mélange parfait), l'estimation de l'activité en ^{14}C des eaux souterraines entre la période de recharge (infiltration des eaux de recharge dans le sol) et la date d'échantillonnage se fait selon l'équation suivante :

$$A_{esi} = (1 - R_{ri})A_{esi-1}e^{-\lambda} + R_{ri}A_{0i} \quad (\text{Le Gal La Salle } et al., 2001) \quad (40)$$

et

$$A_{es1950} = \frac{A_0}{\left(\frac{\lambda}{R_r} + 1\right)}$$

où :

A_{esi} est l'activité en ^{14}C des eaux souterraines de l'année i ,

R_{ri} représente le taux de renouvellement annuel (%) de l'aquifère de l'année i ,

A_{esi-1} est l'activité en ^{14}C des eaux souterraines de l'année $i-1$,

A_{0i} est l'activité en ^{14}C entrant du CO_2 du sol dissous dans les eaux d'infiltration de l'année i ,

λ est la constante radioactive du ^{14}C ($1,21 \times 10^{-4} \text{ a}^{-1}$).

L'utilisation de ce modèle nécessite deux paramètres :

- la variation de la fonction d'entrée de l'activité en ^{14}C (A_{0i}).

Avant 1905, l'activité en ^{14}C du CO_2 atmosphérique est supposée être à l'état stationnaire avec une activité en ^{14}C (A_0) de 100 pMC. Entre 1905 et 1950, un effet de dilution (effet Suess) a diminué cette activité en ^{14}C (Suess, 1971; Stuiver *et al.*, 1991; Quarta *et al.*, 2005) de 99,5 à 97,5 pMC (Le Gal La Salle *et al.*, 2001). Après 1950, la concentration du ^{14}C atmosphérique a augmenté considérablement dans l'hémisphère nord jusqu'à atteindre une activité d'environ 200 pMC en 1963 (Nydal et Lövesth, 1983; Quarta *et al.*, 2005). Ce pic, dû aux tests thermonucléaires aériens a progressivement regressé entre 1963 et 1996, atteignant une activité d'environ 110 pMC (Nydal et Lövesth, 1983). Obéissant à une fonction exponentielle, l'extrapolation de la décroissance de la concentration du $^{14}\text{CO}_2$ atmosphérique donne un taux de 105 pMC en 2005 centré sur le mois de juin (mois où les précipitations sont maximales en Côte d'Ivoire). Cette estimation de la concentration du $^{14}\text{CO}_2$ atmosphérique est proche de 106 pMC, teneur moyenne de la troposphère dans l'hémisphère nord en 2003 obtenue par Levin (2004).

L'activité $^{14}\text{CO}_2$ du flux de carbone entrant dans l'aquifère est théoriquement différente de la teneur atmosphérique de 105 pMC estimée. Comme indiqué au paragraphe VI.2.2, l'origine du $^{13}\text{CO}_2$ est biogénique ce qui signifie que le flux du $^{14}\text{CO}_2$ dissous dans les eaux d'infiltration du sol est celui issu du couvert végétal. D'après Saliège et Fontes (1984), il se produit un fractionnement isotopique lors de la photosynthèse entre le $^{13}\text{CO}_2$ atmosphérique (-7,5 ‰ Keeling, 1961) et les plantes. Dans notre étude, les teneurs moyennes du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 du sol sont de -21 ‰ pour le CT et de -22 ‰ pour le socle (moyenne globale de -21,5 ‰). Ces teneurs ne représentent que les taux issus d'un fractionnement entre le $^{13}\text{CO}_2$ atmosphérique et la photosynthèse du couvert végétal de la zone d'étude (voir la figure 63a). Cela nécessite la considération d'un facteur de correction pour estimer l'activité réelle en ^{14}C du CO_2 du sol qui rentre dans le système étudié. L'activité en ^{14}C du sol est donc donnée par la relation :

$$A^{14}\text{C}_g = A^{14}\text{C}_{am} - 0,23(\delta^{13}\text{C}_{am} - \delta^{13}\text{C}_g) \quad (\text{Saliège et Fontes, 1984}) \quad (41)$$

où :

$A^{14}\text{C}_g$ et $A^{14}\text{C}_{am}$ sont les activités en ^{14}C respectivement dans le gaz du sol et dans l'atmosphère (105 pMC),

$\delta^{13}C_g$ et $\delta^{13}C_{atm}$ sont les teneurs en ^{13}C respectivement du gaz du sol et de l'atmosphère (-21 ‰ pour le CT, -22 ‰ pour le socle et -7,5 ‰ pour l'atmosphère).

L'activité en ^{14}C du CO_2 dissous dans les eaux de recharge correspondant à la moyenne de teneur en ^{13}C de -21 ‰ est donc de 101,9 pMC.

- Quant au taux de renouvellement annuel des aquifères (R_{ri}), le modèle est adapté aux eaux souterraines du CT et du socle. Son utilisation suppose que les eaux issues des épisodes récents de recharge se mélangent parfaitement avec le reste de l'aquifère pris comme un réservoir unique (figure 63b). Le taux de renouvellement est supposé être considérable au regard de la quantité d'eau (moyenne de 240 mm/an) qui s'infiltré dans les aquifères de la région.

Les résultats des temps de résidence et du taux de renouvellement des eaux souterraines calculés par ce modèle sont présentés dans le tableau 38.

Selon le modèle de mélange parfait, les temps de résidences des eaux de la nappe libre du socle varient entre 300 et 4 000 ans B.P à l'exception des eaux du forage de Danguira (N°21) ayant un temps de séjour plus court d'environ 150 ans B.P similaire aux eaux du CT (temps de séjour < 150 ans B.P). Si les eaux du CT sont de recharge récente (< 150 ans B.P), certains forages du CT captent des eaux dont le temps de résidence peut atteindre 700 ans B.P. C'est le cas des eaux du forage de Palmici (N°41) de la présente étude et des eaux du forage de Bouboury (Oga, 1998) dont le temps de séjour d'environ 700 ans B.P a été estimé par le même modèle (modèle de mélange parfait).

La partie captive de l'aquifère du socle présente des eaux ayant des temps de résidence plus élevés comme le laissent supposer les faibles valeurs des activités ^{14}C . Ces temps varient entre 4 000 et 15 200 ans B.P. Un seul forage (celui de Agnimambo, N°4) de cette partie de l'aquifère du socle fournit des eaux avec un temps de résidence relativement faible (3 100 ans B.P).

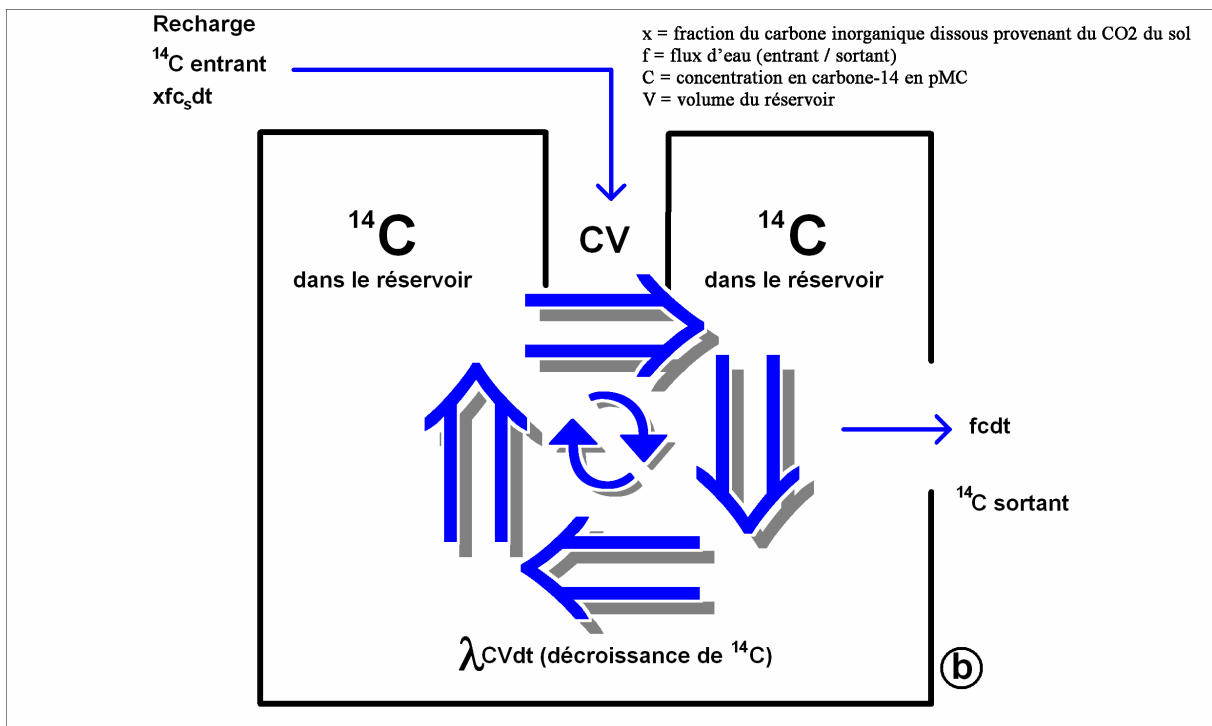
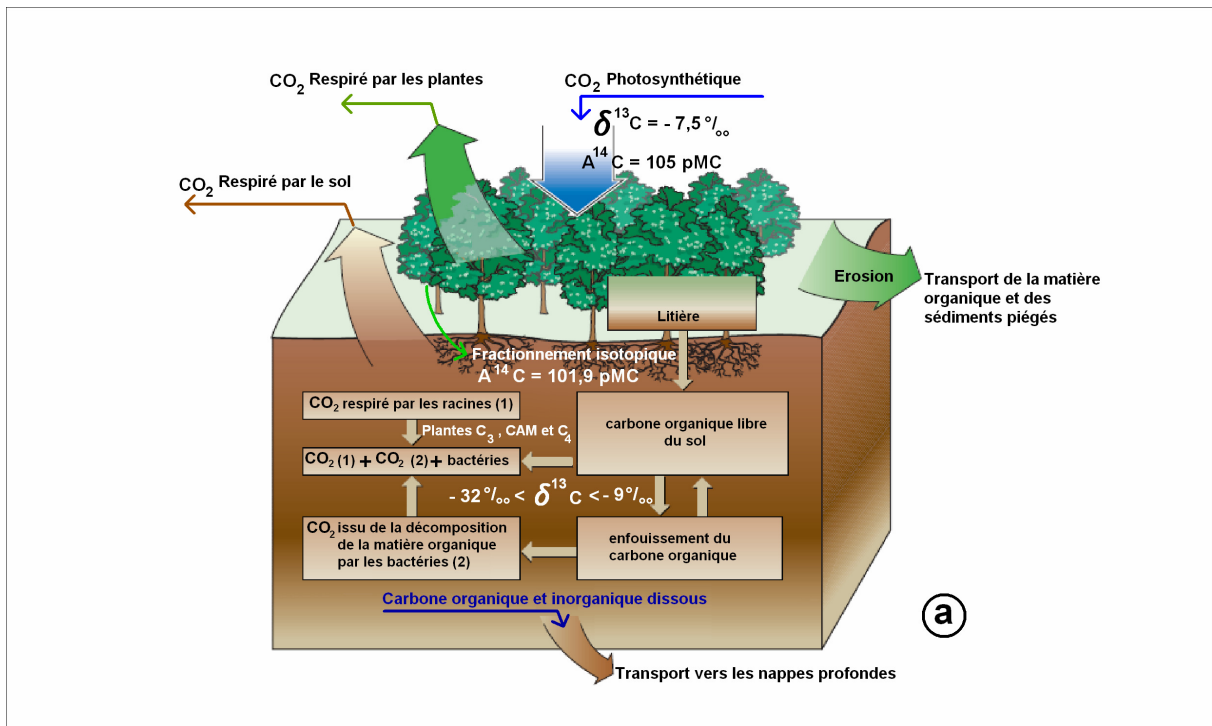


Figure 63. (a) Synthèse du CO_2 du sol de la zone d'étude et (b) Présentation schématique d'un réservoir non stratifié dans le cadre du modèle de mélange parfait

VI.3.2 Modèle piston flow

Dans le modèle piston flow, les lignes d'écoulement d'eaux sont supposées avoir le même temps de transit, la dispersion et la diffusion hydrodynamique sont négligeables (Zuber et Maloszewski, 2001). Contrairement au modèle précédent, aucun mélange d'eau des différentes strates de l'aquifère ne s'effectue (figure 64a). Il s'agit ici de proposer un modèle complètement opposé au mélange parfait, de façon à encadrer les temps de résidence proposés. L'activité en ^{14}C des eaux souterraines est estimée suivant l'équation :

$$A_{esi} = A_{oi} e^{-\lambda t} \quad (42)$$

où:

A_{esi} est l'activité en ^{14}C des eaux souterraines de l'année i ,

A_{oi} est l'activité en ^{14}C entrant du CO_2 du sol dissous dans les eaux d'infiltration de l'année i ,

t est le temps de résidence des eaux souterraines.

Les résultats de ce modèle sont présentés dans le tableau 38. Le temps de résidence des eaux de la nappe libre du socle varie entre 50 et 3 000 ans B.P. Tout comme le modèle de mélange parfait, certains forages situés en domaine du socle non couvert captent des eaux dont le temps de résidence est similaire à celui des eaux de la nappe du CT (temps de résidence < 50 ans B.P). Dans la nappe captive de fractures du socle, le temps de résidence des eaux est plus élevé, il varie entre 3 000 et 8 300 ans B.P à l'exception des eaux du forage de Agnimambo (N°4) qui présente un temps de résidence de 2 300 ans B.P. Les eaux de ce forage seraient plus en contact avec les eaux de la nappe libre de fractures du socle.

En résumé, la nappe du CT qui est globalement libre, a des eaux qui ont un temps de résidence très court (< 150 ans B.P). Des trois nappes identifiées dans la région d'étude, la nappe du CT renferme les eaux les plus jeunes.

Ensuite vient la nappe libre de fractures de socle située en amont avec un temps de résidence moyen compris majoritairement entre 150 et 3 000 ans B.P et enfin la nappe captive de fractures de socle située en aval sous les sédiments du CT avec un temps de résidence dont la moyenne est comprise entre 3 500 et ~12 000 ans B.P.

Le temps de résidence des eaux de la localité de Palmici (N°41) et de Bouboury (Oga, 1998) qui s'écarte de l'ensemble de cette nappe, pourrait s'expliquer par la présence de lentilles argileuses au sein des couches tabulaires d'âge Mio-Pliocène.

Tableau 38. Temps de résidence des eaux souterraines estimé par le modèle de mélange parfait et le modèle piston flow

Code	Site	Aquifère	Numéro de site	Profondeur totale de forage (m)	Profondeur de forage dans le socle (m)	Taux de renouvellement annuel (%)		Temps de séjour par ¹⁴ C (année)	
						Modèle de mélange parfait	Modèle Piston flow	Modèle de mélange parfait	Modèle Piston flow
ICSE-09-05	Sahuyé	S	2	49,3	33,2	1,2.10 ⁻¹	2,1.10 ⁻¹	900	500
ICSE-09-05	Abiehou	S	3	49,5	30,0	6,9.10 ⁻²	9,9.10 ⁻²	1 400	1 000
ICSE-09-05	Abbe Bégnini 2	S	12	41,7	16,3	7,5.10 ⁻²	1,1.10 ⁻¹	1 300	900
ICSE-08-05	Tomasset	S	15	72,0	33,0	3,0.10 ⁻¹	2,0	300	50
ICSE-09-05	Attiékoua	S	18	51,3	38,5	2,5.10 ⁻²	3,3.10 ⁻²	4 000	3 000
ICSE-08-06	Abrotchi	S	20	38,0	18,5	1,5.10 ⁻¹	3,7.10 ⁻¹	700	300
ICSE-08-06	Danguira	S	21	46,9	21,3	6,2.10 ⁻¹	2,0	150	50
ICSE-09-05	Ebokoffi	S	32	103,5	72,5	3,8.10 ⁻²	5,0.10 ⁻²	2 700	2 000
ICSE-09-05	Bakro	S	33	81,0	20,6	2,1.10 ⁻¹	2,0	500	50
ICSE-09-05	Koffi Kokorékro	S	34	81,2	17,2	1,2.10 ⁻¹	2,3.10 ⁻¹	800	400
ICSE-08-06	Affienou	S	35	38,9	20,1	4,4.10 ⁻²	5,8.10 ⁻²	2 300	1 700
ICSE-08-05	Agnimambo	S*	4	63,0	41,4	3,2.10 ⁻²	4,3.10 ⁻²	3 100	2 300
ICSE-08-05	Kodokodji	S*	5	54,0	25,1	2,1.10 ⁻²	2,9.10 ⁻²	4 700	3 500
ICSE-09-05	Ahoue	S*	14	91,9	27,5	2,3.10 ⁻²	3,2.10 ⁻²	4 300	3 200
ICSE-08-06	Attinguié	S*	19	84,4	34,0	9,0.10 ⁻³	1,5.10 ⁻²	11 300	6 800
ICSE-09-05	Kodiakro	S*	36	54,4	30,3	7,0.10 ⁻³	1,2.10 ⁻²	15 200	8 300
ICSE-09-05	Ehia	S*	38	95,5	48,6	1,1.10 ⁻²	1,7.10 ⁻²	8 800	5 700
ICSE-09-05	Palmici	CT	41	90,7	–	1,4.10 ⁻¹	3,2.10 ⁻¹	700	300
ICSE-08-05	Opoyounem	CT	8	83,0	–	0,8	1,7	< 150	< 50
ICSE-08-05	Mopoyem	CT	9	30,1	–	1,4	2,1	< 100	< 50
ICSE-09-05	Brofodoumé	CT	26	46,5	–	1,8	2,2	< 100	< 50
ICSE-09-05	Nieky-Bonjour	CT	27	52,7	–	1,5	2,2	< 100	< 50
ICSE-09-05	Songon Agban	CT	28	67,0	–	1,3	2,2	< 100	< 50
ICSE-08-06	Bondoukou	CT	51	53,0	–	–	~2,2	< 50	< 50
ICSE-08-06	Montézo	CT	25	58,0	–	–	~2,2	< 50	< 50

S= Socle

S*= Socle sous CT

CT= Continental Terminal

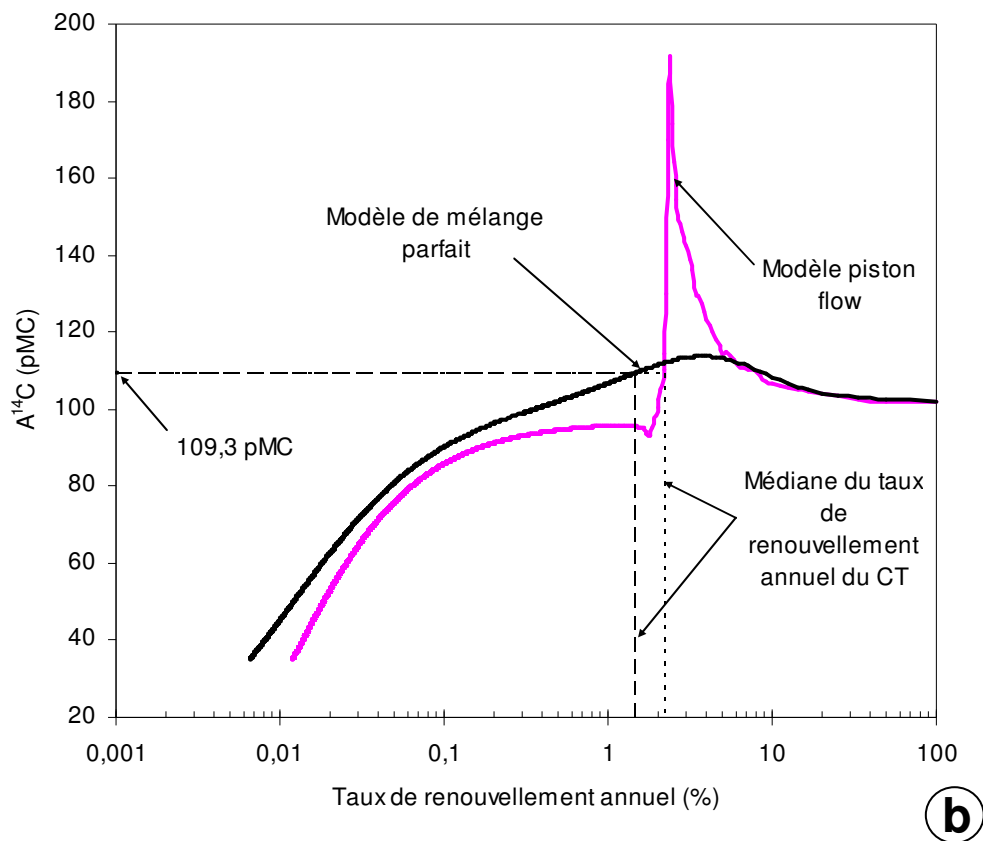
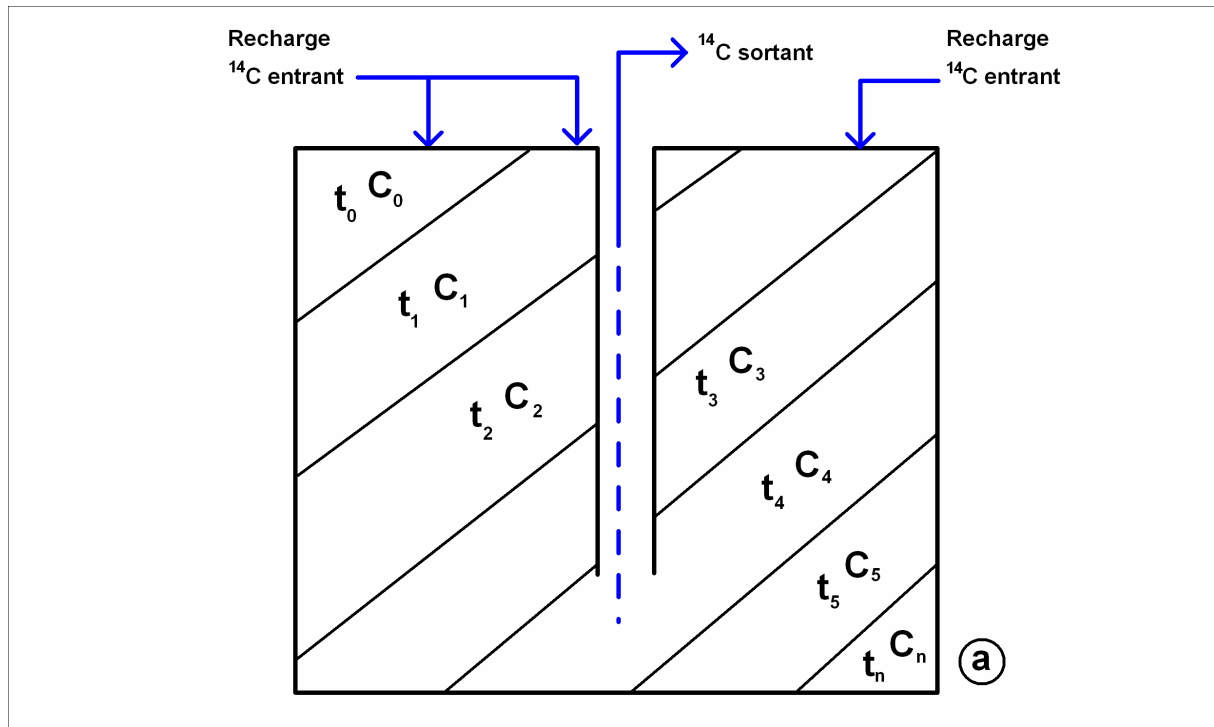


Figure 64. (a) Présentation schématique d'un réservoir stratifié dans le cadre du modèle piston flow et (b) Taux de renouvellement annuel (%) des eaux du CT et du socle

VI.4 Taux de renouvellement et périodes de recharge des nappes

Les résultats issus des modèles (figure 64b) indiquent que la nappe du CT est la plus renouvelée parmi les trois nappes. La médiane de l'activité en ^{14}C de 109,3 pMC (moyenne de 108,8 pCM) est significativement élevée par rapport à la valeur de la recharge de l'année 2005 estimée à 101,9 pMC dans les sols. Ce qui signifie que la majeure partie de la recharge de la nappe du CT s'est effectuée pendant la période majeure des essais thermonucléaires aériens (années 60). A la valeur médiane de l'activité en ^{14}C , correspondent les taux de renouvellement annuel médians de 1,4 % et de 2,2 % respectivement du modèle de mélange parfait et de piston flow (figure 64b).

La gamme du taux de renouvellement toutefois varie largement selon le modèle considéré :

- entre 0,8 et 1,8 % et entre 3,7 et 16,7 % pour le modèle de mélange parfait,
- entre 1,7 et 2,2 % et entre 4,5 et 14,3 % pour le modèle piston flow.

Pour les deux modèles, ces intervalles correspondent respectivement à la phase ascendante de l'activité en ^{14}C de 105,0 à 117,1 pMC et à la phase descendante de 117,1 à 105,0 pMC. Les données hydrogéologiques pourraient permettre de réduire cette gamme. En prenant l'épaisseur moyenne de 45 m dans la zone de contact et la porosité de l'aquifère du CT qui varie entre 5 et 20 %, (Oga, 1998) avec le taux d'infiltration d'eau de 240 mm/an, le taux de renouvellement annuel (infiltration / épaisseur d'eau) donne des valeurs de 2,7 % pour une porosité de 20 % et de 11 % pour une porosité de 5 %. Ces données, ^{14}C et hydrogéologiques, montrent qu'il est raisonnable de retenir comme taux de renouvellement de la nappe du CT un ordre de grandeur de quelques %.

Comme déjà indiqué, les eaux du socle ont des activités en ^{14}C comprises entre 35,3 et 103,5 pMC. Cette gamme est subdivisée en deux intervalles de variation 66,7-103,5 pMC pour la nappe libre du socle et 35,3-66,7 pMC pour la nappe captive du socle.

Le taux de renouvellement annuel de la nappe libre du socle varie entre 0,03 et 0,62 % pour le modèle de mélange parfait avec une médiane de 0,12 % et entre 0,03 et 2,0 % pour le modèle piston flow avec une médiane de 0,21 %. Dans la nappe captive du socle, il varie entre 0,01 et 0,03 % avec une médiane de 0,015 % et entre 0,01 et 0,04 % avec une médiane de 0,02 % respectivement pour le modèle de mélange parfait et le modèle piston flow.

Ce temps de résidence particulièrement faible de la nappe du CT est accord avec la faible CE (42,6 $\mu\text{S cm}^{-1}$), la faible MT (23,5 mg.L^{-1}) et le pH extrêmement bas (4,7).

Eu égard aux différents temps de résidence obtenus, les périodes de recharges des trois nappes étudiées au Sud-est de la Côte d'Ivoire et illustrées par la figure 65, sont organisées de cette façon :

- ▶ une recharge récente pour la nappe du CT et la nappe libre de fractures de socle (temps de résidence des eaux inférieur à 300 ans B.P) précédée d'une période intermédiaire de recharge considérée aussi au sens large du terme comme une recharge récente pouvant atteindre 3000 ans B.P) et,
- ▶ une Paléorecharge de la nappe captive de fractures du socle, se produisant au début de la période Post glaciaire il y a environ 12 000 ans B.P (temps de résidence des eaux variant entre 3 000 et 8 000 – 15 000 ans B.P). L'année 12 000 ans B.P est la moyenne des deux temps de résidence les plus élevés des modèles (8 300 et 15 200 ans B.P voir tableau 38).

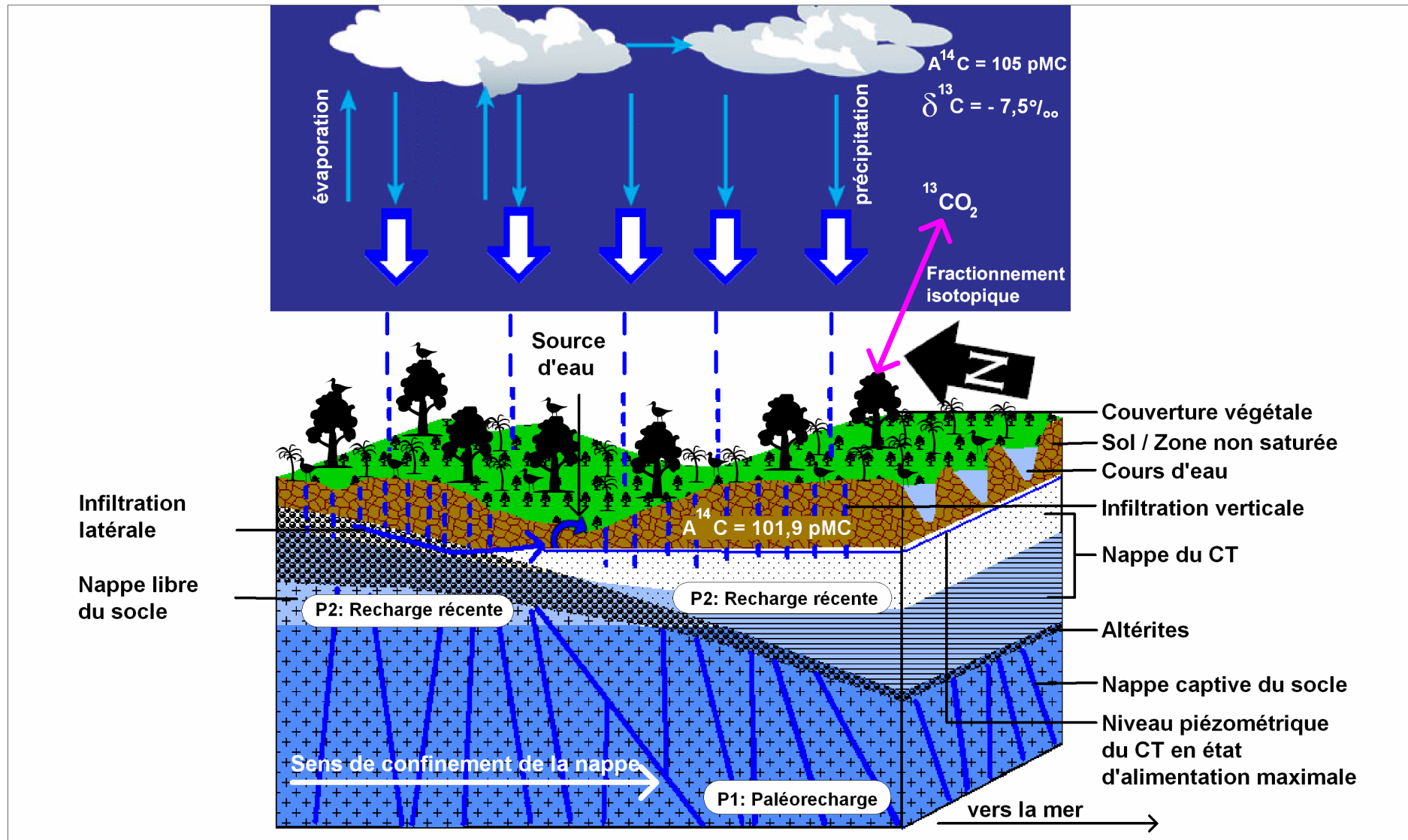


Figure 65. Mécanisme de recharge des nappes (CT et socle) et de circulation souterraine amont-aval de la zone d'étude

Chapitre VII : Impact du changement climatique et de la déforestation sur les ressources en eaux souterraines du Sud-est de la côte d’ivoire

VII.1 Généralité sur le cycle global du carbone

La composition actuelle du CO₂ dans l’atmosphère résulte d’un équilibre entre des processus biologiques comme la photosynthèse et la respiration, et des processus physico-chimiques comme l’absorption du CO₂ par les eaux froides des océans, sous saturées en CO₂ et son rejet par les eaux chaudes, sursaturées en CO₂ (Saugier *et al.*, 2003). Dans l’atmosphère, la concentration en CO₂ a progressivement augmenté durant les 4 derniers siècles. Certaines études ont montré que la teneur en CO₂ atmosphérique est passée de 280 à 360 ppmv (parties par million en volume) entre 1750 et 1995 (Saugier, 1999). Cet intervalle de temps est connu grâce à des études menées sur la composition de l’air piégé dans les glaces de l’Antarctique ou du Groenland (Saugier, 1999). Les résultats obtenus se sont raccordés aux mesures directes de CO₂ atmosphérique faites par Keeling en 1958 à Mauna Loa, une île de l’archipel Hawaï (Maunoury-Danger, 2007). Cette teneur du CO₂ atmosphérique, partie intégrante du cycle global du carbone, a plusieurs sources et puits schématisés à la figure 66 par Saugier (1999). Les données chiffrées de la figure 66a sont arrondies (Saugier *et al.*, 2003) et les valeurs de 1,5 Gtc (pour la déforestation) et de 7 Gtc (pour les combustibles fossiles) seraient les tendances actuelles de l’émission de CO₂ dans l’atmosphère. Ces chiffres diffèrent très peu de ceux donnés par l’US GCRP (U.S global change research program web¹) : atmosphère (778 Gtc), biomasse terrestre (610 Gtc), litière et sols (2 190 Gtc), surface océanique (1 020 Gtc), eaux intermédiaires et profondes des océans (38 100 Gtc), émission dans l’atmosphère des combustibles fossiles (6,3 ± 0,4 Gtc).

VII.2 Importance du couvert végétal dans le cycle global du carbone et dans les sols

Conformément à la figure 66a, la biomasse continentale, constituée essentiellement de bois d’arbres, contient 550 Gt de carbone (Gt_c) par an soit environ les trois quarts du carbone stocké dans l’atmosphère sous forme de CO₂ (750 Gt_c/an). La matière organique des sols enregistre quant à elle, une teneur deux fois plus élevée que la teneur atmosphérique. A l’échelle d’un écosystème (figure 66b), la quantité de CO₂ respiré du sol par les racines

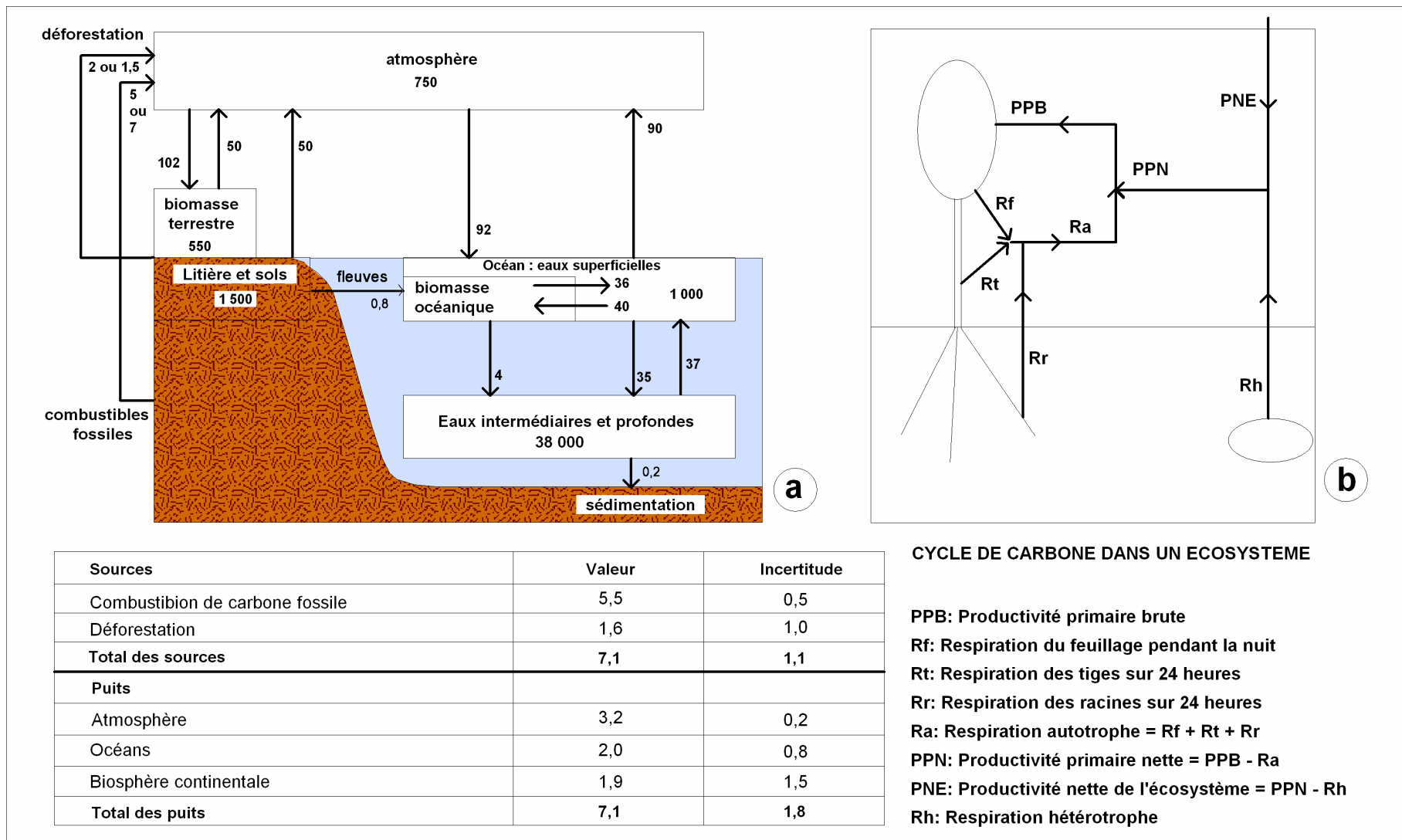


Figure 66. Cycle du carbone : (a) correspond au cycle global du carbone et (b) au cycle du carbone dans un écosystème (en Gtc, modifiée d'après Saugier, 1999)

(50 Gt_c/an) et les organismes hétérotrophes (50 Gt_c/an) est similaire à la quantité impliquée dans la photosynthèse (102 Gt_c/an). Ces chiffres nous montrent l'importance de la quantité de CO₂ dans les sols. Cette quantité est fonction du type de végétation et de l'importance de l'activité photosynthétique qui lui incombe.

Dans notre étude, nous nous intéressons au CO₂ du sol issu de la respiration des végétaux et de la décomposition de la matière organique essentiellement végétale en zone forestière tropicale. Si ce CO₂ produit dans les sols est attiré vers l'atmosphère (figure 66b), une partie est interceptée et dissoute dans les eaux d'infiltration qui rechargent les nappes souterraines (Affek *et al.*, 1998). La teneur en ¹³C du CO₂ biogénique est fonction du type de plantes couvrant le sol.

Dans la littérature, le δ¹³C du CO₂ en équilibre avec le CITD dispose de plusieurs signatures. La signature est atmosphérique lorsque la teneur en ¹³C calculée est de -7,5 ‰ (Keeling, 1961) ou de -7,8 ‰ (Mariotti, 1991 ; Clark et Fritz, 1997). Elle est biogénique lorsque la teneur varie de -9 à -32‰ (Mariotti, 1991 ; Clark et Fritz, 1997 ; Bird *et al.*, 2003 ; Staddon, 2004 ; Liu *et al.*, 2005), la teneur étant variable selon que le couvert végétal soit composé de plantes en C₃, de plantes CAM (Crassulacean Acid Metabolism) ou de plantes en C₄). Dans Clark et Fritz (1997) d'autres origines du carbone en fonction des gammes de variation du δ¹³C sont mentionnées : les carbonates des eaux douces (-15 à 5 ‰), le carbone marin inorganique dissous (~ 0 ‰), le calcaire marin (~ -4 à ~ 3 ‰), le CO₂ des roches métamorphiques (0 à ~ 8 ‰), le méthane (CH₄) atmosphérique autour de -48 ‰, le méthane biogénique (-40 à -80 ‰).

Les plantes en C₃ sont appauvries en ¹³C avec une gamme de teneurs variables selon les auteurs : entre -20 et -40 ‰ (Staddon, 2004), entre -25 et -32 ‰ (Bird *et al.*, 2003), entre -20 et -32 ‰ (Liu *et al.*, 2005), ou entre -22 et -30 ‰ (Mariotti, 1991). La teneur moyenne en ¹³C de ces plantes est de -27 ‰ (Balesdent, 1991). Quant aux plantes en C₄, la teneur en ¹³C varie entre -9 et -17 ‰ (Liu *et al.*, 2005 ; Staddon, 2004) ou entre -9 et -16 ‰ (Mariotti, 1991) ; elle est moyenne de -12 ‰ (Balesdent, 1991).

Une plante est dite en C₃ ou en C₄ lorsque son premier produit photosynthétique formé (acide organique) est une molécule à trois ou à quatre atomes de carbone.

Certaines plantes assez rares, appelées CAM (Crassulean Acid Metabolism) sont à la fois de type C₃ et de type C₄ (plantes mixtes), c'est-à-dire se comportent comme des plantes en C₄ la nuit et des plantes en C₃ le jour. La gamme de variation de teneur en ¹³C de ces plantes est d'environ -12 à -28 ‰ (Clark et Fritz, 1997).

Cependant, malgré l'exception faite sur quelques rares espèces végétales de type C_3 n'obéissant pas à la tendance générale des teneurs, il est important de signaler que les plantes en C_3 sont des plantes qui caractérisent la végétation de type forêt (arbres) et les plantes en C_4 sont celles qui caractérisent la végétation de type savane (herbes, maïs, sorgho canne à sucre etc.) (Mariotti, 1991 ; Liu *et al.*, 2005). Dans les sols, le CO_2 respiré a un $\delta^{13}C$ proche de celui de la matière organique de départ (Mariotti, 1991 ; Staddon, 2004 ; Liu *et al.*, 2005). Tout changement naturel de végétation (passage forêt-savane) ou provoqué (mise en culture) entre des plantes C_3 et C_4 , correspond à un marquage *in situ* des matières organiques incorporées au sol.

Le CO_2 biogénique produit dans le sol a deux origines principales : la première concerne la respiration directe par les racines des plantes et la seconde la décomposition de la matière organique du sol. Le CO_2 dissous dans les eaux d'infiltration, concerné par notre étude résulterait d'un mélange entre ces deux types de CO_2 . Plusieurs réactions se produisant dans les sols conduisent à un fractionnement isotopique entre un végétal et sa matière organique et entre la matière organique et son CO_2 produit par décomposition bactériologique (Balesdent, 1991). Selon Balesdent (1991), la réaction la plus fréquente est la décarboxylation (biologique ou abiotique) qui conduit à l'enrichissement isotopique de la matière organique et à l'appauvrissement du CO_2 produit (-1 ‰).

Pour un couvert végétal changeant sous l'effet de l'évolution naturelle du climat ou sous l'effet de l'action de l'Homme (feux de brousse ou déforestation), le renouvellement complet du carbone du sol d'une végétation initiale (A) par celui d'une végétation nouvelle (B), est un processus qui s'étend sur plusieurs années (Balesdent, 1991). Dans une telle situation, le $\delta^{13}C$ de carbone du sol (noté δ dans l'équation 43), est celui issu des deux types de végétation suivant l'équation :

$$\frac{C_B}{C_A + C_B} = \frac{\delta - \delta_A}{\delta_B - \delta_A} \quad (\text{Balesdent, 1991}) \quad (43)$$

où :

- C_A est la quantité de carbone restant dans le sol après le temps du développement de la végétation B,
- C_B est la quantité de carbone provenant de la végétation B,
- δ_A est le $\delta^{13}C$ du carbone du sol de la végétation A,
- δ_B est le $\delta^{13}C$ du carbone du sol de la végétation B.

Sols du Sud-est de la Côte d'Ivoire

Dans plusieurs localités de la zone d'étude, le changement de cultures sur les mêmes parcelles est une pratique récurrente. Nous donnons ici des ordres de grandeur du $\delta^{13}\text{C}$ biogénique connus grâce à des prélèvements de CO_2 que nous avons effectués en 2006 lors de nos campagnes de terrain, dans différentes plantations à des profondeurs d'environ 1 m :

- sol de plantation très adulte de caféier envahie par la brousse ($\delta^{13}\text{C} = -21,2 \text{ ‰}$),
- sol de plantation jeune de caféier contenant des herbes basses ($\delta^{13}\text{C} = -12,0 \text{ ‰}$),
- sol de plantation adulte de manioc ($\delta^{13}\text{C} = -24,0 \text{ ‰}$),
- sol de plantation jeune de manioc ($\delta^{13}\text{C} = -19,0 \text{ ‰}$),
- sol de plantation adulte de cacaoyer ($\delta^{13}\text{C} = -14,6 \text{ ‰}$).

On trouvera dans les travaux de Oga (1998) la teneur du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 des sols sur lesquels se développent d'autres types de couvert végétal :

- la forêt primaire ($-25,0 \text{ ‰}$; $n=1$),
- la savane naturelle ($-11,6 \text{ ‰}$; $n=1$),
- la brousse ($-18,7 \text{ ‰}$; $n=1$),
- les plantations d'hévéa ($-22,9 \text{ ‰}$; $n=1$),
- les plantations de palmier à huile ($-25,3 \text{ ‰}$; $n=1$) et,
- les plantations de bananier ($-23,1 \text{ ‰}$; $n=1$).

La suite de ce document sera consacrée au marquage, dans les eaux souterraines, du changement de la couverture végétale du Sud-est de la Côte d'Ivoire suivie d'une tentative d'explication du mécanisme de confinement des eaux de la nappe du socle sous couverture du CT.

VII.3 Signature isotopique du couvert végétal dans les eaux souterraines

Dans le but de comprendre le système aquifère dans lequel le carbone du CO_2 du sol évolue, la valeur théorique du $\delta^{13}\text{C}$ de la phase gazeuse en équilibre avec le carbone inorganique total dissous (CITD) ($\delta^{13}\text{C}_{\text{gaz-eq}}$) est couramment calculée selon l'équation suivante (Brouste *et al.*, 1997) :

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{gaz-eq}} = \delta_T - (a\varepsilon_{a-g} + b\varepsilon_{b-g} + c\varepsilon_{c-g}) / \text{CITD} \quad (44)$$

où δ_T est la teneur en ^{13}C du CO_2 en équilibre avec le CITD,

a, b, c sont respectivement les molarités de H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-} ,

$\epsilon_{a-g}, \epsilon_{b-g}, \epsilon_{c-g}$ sont les coefficients de fractionnement des espèces de carbone (Mook *et al.*, 1974).

Dans la nappe du CT, l'espèce carbonée (*cf.* tableaux 35) dominante des eaux est l'acide carbonique (H_2CO_3) avec une teneur moyenne de $8,7 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ et une médiane de $5,2 \text{ mol.L}^{-1}$. La teneur moyenne de l'ion bicarbonate (HCO_3^-) est de $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ mol.L}^{-1}$ avec une médiane de $1,1 \cdot 10^{-4} \text{ mol.L}^{-1}$. La teneur en ion carbonate (CO_3^{2-}) est négligeable (*cf.* tableau 35). Le CITD varie entre $1,1 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ et $3,8 \cdot 10^{-2} \text{ mol.L}^{-1}$ avec une moyenne de $8,8 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ et médiane de $5,3 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$. La valeur théorique du $\delta^{13}\text{C}$ varie entre -23,7 et -15,9 ‰ avec une moyenne et une médiane respectives de -21,1 et de -21,5 ‰.

Dans la nappe du socle, l'espèce carbonée dominante de ces eaux (*cf.* tableaux 36), est l'ion bicarbonate (HCO_3^-) avec une teneur moyenne et médiane respectives de $1,9 \cdot 10^{-3}$ et $2,0 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$. Le CITD varie entre $1,2 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ et $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ avec une moyenne de $3,3 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$ et médiane de $3,6 \cdot 10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$. La valeur théorique du $\delta^{13}\text{C}$ varie entre -25,9 et -19,1 ‰ avec une moyenne et une médiane respectives de -22,4 et de -22,1 ‰. Les teneurs les plus appauvries sont celles obtenues sur la nappe du socle sous couverture du CT (*cf.* tableaux 36).

L'utilisation du ^{13}C biogénique du sol comme traceur de paléoenvironnement pour comprendre l'évolution du couvert végétal est un outil important (Mariotti, 1991 ; Balesdent, 1991). Les eaux souterraines qui reçoivent le carbone du sol à travers les eaux de recharge peuvent aussi aider à comprendre le changement du couvert végétal. Comme nous venons de voir dans les paragraphes précédents, l'origine du carbone du CO_2 en équilibre avec le CITD des eaux souterraines du CT et du socle est biogénique (pas de carbonate dans les aquifères). Les eaux de la nappe captive du socle de temps de résidence variant entre 3 000 et 8 000 – 15 000 ans B.P sont appauvries en $\delta^{13}\text{C}$ (figure 67). Dans le socle, ces teneurs augmentent progressivement des eaux anciennes aux eaux récentes (de P1 à P2). La déforestation n'ayant véritablement débuté qu'au milieu du 20^e siècle c'est-à-dire en 1955-1958 (Chatelain *et al.*, 2004), l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ dans le sens de l'enrichissement, antérieure à 1955 (donc entre 15 000 et 100 ans), est attribuée l'effet du changement naturel de la végétation.

A l'image du carbone des sols du Sud-est de la Côte d'Ivoire, le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 calculé à l'équilibre avec le CITD des eaux, résulte du CO_2 provenant des plantes en C_3 et de celui provenant des plantes en C_4 depuis le début de la déforestation (environ 1955). Avant 1955, le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 calculé est exclusivement issu du CO_2 des plantes en C_3 car entre ~12 000 et 300

ans B.P ou encore durant l'anté-1955, la végétation était constituée de forêts ombrophiles et mésophiles.

Le $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 de ces sols (figure 20 en annexes II), est en pleine mutation depuis la fin du Pléistocène, avec une tendance à l'enrichissement enregistrée dans les eaux, due d'une part, au changement naturel du climat (passage de forêt à la savane) et d'autre part, à la variété de cultures qui s'adapte à un environnement de plus en plus ouvert. Les végétations de milieu sec ou ouvert sont plus enrichies en ^{13}C que les végétations humides et fermées telles que les forêts ombrophiles (Balesdent, 1991).

En effet, si certains arbres tels que les pins ont la prestigieuse histoire d'aligner dans leur rang des espèces les plus âgées du monde : de 4 767 ans en Californie (web⁵) ou de 8 000 ans découvert en Suède en avril 2008 (Futura-Sciences, web⁶) sous un climat particulièrement froid, l'Afrique occidentale chaude et humide possède des arbres dont l'espérance de vie est beaucoup réduite. Il s'en suit de ce fait, un temps de renouvellement de végétaux inférieur à 8 000 voire 4 000 ans sur les sols tropicaux pour une végétation non perturbée. Se rapportant au calendrier (de 15 000 ans B.P à l'actuel) donné par le temps de résidence des eaux souterraines étudiées, la forêt tropicale humide du Sud de la Côte d'Ivoire se serait renouvelée au moins 3 fois (15 000/4 000 ans). Ce changement du couvert végétal est causé par le changement climatique de la période post-glaciaire (fin Pléistocène) à l'actuel. Cette période post-glaciaire, caractérisée par un climat froid et globalement humide (Talbot et Johannessen, 1992 ; Gasse, 2000), est en accord avec l'appauvrissement des eaux anciennes du socle de fractures en ^{18}O , en ^2H (cf. figure 60 a et b) et en ^{13}C (figure 67) que corrobore l'existence, dans le temps, des forêts tropicales humides du Sud de la Côte d'Ivoire. Cependant, cette évolution de la teneur en ^{13}C antérieure au 20^e siècle se fait dans une gamme de -26 à -21‰ par la majorité des eaux du socle (figure 67). Ce qui signifie que, durant cette période, le couvert végétal était toujours de type C_3 .

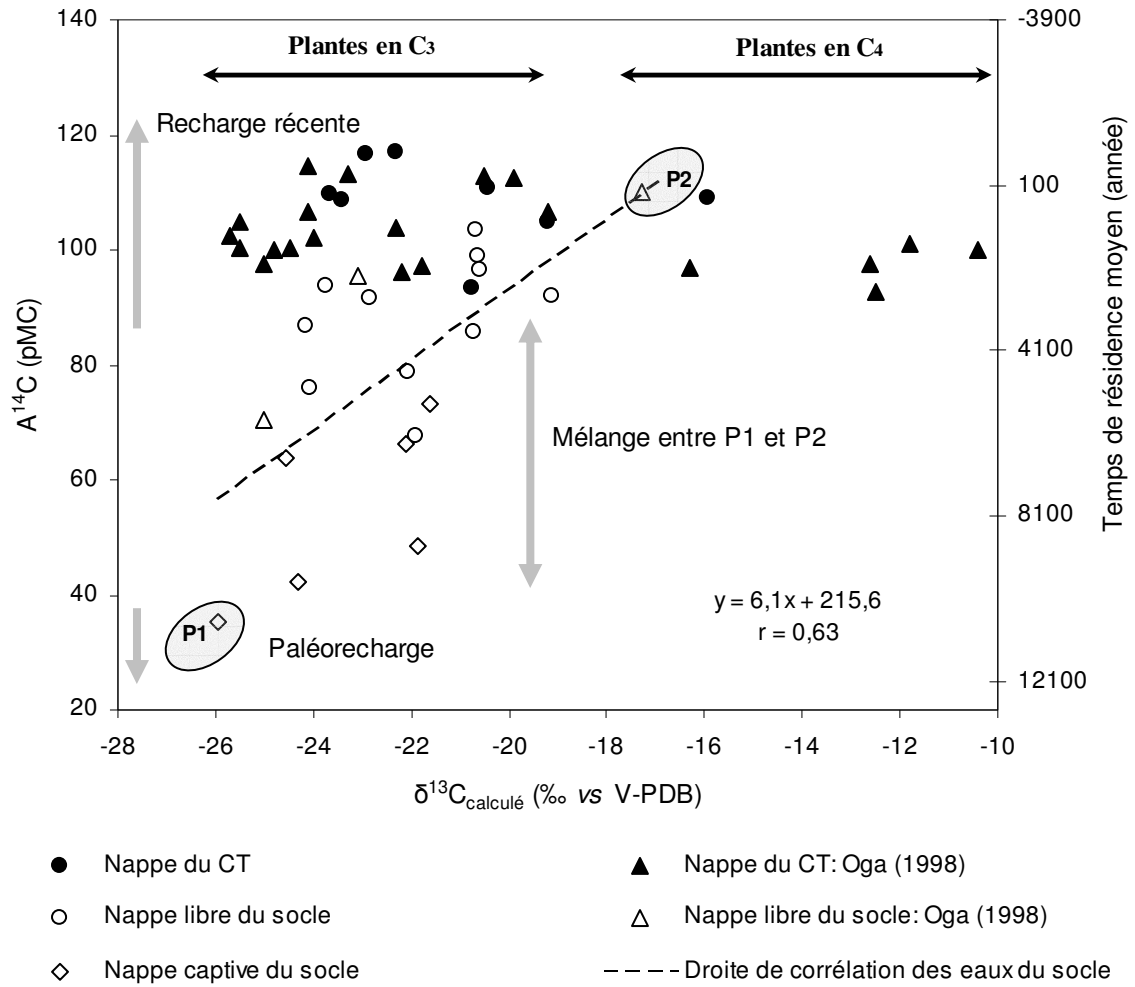


Figure 67. Corrélation entre l'activité en ^{14}C /temps de résidence moyen et la teneur en $\delta^{13}\text{C}$ des eaux souterraines étudiées

Les seuls forages du socle qui se démarquent de cette gamme caractéristique des plantes en C₃ sont le forage de Koffi Kokorekro (N°34) et le forage d'Azaguié Oga (1998) (point P2 dans le graphique de la figure 67, avec un temps de résidence d'environ 100 ans B.P). Les teneurs en ¹³C des eaux de ces forages sont respectivement de -19 et de -17 ‰.

En Afrique de l'Ouest, ce changement climatique depuis le début de la période post-glaciaire a été montré dans plusieurs études à travers d'autres hydrosystèmes : par exemple au Ghana par Talbot et Johannessen (1992) et Gasse (2000) et au Libéria par Jahns *et al.* (1998). Au Ghana, le lac Bosumtwi est un site-clé pour l'étude de l'histoire de l'ère Quaternaire. Il a un enregistrement continu de sédiment allant jusqu'à 27 500 ans (Talbot et Johannessen, 1992) et donne des informations sur la majeure transition aride-humide ayant débuté il y a 11 500 ans (Talbot et Johannessen, 1992 ; Gasse, 2000).

Après 1955-1958, date à laquelle commence la déforestation qui s'inscrit dans la période de la recharge récente des nappes libres souterraines (CT et socle), les forêts tropicales et humides de la région d'étude ont commencé progressivement à être remplacées par les plantes agricoles et la savane naturelle au point de ne trouver que quelques rares îlots dispersés de forêts toujours sous la menace de l'être humain (*cf.* figure 3).

Les eaux récentes particulièrement celles de la nappe du CT ont enregistré cette perturbation de la végétation par une large gamme de teneur en ¹³C de -26 à ~ -10 ‰ (figure 67). Cette gamme montre l'introduction dans l'écosystème, de nouvelles espèces de plantes de type C₄ avec un enrichissement en ¹³C du CO₂ du sol. Globalement, du début de la période post-glaciaire à l'actuel, le couvert végétal du Sud côtier ivoirien passe progressivement des forêts (caractérisées par les plantes en C₃) à la savane (caractérisée par les plantes en C₄).

VII.4 Mécanisme de confinement des eaux de la nappe du socle sous couverture du CT

Le processus de confinement des eaux de la nappe de fractures du socle de la zone d'étude n'est pas facile à comprendre étant donné que ces eaux coulent à travers les fractures en direction logique de la mer. Si des temps de résidence relativement élevés ont été obtenus sur toutes les eaux du socle sous couverture du CT, cela voudrait signifier qu'en complément du rôle d'écran que joue l'épaisseur des couches sédimentaires, un mécanisme de confinement antagoniste à l'écoulement souterrain amont-aval non encore élucidé est bien existant.

Dans ce paragraphe, nous allons tenter d'expliquer pourquoi dans un environnement côtier comme celui-ci, exposé à la mousson, où l'approvisionnement des nappes souterraines ne

souffre d'aucune interruption prolongée, on y trouve des eaux anciennes de plusieurs milliers d'années de temps de séjour.

Entre 110 000 et 12 000 ans la nappe du socle sous CT aurait connu une décharge majeure lors de la dernière glaciation correspondant à un bas niveau des océans. La décharge partielle des nappes côtières a dû être compensée par une recharge latérale (depuis la zone de recharge : socle non couvert de CT) de la nappe de fractures du socle; ceci concorde avec les temps de résidence de 8 000 et 15 000 ans obtenus sur ces eaux de fractures de socle sous CT. La période allant d'environ 12 000 ans à l'actuel est marquée au début par un changement du climat (l'augmentation de la température l'air). Cette augmentation progressive de la température, au départ lente puis accentuée au 19^e siècle (mesures de 1850 date de la révolution industrielle) cause la fonte des glaciers et donc l'augmentation du niveau des océans. Selon les rapports de synthèse de 2007 du GIEC, l'élévation du niveau de mer concorde avec le réchauffement (figure 68a) et le niveau moyen de la mer s'élève de 1,8 mm/an depuis 1961 et de 3,1 mm/an depuis 1993 sur l'ensemble de la planète.

Aux larges de Grand-Lahou (une ville côtière de la Côte d'Ivoire située à environ 100 km à l'Ouest d'Abidjan), la mer avance sur la côte de 7 m/an. Cette augmentation du niveau de l'océan atlantique depuis le début de l'Holocène donc depuis le début de la dernière période interglaciaire jusqu'à l'actuel, serait à la base du confinement des eaux de la nappe de fractures du socle. En effet, comme l'explique la figure 68b, ce phénomène a conduit à une diminution du gradient hydraulique, et rendu particulièrement lente l'écoulement des eaux souterraines du socle dans les profondeurs inférieures au niveau 0 actuel de la mer.

Il n'est pas impossible que les nappes souterraines du SE de la Côte d'Ivoire particulièrement celle du socle possède des eaux encore plus vieilles que celles que nous avons traité dans ce travail.

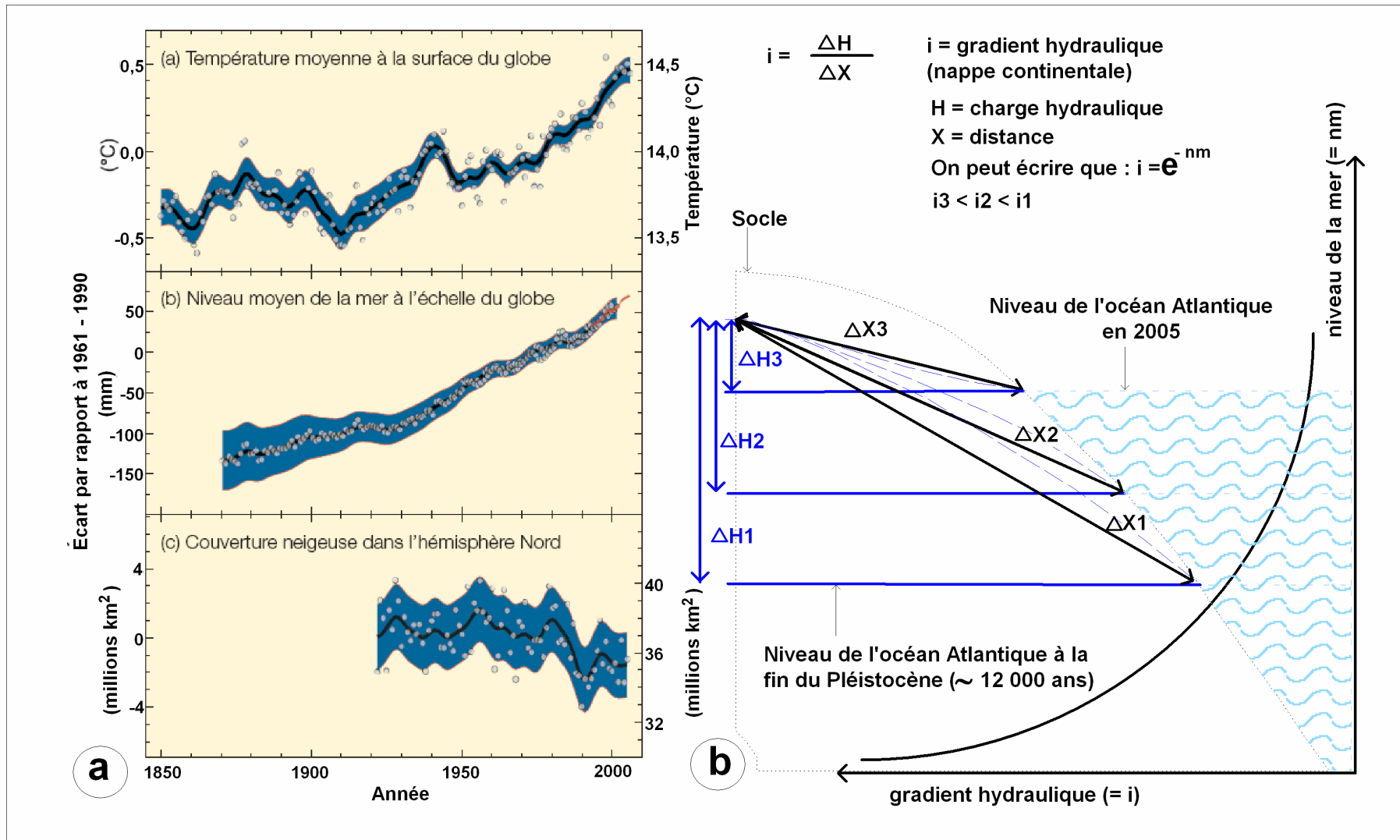


Figure 68. Montée du niveau des océans dans le monde : (a) : modifiée d'après le GIEC et (b) baisse du gradient hydraulique de la nappe du socle en zone côtière ivoirienne

Conclusions générales et perspectives

Conclusions générales

Ces travaux dont les objectifs principaux sont : (i) de montrer l'impact de l'évolution du climat et du couvert végétal du Sud-est de la Côte d'Ivoire sur les eaux des deux aquifères côtiers en contact hydraulique et lithologiquement différents et (ii) d'étudier la minéralisation des eaux de la nappe de fractures du socle, nous ont permis d'obtenir plusieurs résultats :

1- Comportement hydraulique entre la nappe de fractures du Socle et la nappe du Continental Terminal

L'étude de l'imagerie satellitale nous a permis d'obtenir le réseau de fractures du socle situé entre les longitudes $-4^{\circ}40'$ et $-2^{\circ}40'$ O et les latitudes $5^{\circ}00'$ et $6^{\circ}00'$ N. A l'échelle de la zone d'étude, les fractures interprétées mesurent plusieurs kilomètres et représentent des grands couloirs de circulation d'eaux. L'orientation majeure NE-SO de ces fractures a confirmé l'impact du cycle orogénique éburnéen manifesté entre 2500 et 1600 M.A dont témoigne l'orientation (NE-SO) des formations birrimiennes de la moitié est de la Côte d'Ivoire. Cette même direction (NE-SO) retrouvée sur les grands axes de circulation d'eaux de la nappe du Continental Terminal (CT), montre l'existence de l'influence de la nappe du socle sur la nappe du CT et confirme ainsi la continuité hydraulique entre les deux principaux aquifères côtiers évoquée dans certains travaux mais non encore prouvée avant cette étude. Cela est en accord, à travers les profils NS et/ou NE-SO d'écoulement définis au contact des deux aquifères, avec la baisse de certains paramètres physico-chimiques tels que la conductivité électrique (CE) et le pH. La tendance est retrouvée sur les paramètres chimiques par la baisse de la minéralisation totale des eaux. En revanche, les isotopes stables ne montrent aucune évolution à travers ces profils. Cependant, lorsque nous considérons l'ensemble des eaux du socle et du CT, l'écoulement amont-aval de ces eaux s'accompagne d'une augmentation de l'activité en carbone-14 (^{14}C). Du Nord au Sud, les eaux des nappes libres de la zone de contact "socle bassin sédimentaire" se diluent progressivement et prennent les caractéristiques des eaux de pluie dans le bassin sédimentaire : CE moyenne de $215 \mu\text{S.cm}^{-1}$ en amont et de $42,6 \mu\text{S.cm}^{-1}$ en aval, pH moyen de 6,6 en amont et de 4,7 en accord avec l'activité en ^{14}C de 108,8 pMC en aval proche de l'activité en ^{14}C atmosphérique ($A^{14}\text{C}$ de 105 pMC).

2- Origine des cations majeurs des eaux de la nappe de fractures du socle et l'hydrolyse des roches silicatées

L'étude minéralogique des roches fracturées dans lesquelles les eaux ont été échantillonnées a permis d'étudier la nature et l'abondance relative des minéraux des aquifères rocheux silicatés. Les minéraux tels que le sphène, les oxydes de fer, l'annite, l'ilménite, la pyrite, la chalcopyrite, la phengite et les phosphates de terres rares, ont été nouvellement mis en évidence. L'étude a en outre, permis d'expliquer la minéralisation cationique des eaux basée sur la vitesse de dissolution des minéraux silicatés couplée à leur abondance relative.

Deux groupes de roches diffèrent par rapport à leur composition minéralogique dans la zone d'étude : (1) les métaarénites et les métamonzogranites appauvris en minéraux ferromagnésiens et calciques et (2) les métasiltstones, les gneiss, les métadiorites, et les métagranodiorites enrichis en minéraux ferromagnésiens et calciques.

Dans les eaux de ces roches isolées de toute intrusion d'eaux salines marines, le sodium provient majoritairement de l'albite ou des plagioclases proches du pôle sodique (oligoclase fréquemment retrouvée dans les roches). Sa concentration élevée dans les eaux s'explique par l'hydrolyse avancée des plagioclases qui ont une vitesse de dissolution relativement élevée par rapport à l'ensemble des minéraux identifiés dans chaque roche.

Quant au potassium, son origine majeure est diverse et fonction de la roche considérée. Dans la nappe des métaarénites, le K^+ provient de la biotite. Dans les eaux des métasiltstones, il provient de l'annite alors que dans les aquifères constitués de métadiorites, il provient de la phengite. L'une de ses origines étudiées concerne les orthoclases dans les aquifères gneissiques et dans les aquifères formés de métagranodiorites. Quant aux aquifères des métamonzogranites et/ou métagranites contenant trois minéraux potassiques, l'étude montre que le K^+ provient par ordre de dissolution, de la ferrimuscovite, de l'orthose et du microcline et enfin de la biotite. Sa faible concentration dans les eaux s'explique par la faible vitesse de dissolution de ces minéraux par rapport aux autres.

L'origine majeure des alcalino-terreux est aussi diverse car ils sont contenus dans le réseau cristallin de plusieurs minéraux silicatés. Le Ca^{2+} provient de la pistachite et du sphène dans l'aquifère des métaarénites. Dans l'aquifère des métasiltstones, l'apatite s'ajoute à la pistachite et au sphène pour produire le Ca^{2+} . L'aquifère des métamonzogranites ne disposent que d'une seule origine majeure du Ca^{2+} , il s'agit de l'oligoclase. En revanche, dans l'aquifère des gneiss, des métadiorites et des métagranodiorites, le Ca^{2+} a quatre principales origines

majeures : ce sont la hornblende, la pistachite, les plagioclases calco-sodiques et le sphène. Concernant l'aquifère des métadiorites, l'apatite est une source supplémentaire du Ca^{2+} .

S'agissant du Mg^{2+} des eaux des métarénites et des métasiltstones, il provient des chlorites des deux types de roche et respectivement de la biotite et de l'annite.

Les nappes des métamonzogranites et des gneiss ne disposent respectivement que de la biotite et de la hornblende magnésienne pour produire le Mg^{2+} . Quant à l'aquifère des métadiorites et des métagranodiorites, les sources potentielles de Mg^{2+} sont la hornblende magnésienne et les chlorites. Certains ions magnésiens des eaux des métadiorites proviennent de la phengite.

L'étude a en outre permis d'obtenir, en climat tropical et équatorial humide, des ordres de grandeur relatifs des teneurs en cations lors de l'hydrolyse des silicates. Sur les quatre aquifères retenus pour le calcul des fractions molaires, la concentration en cation varie entre 0,178 et 0,554 mmol.L^{-1} avec une moyenne de 0,415 mmol.L^{-1} pour le Na^+ , entre 0,013 et 0,052 mmol.L^{-1} avec une moyenne de 0,028 mmol.L^{-1} pour le K^+ , entre 0,260 et 0,635 mmol.L^{-1} avec une moyenne de 0,489 mmol.L^{-1} pour le Ca^{2+} et entre 0,156 et 0,269 mmol.L^{-1} avec une moyenne de 0,213 mmol.L^{-1} pour le Mg^{2+} . L'enrichissement des roches en minéraux calciques (amphiboles, épidotes, sphène, et apatite) et sodiques (albite et oligoclase) confirme la dominance du sodium et du calcium dans les eaux.

Les eaux sont d'autant plus minéralisées que lorsqu'elles sont dans un aquifère confiné comme en ont attesté les six forages qui captent les eaux du socle sous couverture sédimentaire. Ces eaux sont appauvries en activité en ^{14}C ($35,3 \text{ pMC} \leq A^{14}\text{C} \leq 66,7 \text{ pMC}$) et présentent une concentration totale en cations majeurs variant entre 2,0 et 2,5 mmol.L^{-1} avec une moyenne de 2,2 mmol.L^{-1} contre une gamme de variation de 0,4 – 2,2 mmol.L^{-1} et une moyenne de 1,2 mmol.L^{-1} pour l'aquifère libre du socle enrichi en ^{14}C ($66,7 \text{ pMC} \leq A^{14}\text{C} \leq 103,5 \text{ pMC}$). La minéralisation cationique des eaux est globalement sous l'influence des métagranitoïdes et des schistes en particulier des métarénites dominant sur les métasiltstones. Le confinement des aquifères n'est pas lié à au type de roche mais plutôt au couvert sédimentaire du socle et à la diminution du gradient hydraulique de l'amont vers l'aval.

3- Paléoclimat en zone tropicale et équatoriale de transition-Côte d'Ivoire

Ces travaux ont montré que les eaux les plus minéralisées et situées sous les dépôts sédimentaires ont un temps de résidence assez long variant entre 3000 et 15 000 ans. Ces eaux sont appauvries en ^{13}C , en ^{18}O et en ^2H et datent du début de la période postglaciaire. Elles témoignent des conditions plus froides et/ou humides au Sud côtier ivoirien qui était couvert à

cette période de forêts denses sempervirentes caractérisant les plantes de type C₃. Le reste du socle non couvert par le bassin sédimentaire fournit des eaux relativement jeunes avec des temps de résidence variant entre 300 et 3000 ans et sont plus anciennes que les eaux du CT. Les isotopes stables de la molécule d'eau ont montré que les eaux de pluie subissent un léger effet d'évaporation durant leur infiltration à travers les couches d'altérites dominées par la kaolinite. L'infiltration des eaux météoriques dans les nappes souterraines est retardée en domaine de socle et rapide en domaine sédimentaire.

Dans l'aquifère du socle, l'évolution des eaux du pôle ancien au pôle récent caractérisée d'un enrichissement en ¹³C a montré que le couvert végétal est passé des plantes de type C₃ (forêts) aux plantes de type C₄ (savane et plantes agricoles). Les eaux souterraines étudiées ont montré deux phases dans l'évolution du couvert végétal dans la région : une première phase située entre 15 000 et 300 ans due au changement du climat et une deuxième phase couvrant le 20^e siècle due à la fois au changement du climat et à la déforestation. Ces données sont en accord avec l'histoire paléoclimatique ouest africaine déjà retracée à travers certaines études menées au Ghana, au Libéria, au Mali et au Niger. Elle a par ailleurs permis de voir l'importance des eaux souterraines dans le traçage du paléoclimat couplé aux changements environnementaux.

Perspectives

Plusieurs points restent à approfondir au terme de cette étude :

- La modélisation de l'écoulement d'eaux dans les fractures interprétées. La zone d'étude mérite en outre l'interprétation d'autres images autres que les images optiques (des images radar par exemple) en vue de comparer les résultats obtenus à ceux de la présente étude.
- L'établissement d'une carte piézométrique récente de la nappe du CT sur toute l'étendue du bassin sédimentaire suivi d'une étude hydrodynamique des deux nappes.
- L'analyse à la microsonde électronique des minéraux des différents types de roche échantillonnés afin d'établir leurs formules structurales absolues pour une évaluation plus précise des concentrations en cations durant le processus interaction eau-roche. Elargir la minéralisation cationique des eaux, aux dépens des roches, aux éléments chimiques en traces. Et chercher à modéliser le transfert de solutés entre l'amont et l'aval en une, deux voire trois dimensions.

- Faire une analyse chimique complète des eaux de précipitation de la région d'Abidjan afin d'évaluer avec précision la minéralisation des nappes souterraines côtières par l'eau de pluie.
- Approfondir la recherche des eaux souterraines anciennes notamment dans la partie où le socle présente une couverture considérable de sédiments du CT (proche de la cote).
- Développer l'application du traçage du changement environnemental, naturel et/ou anthropologique, basé sur les isotopes stables et radioactifs des eaux souterraines en choisissant, dans la zone d'étude, un site expérimental clé avec l'accord des autorités compétentes. Ce site scientifique pourrait constituer une parcelle des forêts protégées actuellement existantes au Sud de la Côte d'Ivoire. Cela consistera à élaborer un vaste projet d'étude visant :
 - (1) à connaître la teneur isotopique d'un couvert végétal initialement constitué de forêt (plantes en C_3 , pour un instant initial t_0),
 - (2) à connaître la composition isotopique des eaux souterraines sous-jacentes à cet instant (t_0) et enfin,
 - (3) à suivre, à pas de temps annuel significativement variable (t_1, t_2, \dots, t_n), l'évolution de la composition isotopique des eaux souterraines conjointement à celle du couvert végétal vers la savane (plantes en C_4) et/ou cultivées.

Références Bibliographiques

- Adiaffi B., 2004. Caractérisation des processus naturels à l'origine de la minéralisation des eaux de la nappe du Mio-Pliocène du Sud-Est de la Côte d'Ivoire : approche chimique (éléments majeurs) et isotopique (^{18}O et ^2H). DEA Université de Paris Sud (11), 86p.
- Affek H.P., Ronen D., Yakir D., 1998. Production of CO_2 in the capillary fringe of a deep phreatic aquifer. *Water Resources Research* 34 (5), 989-996.
- Andersen M.S., Jakobsen V.N.R., Postma D., 2005. Geochemical processes and solute transport at the seawater/freshwater interface of a sandy aquifer. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 69 (16), 3979-3994.
- Appelo C.A.J., et Postma D., 2005. *Geochemistry, groundwater and pollution*. 2nd édition, 649pp.
- Balesdent J., 1991. Estimation du renouvellement du carbone des sols par mesure isotopique ^{13}C précision, risque de biais. *Cahiers Orstom, série Pédologie* 26 (4), 315-326.
- Bessoles B., 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest Africain. Bureau de Recherches Géologiques et minière (BRGM) N° 88, pp. 1-144.
- Biémi J., 1992. Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires garnitiques de la haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse d'Etat. Université de Cocody, 408p.
- Bird M., Kracht O., Derrien D., Zhou Y., 2003. The effect of soil texture and roots on the stable carbon isotope composition of soil organic carbon. *Australian Journal of Soil Research* 41, 77-94.
- Boukari M., Akiti T.T., Assoma D., 1984. L'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Synthèse des connaissances Socle cristallin et cristallophylien et sédimentaire ancien, 2e édition, 147pp.
- Brochet P. et Gerbier N., 1974. L'évaporation. Aspect agrométéorologique, évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. Monographie N°65 de la météorologie Nationale, pp. 1-95.
- Brouste L., Marlin C., Dever L., 1997. Geochemistry and residence time estimation of groundwater from the upper aquifer of the Chihuahua desert (Comarca Lagunera, Northern Mexico). *Applied Geochemistry* 12, 775-786.

- Brou Yao T., Servat E., Paturel J-M., 1998. Contribution à l'analyse des inter-relations entre activités humaines et variabilité climatique: cas du Sud forestier ivoirien. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes 327, 833-838.
- Chatelain C., Dao H., Gautier L., Spichiger R., 2004. Biodiversity of African Forests. An Ecological Atlas of Woody Plant Species. ECOSYN, Université de Cocody, Wageningen University, National Herbarium Nederland, pp. 15-31.
- Clark I., et Fritz P., 1997. Environmental Isotopes *in* Hydrogeology, 328pp.
- Cooper H. H., Jacob C.E., 1946. A generalized graphical method for evaluating formation constants and summarizing well-field history. Trans., Am. Geophys. Union, 27 (4), 526-534.
- Delor C., Diaby I., Tastet J-P., Yao B., Simeon Y., Viadal M., Dommanget A., 1992. Notice explicative de la carte géologique à 1/200 000, feuille de Grand Bassam et d'Abidjan, 30pp.
- Derron M.-H., 1999. Interaction eau-roche de basse température : géochimie des métaux dans l'altération météorique des roches mafiques alpines. Sciences de la Terre. Lausanne, Université de Lausanne, 209pp.
- Dupont L.M., Jahns, S., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 155, 95-122.
- Dutton A.R., 1995. Groundwater isotopic evidence for paleorecharge in U.S high plains aquifers. Quaternary Research 43, 221-231.
- Ehrlich D., Lambin E.F., Malingreau J-P., 1997. Biomass Burning and Broad-Scale Land-Cover Changes in Western Africa. Remote Sensing of Environment 61, 201-209.
- Faillat J. P., 1986a. Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure, hydrodynamique et hydrochimie (Afrique de l'Ouest). Thèse Université Languedoc (Montpellier), 534 p.
- Faillat J.P., Blavoux B., 1989. Caractères hydrochimiques des nappes des roches endogènes fissurées en zone tropicale humid : l'exemple de la Côte d'Ivoire. Journal of African Earth Sciences 9 (1), 31-40.
- Faillat J.P., 1990. Origine des nitrates dans les nappes de fissures de la zone tropicale humide-exemple de la Côte d'Ivoire. Journal of hydrology 113, 231-264.
- 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). Thèse de Doctorat à l'Institut de Recherche pour le Développement de Montpellier et à l'Université de Paris XI-Orsay, France, 352p.

- 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 rising water table in semiarid Niger from ^3H and ^{14}C modelling. *Groundwater* 40 (2), 144-151.
- Fontes J. Ch., 1983. Dating of groundwater. In: *Guidbook on nuclear techniques in Hydrology*, Tech. Rep. Ser. N°91, AIEA., Vienne, pp. 285-317.
- Frédoux A., 1994. Pollen analysis of a deep-sea core in the Gulf of Guinea: vegetation and climate changes during the last 225,000 years B.P. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 109, 317-330.
- Fritz B., et Tardy Y., 1973. Etude thermodynamique du système gibbsite, quartz, kaolinite, gaz carbonique. Application a la génèse des podzols et des bauxites. *Bulletin des Sciences Géologiques* 26 (4), 339-367.
- Gasse F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19, 189-211.
- Girard P., et Hillaire-Marcel C., 1996. Détermining the source of nitrate Pollution in the Niger discontinuous aquifers using the natural $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *Journal of Hydrology* 199, 239-251.
- Guérin-Villeaubreil G., 1962. Hydrogéologie en Côte d'Ivoire. Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières : BRGM 20, pp. 11-43.
- Guillaumet J.L. et Adjanohoun E., 1971. Milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Végétation de la Côte d'Ivoire. Mémoire ORSTOM N° 50, pp.163-391.
- Houssein I., Jalludin M., 1996. The salinity of Djibouti's aquifer. *Journal of African Earth Sciences* 22 (4), 409-414.
- Hsissou Y., Mudry J., Mania J., Bouchaou L., Chauve P., 1999. Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine de Souss (Maroc). *Académie des Sciences Paris* 328, 381-386.
- Institut National de la Statistique (INS)-Côte d'Ivoire (2003).
- Jahns S., Hüls M., Sarnthein M., 1998. Vegetation and climate history of west equatorial Africa based on a marine pollen record off Liberia (site GIK 16776) covering the last 400,000 years. *Review of Palaeobotany and Palynology* 102, 277-288.
- Jourda R.J.P., 1987. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Grand-Abidjan (Côte d'Ivoire). Thèse de 3^e cycle, Université de Grenoble I, Institut Dolomieu 1987, France, 317 p.
- Keeling C.D., 1961. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 24, 277-298.

- Kouamé K.F., 1999. Hydrogéologie des régions de montagne : apport des données de télédétection et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un système d'information hydrogéologique à référence spatiale des aquifères discontinus du secteur Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université de Cocody, 215p.
- Lasm T., 2000. Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle : Analyses statistiques et géostatistiques de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers, France, 274 p.
- Le Bourdieu P., 1958. VII Etude éburnéennes. Contribution à l'étude géomorphologique du bassin sédimentaire et des régions littorales de Côte d'Ivoire. pp.1-96.
- Le Gal La Salle C., Marlin C., Leduc C., Taupin J.D., Massault M., Favreau G., 2001. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (^3H , ^{14}C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. *Journal of Hydrology* 254, 145-156.
- Leneuf N., 1959. L'altération des granites calco-alcalins et des garnodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Doctorat ès Sciences Naturelles, Université de Paris, 210p.
- Leroux M., 1996. Dynamique du temps et du climat. 2^e édition, 368pp.
- Levin I., 2004. The tropospheric $^{14}\text{CO}_2$ level in mid-latitudes of the northern hemisphere (1959-2003). *Radiocarbon*, 46, 1261-1272.
- Lezine A-M., Cazet J-P., 2005. High-resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40,000 yr ago. *Quaternary Research* 64, 432-443.
- Liu W., Huang Y., An Z., Clemens S.C., Li L., Prell W.L., Ning Y., 2005. Summer monsoon intensity controls C4/C3 plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 220, 243-254.
- Loroux B.F.E., 1978. Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin sédimentaire côtier de Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat en Sciences. Université de Bordeaux I, France, 93p.
- Lucas S., 2003. Synthèse et comportement thermique (stabilité et frittage) de phosphates de terres rares cériques ou yttriques. Thèse de Doctorat à la faculté des Sciences et Techniques, Université de Limoges, France, 148p.
- Mariotti A., 1991. Le carbone ^{13}C en abondance naturelle, traceur de la dynamique de la matière organique des sols et de l'évolution des paléoenvironnements continentaux. *Cahiers Orstom, série Pédologie* 26 (4), 299-313.

- Masciopinto C., 2006. Simulation of coastal groundwater remediation: the case of Nardo fractured aquifer in southern Italy. *Environmental modelling & Software* 21, 85-97.
- Maunoury-Danger F., 2007. Etude de la signature isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) du CO_2 respiré et du cerne en relation avec le fonctionnement de l'arbre. Thèse de Doctorat en écologie, Université Paris XI, Orsay, France, 170p.
- Mook W.G., Dommerson J.C., Staverman W.H., 1974. Carbon isotope fractionation between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide. *Earth Planetary Science Letters* 22, 169-176.
- Mullen I.C., Wilkinson K.E., Cresswell R.G., Kellett J., 2006. Three dimensional mapping of salt stores in the Murray-Darling Basin, Australia 2. Calculating landscape salt loads from airborne electromagnetic and laboratory data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 30, 30-30.
- Njitchoua R., Sigha-Nkamdjou L., Dever L., Marlin C., Sighomnou D., Nia P., 1999. Variations of the stable isotopic compositions of rainfall events from the Cameroon rain forest, Central Africa. *Journal of Hydrology* 223, 17-26.
- Nydal R., and Lövsøth K., 1983. Tracing Bomb ^{14}C in the Atmosphere 1962-1980. *Journal of Geophysical Research* 88 (C6), 3621-3642.
- Oga Y.M-S., 1998. Ressources en eau souterraines dans la région du grand Abidjan (Côte d'Ivoire) : Approches hydrochimique et isotopique. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Paris-Sud, Orsay, France, 290p.
- Paces T., 1972. Chemical characteristics and equilibrium in natural water-felsic rock- CO_2 system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 36, 217-240.
- Park S-C., Yun S.T., Chae G.T., Yoo I.S., Shin K-S., Heo-C-H., Lee S-K., 2005. Regional hydrochemical study on salinization of coastal aquifers, western coastal area of South Korea. *Journal of Hydrology* 313, 182-194.
- Paturol J-E., Lubes H., Servat E., Delattre M.O., 1996. Etude de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de L'Ouest et Centrale non sahélienne. 12ème journée hydrogéologique de l'Orstom, Montpellier.
- Poorter L., Bongers F., Kouamé F.Y.N', Hawthorne W.D., 2004. Biodiversity of African Forests. An Ecological Atlas of Woody Plant Species. ECOSYN, Université de Cocody, Wageningen University, National Herbarium Nederland, pp. 5-14.
- Quarta G., D'Elia M., Rizzo G.A., Calcagnile L., 2005. Radiocarbon dilution effects induced by southern Italy. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 240, 458-462.
- Remenieras G., 1976. L'hydrologie de l'ingénieur. 2^e édition, Eyrolles, Paris.

- Roubault M., Fabries J., Touret J., Weisbrod A., 1963. Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. Edition Lamarre-Poinat, 365p.
- Saliege J.F., Fontes J.C., 1984. Essai de détermination expérimental du fractionnement isotopique ^{13}C et ^{14}C du carbon au cours de processus naturels. *Int. Journal of applied radiation and isotopes* 35 (1), 55-62.
- Saugier B., 1999. Rôle de la biosphere continentale dans le cycle du carbone. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes* 85 (6), 229-254.
- Saugier B., Robert M., 2003. Contribution des écosystèmes continentaux à la séquestration du carbone. *Comptes rendus de Géoscience* 335, 577-595.
- Seri Z.P., 1996. Programme national d'hydraulique villageoise : histoire, bilan et évolution. Ministère des infrastructures économiques, direction de l'eau, 68pp.
- Soro N., 1987. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Sud-est de la Côte d'Ivoire. Thèse de 3^e cycle, Université de Grenoble, France, p. 243.
- Soro N., 2002. Hydrochimie et Géochimie Isotopique des eaux souterraines du degré carré de Grand-Lahou et ses environs (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). Implication hydrologique et hydrogéologique. Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences, Université de Cocody-Abidjan, Côte d'Ivoire, p. 261.
- Staddon P.L., 2004. Carbon isotopes in functional soil ecology. *TRENDS in Ecology and Evolution* 19 (3), 148-154.
- Stuiver M., Braziunas T.F., Becker B., Kromer B., 1991. Climatic, Solar, Oceanic, and Geomagnetic Influences on Late-Glacial and Holocene Atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ Change. *Quaternary Research* 35, 1-24.
- Suess H., 1971. Climatic changes and the atmospheric radiocarbon. *Palaeogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 10, 199-202.
- Talbot M.R., Johannessen T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. *Earth and Planetary Science Letters* 110, 23-37.
- Tapsoba S.A., 1995. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Dabou (Sud de la Côte d'Ivoire) : hydrochimie, isotopie et indice de vieillissement des eaux souterraines. Thèse de Doctorat 3^e cycle en Science, Université de Cocody-Abidjan, Côte d'Ivoire, p. 200.
- Tastet J-P., 1979. Environnements sédimentaires et structuraux Quaternaires du littoral du golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences. Université de Bordeaux I, France.

- Trabelsi R., Zaïri R., Smida H., Dhia H.B., 2005. Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe nord du sahel de Sfax, Tunisie. *Comptes rendus Géoscience* 337, 515-524.
- Voortman R.L., 1998. Recent Historical Climate Change and its Effect on Land Use in the Eastern Part of West Africa. *Physics and Chemistry of the Earth* 23 (4), 385-391.
- Xun Z., Hua Z., Liang Z., Ye S., Xia Y., Rui L., Li Z., 2007. Some factors affecting TDS and pH values in groundwater Guangxi, China. *Environmental Geology* 53, 317-323.
- Yacé I., 2002. Initiation à la géologie. Edition CEDA-2^e trimestre, 183pp.
- Zongyu C., Jixiang Q., Jianming X., Jiaming X., Hao Y., Yunju N., 2003. Paleoclimatic interpretation of the past 30 ka from isotopic studies of the deep confined aquifer of the North China plain. *Applied Geochemistry* 18, 997-1009.
- Zuber A., Maloszewski P., 2001. Lumped parameter models. In *Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle. Principles and Applications. Vol. 6. Modelling*, Mook WG (ed.). Technical Document in Hydrology, UNESCO 39, UNESCO, Paris, 5-35.

Références-web

- web¹: <http://www.usgcrp.gov/usgcrp/ProgramElements/carbon.htm>
 -USGCRP: United States Change Research Program. Carbon cycle, chapter 7 from the Strategic Plan for the Climate Change Science Program (July 2003).
- web²: <http://www.ipcc.ch>
 -Groupe intergouvernemental d'étude du climat (GIEC) : changements climatiques 2007, rapport de synthèse.
- web³: <http://dw.iwmi.org/dataplatform/clickandplot.aspx>
 -Données de précipitation et de température : Sud de la Côte d'Ivoire.
- web⁴: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/cahiers/PTP/18307.PDF
 -Les sols du bassin sédimentaire de côte d'Ivoire. Documentation IRD.
- web⁵: http://www.jardinpress.com/fotos_articles/article05.pdf
 -"Les arbres les plus vieux du monde" Californie.
- web⁶: http://www.futura-sciences.com/fr/sinformer/actualites/news/t/botanique-1/d/le-doyen-des-arbres-un-epicea-vieux-de-pres-de-8000-ans_15254/
 -Futura-Sciences : Le doyen des arbres découvert en Suède en avril 2008.

Annexes

Annexe I : Tableau 1a. Données de pompage d'essai à M'Brago 2 et à Ebokoffi

M'Brago 2					Ebokoffi				
t (h)	t (mn)	Niveau dynamique (m)	Rabattement (s)	Débit (Q m ³ /h)	t (h)	t (mn)	Niveau dynamique (m)	Rabattement (s)	Débit (Q m ³ /h)
16h25	0	2,95	0,00	0,62	15h25	0	23,92	0,00	0,40
	3	4,80	1,85			3	26,32	2,40	
	5	6,66	3,71			5	28,67	4,75	
	10	8,98	6,03			10	30,44	6,52	
	15	10,26	7,31			15	32,66	8,74	
	20	11,04	8,09			20	33,28	9,36	
	30	11,81	8,86			30	34,45	10,53	
	40	12,40	9,45			40	35,12	11,20	
	60	13,26	10,31			60	35,57	11,65	
	80	13,68	10,73			80	35,95	12,03	
	100	13,77	10,82	100	36,27	12,35			
	120	13,77	10,82	0,91	120	36,55	12,63	0,25	
	125	17,22	14,27		125	36,74	12,82		
	130	18,59	15,64		130	36,92	13,00		
	140	19,95	17,00		140	37,13	13,21		
	150	20,55	17,60		150	37,32	13,40		
	160	20,77	17,82		160	37,48	13,56		
	180	21,05	18,10		180	37,62	13,70		
	190	21,17	18,22		190	37,75	13,83		
	200	21,27	18,32		200	37,87	13,95		
210	21,34	18,39	210		37,98	14,06			
220	21,42	18,47	220	38,08	14,16				
230	21,44	18,49	230	38,18	14,26				
20h25	240	21,44	18,49	19h25	240	38,27	14,35		
Interruption				Interruption					
		Remontée				Remontée			
22hh05	240	29,31	26,36	19h25	240	38,27	14,35		
	245	17,55	14,60		245	35,80	11,88		
	250	15,78	12,83		250	35,10	11,18		
	260	12,83	9,88		260	33,89	9,97		
	270	10,97	8,02		270	32,89	8,97		
	280	9,74	6,79		280	32,02	8,10		
	300	7,29	4,34		300	30,91	6,99		

Tableau 1b. Données de pompage d'essai à Abbe Begnini et à Agnimambo

Abbe Begnini					Agnimambo				
t (h)	t (mn)	Niveau dynamique (m)	Rabattement (s)	Débit (Q m ³ /h)	t (h)	t (mn)	Niveau dynamique (m)	Rabattement (s)	Débit (Q m ³ /h)
6h40	0	11,87	0,00	0,80	13h30	0	17,36	0,00	2,50
	3	11,95	0,08			3	22,56	5,20	
	5	11,97	0,10			5	24,09	6,73	
	10	12,00	0,13			10	25,74	8,38	
	15	12,02	0,15			15	27,89	10,53	
	20	12,04	0,17			20	28,14	10,78	
	30	12,07	0,20			30	28,27	10,91	
	40	12,09	0,22			40	28,38	11,02	
	60	12,11	0,24			60	28,47	11,11	
	80	12,13	0,26			80	28,53	11,17	
	100	12,15	0,28			100	28,58	11,22	
	120	12,15	0,28			120	28,62	11,26	
	125	12,29	0,42	2,00		125	28,64	11,28	
	130	12,33	0,46			130	28,66	11,30	
	140	12,38	0,51			140	28,70	11,34	
	150	12,41	0,54			150	28,73	11,37	
	160	12,44	0,57			160	28,75	11,39	
	180	12,46	0,59			180	28,77	11,41	
	190	14,38	2,51	13,50		190	28,78	11,42	
	200	15,05	3,18			200	28,79	11,43	
	210	15,54	3,67			210	28,80	11,44	
	220	15,82	3,95			220	28,81	11,45	
	230	16,10	4,23			230	28,81	11,45	
10h40	240	16,28	4,41	17h30	240	28,81	11,45		
Interruption				Interruption					
		Remontée				Remontée			
10h40	240	16,28	4,41	17h30	240	28,81	11,45		
	245	14,60	2,73		245	26,98	9,62		
	250	14,07	2,20		250	25,75	8,39		
	260	13,48	1,61		260	25,25	7,89		
	270	13,13	1,26		270	24,48	7,12		
	280	12,89	1,02		280	23,80	6,44		
	300	12,60	0,73		300	23,00	5,64		

Tableau 1c. Données de pompage d'essai à Attinguié et à Abiéhou

Attinguié					Abiéhou				
t (h)	t (mn)	Niveau dynamique (m)	Rabatement (s)	Débit (Q m ³ /h)	t (h)	t (mn)	Niveau dynamique (m)	Rabatement (s)	Débit (Q m ³ /h)
9h10	0	24,86	0,00	1,43	6h45	0	7,77	0,00	2,40
	3	27,10	2,24			3	8,81	1,04	
	5	27,10	2,24			5	9,77	2,00	
	10	27,10	2,24			10	10,32	2,55	
	15	27,10	2,24			15	10,66	2,89	
	20	27,10	2,24			20	10,92	3,15	
	30	27,10	2,24			30	11,24	3,47	
	40	31,32	6,46			40	11,49	3,72	
	60	31,52	6,66			60	11,73	3,96	
	80	31,64	6,78			80	11,76	3,99	
	100	31,69	6,83	3,44		100	15,79	8,02	4,66
	120	31,69	6,83			120	16,58	8,81	
	125	35,71	10,85			125	16,72	8,95	
	130	36,32	11,46			130	16,83	9,06	
	140	36,51	11,65			140	17,04	9,27	
	150	36,58	11,72			150	17,20	9,43	
	160	36,62	11,76			160	17,28	9,51	
	180	36,62	11,76			180	17,32	9,55	
	190	39,72	14,86			190	17,32	9,55	
	200	39,93	15,07			200	21,50	13,73	
210	40,00	15,14	210	23,16	15,39				
220	40,00	15,14	220	24,04	16,27				
230	40,00	15,14	230	24,75	16,98				
13h10	240	40,00	15,14	10h45	240	25,24	17,47		
Interruption		Remontée			250	25,62	17,85		
			260		25,92	18,15			
13h10	240		40,00		15,14	270	26,17	18,40	
	245		37,56		12,70	280	26,38	18,61	
	250		36,16		11,30	290	26,48	18,71	
	260		33,33		8,47	300	26,53	18,76	
	270		30,34		5,48	310	26,56	18,79	
	280		27,44		2,58	12h10	325	26,58	18,81
	300		25,45		0,59		Interruption		
					12h10	Remontée			
				325		26,58	18,81		
				330		16,67	8,90		
				335		14,88	7,11		
				345		12,95	5,18		
				355		11,83	4,06		
				365		11,13	3,36		
				385		10,24	2,47		

Tableau 2. Tableau de données de précipitations et de températures (1937 à 2005)

ANNEE	MOIS																							
	JAN		FEV		MARS		AVRIL		MAI		JUIN		JUIL		AOOUT		SEPT		OCT		NOV		DEC	
	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C	P (mm)	T °C
1937	43	26	55	28	37	28	100	28	99	28	340	26	98	25	24	24	145	24	210	26	140	27	53	27
1938	69	26	44	27	125	27	135	26	310	26	350	25	111	25	45	23	143	25	162	25	306	26	79	26
1939	39	26	61	26	84	27	127	27	257	27	399	26	234	25	45	24	17	24	47	25	114	26	129	26
1940	13	27	52	27	140	28	98	28	415	27	355	26	68	25	57	24	68	25	128	26	101	27	10	26
1941	51	27	20	28	63	28	207	28	241	27	222	26	187	25	21	25	118	26	297	27	182	27	35	27
1942	53	26	68	28	103	28	85	28	326	27	254	26	13	25	11	24	58	26	207	26	166	27	78	26
1943	22	26	41	27	147	27	189	27	343	26	305	26	161	24	18	24	79	25	268	26	243	26	52	26
1944	51	26	60	27	114	27	115	28	144	28	584	26	163	25	41	25	92	25	141	27	59	27	73	27
1945	38	27	29	27	114	28	149	27	254	27	290	26	76	25	17	25	95	26	205	26	127	27	18	27
1946	44	27	9	28	110	28	80	28	440	27	292	25	11	25	5	24	92	25	235	26	131	27	54	26
1947	41	26	77	28	92	28	106	27	309	27	345	26	218	25	70	25	145	25	139	26	97	26	72	26
1948	0	26	32	27	94	28	181	27	264	26	336	25	55	25	11	25	47	25	149	26	117	26	26	27
1949	0	27	30	27	92	28	50	27	229	27	403	26	197	25	47	25	205	26	305	26	207	26	46	27
1950	79	27	69	27	112	28	212	27	193	27	550	25	111	25	37	24	85	25	251	25	90	26	69	26
1951	22	27	90	26	103	27	72	28	329	27	485	26	318	25	65	24	149	26	309	26	251	27	6	27
1952	20	27	103	27	138	28	172	28	198	27	452	26	238	25	42	24	208	26	289	26	163	27	69	27
1953	14	27	43	27	135	28	178	28	238	27	419	26	323	25	26	24	96	26	230	27	59	27	101	27
1954	62	27	100	27	126	27	329	27	262	27	405	26	82	24	17	24	71	25	303	26	224	27	67	27
1955	61	26	72	27	110	27	210	27	483	26	716	26	141	25	28	24	146	25	221	26	118	26	69	26
1956	8	26	28	27	210	27	134	27	354	26	330	25	241	24	39	23	61	25	128	26	124	27	63	26
1957	26	25	56	27	85	27	153	27	285	27	338	26	142	25	42	24	78	25	196	26	121	27	67	27
1958	72	28	24	27	61	28	126	27	227	27	239	25	5	24	22	24	49	25	143	27	108	27	55	27
1959	48	27	70	28	164	28	193	28	379	27	511	26	181	25	4	24	174	25	204	26	120	27	93	26
1960	82	27	45	28	141	27	262	27	209	28	686	26	29	25	36	24	91	25	173	26	118	27	136	27
1961	25	27	27	28	132	28	151	27	274	28	356	26	280	24	8	24	68	24	169	26	195	27	27	27
1962	8	27	15	28	151	28	159	28	194	27	650	26	148	25	51	23	69	25	221	26	222	26	20	26

Suite 1 du tableau 2

1963	25	27	78	27	124	27	135	27	187	27	355	26	400	26	83	25	170	26	227	26	88	27	57	27
1964	49	26	33	28	132	28	166	27	218	26	555	26	72	25	35	24	65	24	49	25	103	26	193	26
1965	8	26	65	27	86	27	187	27	202	27	351	26	118	24	34	25	74	25	125	26	59	27	27	27
1966	11	27	68	28	144	28	159	27	201	27	389	26	274	26	40	24	97	25	98	27	85	27	35	27
1967	0	26	110	28	105	28	121	27	259	27	448	26	194	25	16	24	52	25	33	26	130	27	114	27
1968	50	26	135	27	57	27	133	27	216	27	559	26	245	26	144	25	153	26	232	26	150	27	93	27
1969	1	27	47	28	124	28	124	28	151	28	494	26	139	25	17	25	21	25	201	26	241	27	35	27
1970	28	27	17	28	92	28	139	28	472	27	287	27	97	25	23	25	67	25	142	26	98	26	13	27
1971	20	26	22	27	150	27	121	27	149	27	226	25	165	25	32	23	57	24	77	26	52	26	30	26
1972	38	26	72	27	140	27	144	27	228	26	379	25	101	25	23	24	30	25	196	26	60	27	111	27
1973	0	27	41	28	63	28	197	27	126	27	287	26	46	25	68	24	194	25	117	26	106	27	41	26
1974	12	26	95	27	187	27	70	27	288	27	327	26	140	25	18	24	106	24	150	25	104	26	32	26
1975	0	26	94	27	128	28	134	27	226	26	139	26	260	25	18	23	99	23	97	25	102	26	58	26
1976	29	26	116	27	74	27	238	27	464	26	571	25	102	24	11	23	12	24	54	25	150	26	10	26
1977	2	26	21	27	130	28	104	28	141	27	344	25	46	24	50	24	134	25	111	26	113	27	12	26
1978	5	27	52	27	94	27	239	27	273	27	382	25	38	24	10	24	42	24	102	26	58	26	30	27
1979	14	27	69	27	18	28	191	28	332	26	588	26	208	25	14	24	106	25	207	26	140	27	46	26
1980	20	27	58	27	70	27	37	28	207	26	242	26	70	24	63	24	85	25	90	26	79	26	66	26
1981	3	26	38	27	93	28	160	28	333	26	391	26	242	24	59	24	126	25	166	26	37	27	29	27
1982	20	26	96	28	111	28	145	27	286	27	383	26	116	24	17	23	8	25	162	26	132	27	15	26
1983	0	25	31	28	49	29	115	28	307	27	415	26	21	25	5	24	28	25	76	27	73	27	95	27
1984	48	27	52	28	176	28	108	28	271	27	316	26	284	25	68	25	82	25	330	26	22	27	22	26
1985	53	26	90	27	110	27	80	28	150	27	344	26	177	25	81	24	78	24	160	26	137	27	2	26
1986	0	26	23	28	120	27	105	28	222	27	178	26	91	24	34	24	140	25	154	25	86	27	2	26
1987	23	27	49	27	65	28	93	28	194	28	408	26	72	26	131	26	291	26	144	27	75	28	21	27
1988	22	27	10	29	100	28	127	28	277	28	326	26	103	25	26	25	157	25	108	26	139	27	37	26
1989	17	26	15	28	111	27	189	28	95	27	485	26	215	25	45	24	142	24	186	26	52	28	19	27
1990	25	26	29	27	32	29	113	28	154	27	333	26	22	25	20	24	55	25	182	26	200	27	194	27
1991	32	27	52	28	64	28	192	27	269	27	146	27	140	25	64	24	27	25	145	26	105	27	6	27
1992	9	27	47	28	62	28	148	27	299	27	119	26	68	24	0	24	79	25	188	26	88	26	37	27
1993	14	26	82	27	139	27	152	28	263	27	299	26	38	25	22	24	105	25	239	27	90	27	65	27
1994	34	27	51	28	80	28	136	28	204	27	262	26	63	25	24	24	50	25	339	26	135	27	7	27
1995	12	27	3	28	152	28	128	28	258	28	385	27	69	26	35	25	72	25	131	26	62	27	85	27

Suite 2 du tableau 2

1996	9	27	60	28	63	28	152	28	233	28	352	27	248	25	73	25	26	25	75	26	73	27	39	27
1997	23	27	14	28	105	28	128	27	250	27	333	26	92	25	17	24	46	26	214	27	76	27	68	27
1998	45	27	6	29	68	29	147	29	212	28	286	27	77	25	19	24	40	25	207	27	198	27	45	27
1999	52	27	56	27	40	28	190	28	132	27	463	27	150	25	53	24	62	24	206	26	92	27	47	26
2000	18	27	33	27	150	29	210	27	227	27	329	26	116	25	78	24	85	25	51	26	136	27	23	27
2001	20	27	42	27	88	28	305	28	235	27	366	26	66	25	40	24	98	25	181	26	194	27	41	27
2002	31	27	35	27	123	28	84	28	229	28	285	26	174	25	39	24	55	25	190	27	113	27	31	27
2003	26	27	38	28	101	28	130	28	229	28	346	26	1	25	3	24	29	26	164	28	77	29	115	28
2004	21	29	29	30	68	30	127	29	241	27	227	26	17	25	12	24	172	26	208	26	116	27	50	28
2005	0	27	14	30	94	30	172	29	248	28	513	26	7	25	7	25	61	26	299	27	191	28	31	29
Minimum	0	25	3	26	18	27	37	26	95	26	119	25	1	24	0	23	8	23	33	25	22	26	2	26
Maximum	82	29	135	30	210	30	329	29	483	28	716	27	400	26	144	26	291	26	339	28	306	29	194	29

Tableau 3. Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et chimiques de la nappe du CT

	Dist/mer	T°	CE	pH	TAC	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	MT
Dist/mer	1													
T°	-0,517	1												
CE	0,071	0,366	1											
pH	-0,216	0,196	0,340	1										
TAC	0,119	0,194	0,536	0,420	1									
Cl⁻	0,229	0,240	0,652	0,280	0,368	1								
NO₃⁻	0,317	0,122	0,193	-0,265	-0,157	0,626	1							
SO₄²⁻	0,135	0,188	0,667	0,451	0,513	0,881	0,276	1						
HCO₃⁻	0,024	0,197	0,701	0,767	0,657	0,579	-0,132	0,807	1					
Na⁺	0,194	0,207	0,271	-0,123	-0,039	0,680	0,938	0,334	-0,035	1				
K⁺	0,106	0,209	0,794	0,512	0,595	0,830	0,194	0,921	0,853	0,274	1			
Mg²⁺	0,434	-0,048	0,138	-0,088	0,022	0,538	0,620	0,419	0,126	0,508	0,175	1		
Ca²⁺	0,381	0,127	0,141	-0,059	-0,097	0,576	0,842	0,327	0,049	0,784	0,175	0,607	1	
MT	0,259	0,235	0,669	0,296	0,362	0,969	0,691	0,857	0,600	0,727	0,820	0,556	0,659	1

Tableau 4. Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques et chimiques de la nappe du socle

	Dist/mer	T°	CE	pH	TAC	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	MT
Dist/mer	1													
T°	-0,056	1												
CE	-0,311	-0,015	1											
pH	0,359	-0,079	0,478	1										
TAC	0,047	-0,255	0,750	0,828	1									
Cl⁻	0,126	0,530	0,140	-0,074	-0,230	1								
NO₃⁻	-0,069	0,499	-0,093	-0,121	-0,367	0,559	1							
SO₄²⁻	-0,574	0,077	0,727	0,204	0,501	0,123	-0,209	1						
HCO₃⁻	0,047	-0,255	0,750	0,828	0,999	-0,230	-0,367	0,501	1					
Na⁺	-0,036	-0,141	0,368	0,241	0,272	0,196	0,227	0,272	0,272	1				
K⁺	-0,520	-0,107	0,364	0,034	0,224	-0,114	-0,079	0,403	0,224	0,358	1			
Mg²⁺	-0,333	-0,134	0,806	0,517	0,747	0,048	-0,131	0,749	0,747	0,418	0,459	1		
Ca²⁺	0,017	-0,290	0,729	0,669	0,905	-0,234	-0,387	0,458	0,905	0,129	0,037	0,559	1	
MT	-0,036	-0,198	0,826	0,796	0,983	-0,113	-0,251	0,588	0,983	0,370	0,268	0,805	0,899	1

Tableau 5. Valeurs propres (nappe du socle)

	F1		F2		F3		F4	
	CT	Socle	CT	Socle	CT	Socle	CT	Socle
Valeurs propres	6,393	6,544	3,429	2,412	1,541	1,892	0,743	1,104
% Variance	45,668	46,742	24,493	17,228	11,006	13,514	5,305	7,886
% Variance exprimée cumulée	45,668	46,742	70,161	63,971	81,167	77,484	86,472	85,370

Tableau 6. Vecteurs propres (nappe du socle)

	F1		F2		F3		F4	
	CT	Socle	CT	Socle	CT	Socle	CT	Socle
Dist/mer	-0,0986	0,0556	0,2161	0,3954	0,6275	-0,4806	-0,2114	-0,1978
T°	-0,1111	0,0994	-0,1064	-0,3394	-0,6651	-0,3381	-0,1814	0,4399
CE	-0,2949	-0,3351	-0,1858	-0,2170	-0,0611	-0,0372	-0,4313	0,1209
pH	-0,1542	-0,2876	-0,3506	0,1784	-0,0287	-0,3377	0,6423	-0,0742
TAC	-0,1936	-0,3773	-0,2979	0,1299	0,1606	-0,0822	-0,3981	0,0252
Cl ⁻	-0,3803	0,0620	0,0542	-0,3896	-0,0222	-0,4473	0,0006	0,0508
NO ₃ ⁻	-0,2269	0,1313	0,4185	-0,3710	-0,1414	-0,3649	-0,0471	-0,1805
SO ₄ ²⁻	-0,3559	-0,2623	-0,1321	-0,3244	0,0844	0,1742	0,0915	0,2750
HCO ₃ ⁻	-0,2798	-0,3773	-0,3447	0,1299	0,1220	-0,0822	0,1965	0,0252
Na ⁺	-0,2486	-0,1480	0,3472	-0,2416	-0,2228	-0,1064	-0,0471	-0,7079
K ⁺	-0,3435	-0,1417	-0,2149	-0,2911	0,0640	0,3662	-0,0918	-0,3175
Mg ²⁺	-0,2114	-0,3340	0,2827	-0,2125	0,1798	0,0448	0,2290	-0,0319
Ca ²⁺	-0,2308	-0,3408	0,3590	0,1789	-0,0673	-0,0618	0,2284	0,1797
MT	-0,3885	-0,3845	0,0768	0,0284	-0,0241	-0,1042	0,0290	0,0026

Tableau 7. Vecteurs saturations (nappe du socle)

	Fact.1		Fact.2		Fact.3		Fact.4	
	CT	Socle	CT	Socle	CT	Socle	CT	Socle
Dist/mer	-0,2494	0,1422	0,4001	0,6140	0,7789	-0,6611	-0,1822	-0,2078
T°	-0,2810	0,2543	-0,1970	-0,5272	-0,8255	-0,4651	-0,1563	0,4622
CE	-0,7456	-0,8572	-0,3441	-0,3371	-0,0758	-0,0512	-0,3717	0,1271
pH	-0,3900	-0,7356	-0,6493	0,2770	-0,0356	-0,4646	0,5535	-0,0779
TAC	-0,4896	-0,9651	-0,5517	0,2017	0,1994	-0,1131	-0,3431	0,0265
Cl ⁻	-0,9616	0,1585	0,1004	-0,6051	-0,0275	-0,6153	0,0005	0,0534
NO ₃ ⁻	-0,5737	0,3360	0,7749	-0,5762	-0,1755	-0,5019	-0,0406	-0,1896
SO ₄ ²⁻	-0,8998	-0,6710	-0,2445	-0,5038	0,1048	0,2396	0,0789	0,2889
HCO ₃ ⁻	-0,7075	-0,9651	-0,6383	0,2017	0,1514	-0,1131	0,1693	0,0265
Na ⁺	-0,6287	-0,3785	0,6430	-0,3753	-0,2765	-0,1463	-0,0406	-0,7438
K ⁺	-0,8685	-0,3626	-0,3980	-0,4520	0,0795	0,5037	-0,0791	-0,3336
Mg ²⁺	-0,5345	-0,8544	0,5235	-0,3301	0,2231	0,0616	0,1974	-0,0335
Ca ²⁺	-0,5836	-0,8717	0,6648	0,2779	-0,0835	-0,0850	0,1968	0,1888
MT	-0,9823	-0,9836	0,1421	0,0441	-0,0299	-0,1433	0,0250	0,0027

Tableau 8. Indices de déséquilibre (I) des minéraux

Code	Site	A	N° de Site	albite/ Kaolinite	Microcline/ Kaolinite	Muscovite/ Kaolinite	Anorthite/ Kaolinite	Kaolinite/ Gibbsite	Ca-montmorillonite/ Kaolinite
CISE-09-05	Lopou	CT	6	-7,11	–	–	-12,00	0,66	-1,52
CISE-08-05	Cosrou	CT	7	-6,07	-2,58	-3,19	-10,00	0,30	-1,43
CISE-08-05	Opoyounem	CT	8	-7,20	–	–	-12,70	0,61	-1,68
CISE-08-05	Mopoyem	CT	9	-6,07	-4,16	-4,93	-10,21	0,49	-1,34
CISE-08-05	Agbaille	CT	10	-7,20	–	–	-12,18	0,56	-1,62
CISE-08-05	Kaka	CT	11	-6,74	-4,71	-5,79	-12,70	0,78	-1,56
CISE-08-06	Domolon	CT	24	-7,40	-5,08	-6,01	-12,89	0,65	-1,68
CISE-08-06	Montézo	CT	25	-7,20	-5,01	-5,87	-12,91	0,60	-1,72
CISE-09-05	Brofodoumé	CT	26	-6,61	-4,70	-5,51	-10,40	0,52	-1,35
CISE-08-05	Nieky-Bonjour	CT	27	-7,38	-6,05	-6,87	-12,68	0,54	-1,72
CISE-08-05	Songon Agban	CT	28	-7,38	-6,04	-6,85	-12,76	0,54	-1,73
CISE-09-05	Dabou	CT	29	-7,29	–	–	-13,32	0,76	-1,68
CISE-08-05	Anyama Adjamé	CT	30	-7,46	-5,67	-6,49	-12,95	0,54	-1,76
CISE-08-05	Irho Lamé	CT	31	-7,40	-6,00	-6,87	-12,97	0,59	-1,73
CISE-09-05	Krindjabo	CT	37	-6,76	-4,46	-5,19	-11,78	0,42	-1,65
CISE-09-05	Epiénou	CT	39	-7,51	–	–	-12,47	0,29	-1,85
CISE-09-05	Amanikro	CT	40	-7,14	-5,26	-6,22	-12,49	0,69	-1,59
CISE-08-06	Palmici	CT	41	-7,67	-5,84	-6,93	-13,62	0,84	-1,67
CISE-08-06	Mouyassué	CT	42	-7,61	-6,33	-7,08	–	0,49	–
CISE-08-06	Dohouan	CT	43	-7,14	-5,44	-6,10	-11,56	0,37	-1,65
CISE-08-06	Nouamou	CT	44	-6,95	-5,84	-6,60	-12,09	0,48	-1,66
CISE-08-06	Elokobabo	CT	45	-7,22	-5,48	-6,23	-11,86	0,41	-1,67
CISE-08-06	Malamalakro	CT	46	-7,13	-6,40	-7,26	-12,36	0,58	-1,64
CISE-08-06	Gaoussoukro	CT	47	-6,83	-4,53	-5,30	-11,74	0,50	-1,59
CISE-09-05	Babadougou	CT	48	-7,25	-5,67	-6,59	-13,05	0,75	-1,64
CISE-09-05	Sodepalm2	CT	49	-7,19	–	–	-12,67	0,62	-1,66
CISE-09-05	Allohouré	CT	50	-7,30	–	–	-12,20	0,40	-1,73
CISE-09-05	Bondoukou	CT	51	-7,06	-6,00	-6,55	-12,45	0,26	-1,87
CISE-09-05	Béniakré	CT	52	-6,32	-4,33	-5,40	-11,73	0,80	-1,38
CISE-09-05	Wéhou	CT	53	-7,46	-5,47	-6,17	-12,77	0,59	-1,70
CISE-09-05	Badasso	S	1	-3,29	-2,05	-4,46	-8,40	2,17	0,08
CISE-09-05	Sahuyé	S	2	-2,86	-1,62	-4,35	-7,84	2,43	0,35
CISE-09-05	Abiehou	S	3	-3,97	-1,94	-4,35	-9,78	2,12	-0,18
CISE-09-05	Abbe Bégnini2	S	13	-3,07	-2,19	-4,67	-7,27	2,23	0,31
CISE-09-05	Abbe Bégnini1	S	13	-3,74	-2,78	-5,15	-8,68	2,11	-0,01
CISE-08-05	Tomasset	S	15	-3,26	-2,27	-4,93	-8,64	2,40	0,20
CISE-09-05	Adakié	S	16	-4,54	-3,42	-5,19	-8,85	1,47	-0,46
CISE-09-05	M'Brago2	S	17	-3,93	-2,35	-4,59	-8,94	1,95	-0,16
CISE-09-05	Attiékoua	S	18	-2,83	-1,52	-4,01	-6,74	2,21	0,39
CISE-08-06	Abrotchi	S	20	-2,81	-0,89	-3,59	-7,54	2,41	0,38
CISE-08-06	Danguira	S	21	-3,50	-2,45	-3,88	-7,03	1,11	-0,40
CISE-08-06	Yapokoi	S	22	-0,89	-0,17	-2,54	-2,54	2,10	1,01
CISE-08-06	Kodioussou	S	23	-1,21	-0,41	-3,00	-4,02	2,34	0,92
CISE-09-05	Ebokoffi	S	32	-2,63	-1,04	-3,65	-6,35	2,36	0,55
CISE-09-05	Bakro	S	33	-5,13	-3,89	-5,44	-9,48	1,27	-0,70
CISE-09-05	Koffi Kokorékro	S	34	-3,49	-1,75	-4,26	-7,65	2,24	0,25
CISE-09-05	Affienou	S	35	-3,36	-3,11	-5,40	-7,20	2,04	0,19
CISE-08-05	Agnimambo	S*	4	-2,42	-0,64	-3,44	-7,13	2,54	0,54
CISE-08-05	Kodokodji	S*	5	-2,61	-0,44	-2,92	-6,86	2,23	0,38
CISE-09-05	Ahoue	S*	14	-3,11	-1,49	-3,42	-6,88	1,66	0,00
CISE-08-06	Attinguié	S*	19	-2,68	-0,91	-3,04	-6,09	1,87	0,27
CISE-09-05	Kodiakro	S*	36	-2,58	-0,51	-2,67	-4,86	1,85	0,46
CISE-09-05	Ehia	S*	38	-2,38	-0,90	-3,52	-6,63	2,35	0,50

S* = Socle sous couverture du CT

A = Aquifère

Tableau 9. Intensités des principaux pics des minéraux essentiels et accessoires identifiés par DRX

Roche	Minéral	Paramètres caractéristiques	Principaux pics							
			Tables: données de référence				Résultats d'analyse			
METAARENITES (GUESSIGUIE)	Plagioclases (Oligoclase)	I/1	100	80	80	60	100	80	80	60
		d	3,18	4,03	3,20	6,38	3,19	4,03	3,21	6,38
	Chlorites (Thuringite)	I/1	100	90	60	90	100	90	60	90
		d	7,07	14,10	3,54	14,10	7,07	nd	3,54	nd
	Micas noirs (Biotite)	I/1	100	100	80	100	100	100	80	100
		d	10,10	3,37	2,66	10,10	nd	3,37	2,64	nd
	Epidotes	I/1	100	100	70	10	100	100	70	10
		d	2,90	2,68	2,69	8,04	2,90	2,68	nd	nd
	Pyroxènes (Diopside)	I/1	100	40	30	2	100	40	30	2
		d	2,99	2,53	2,89	4,69	2,99	2,53	2,89	nd
	Amphibole (Mésolite)	I/1	100	70	65	60	100	70	65	60
		d	2,89	2,87	5,90	6,60	2,89	2,86	5,90	nd
	Quartz	I/1	100	35	17	35	100	35	17	35
		d	3,34	4,26	1,82	4,26	3,34	4,25	1,82	4,25
METASILTSTONES (ATTIEKOVA)	Plagioclase (Albite)	I/1	100	100	83	68	100	100	83	68
		d	4,03	3,18	3,20	3,21	4,02	3,19	3,19	3,21
	Chlorite (Thuringite)	I/1	100	90	60	90	100	90	60	90
		d	7,07	14,10	3,54	14,10	7,06	nd	3,53	nd
	Epidotes	I/1	100	100	70	10	100	100	70	10
		d	2,90	2,68	2,69	8,04	2,90	2,68	nd	nd
	Quartz	I/1	100	35	17	35	100	35	17	35
		d	3,34	4,26	1,82	4,26	3,34	4,25	1,82	4,25

Suite 1 du tableau 9

GNEISS (NIANDA)	Plagioclases (Oligoclase)	I/I1	100	80	80	60	100	80	80	60
		d	3,18	4,03	3,20	6,38	3,18	4,02	3,20	6,37
	Chlorite (Thuringite)	I/I1	100	90	60	90	100	90	60	90
		d	7,07	14,10	3,54	14,10	7,07	nd	3,54	nd
	Epidotes	I/I1	100	100	70	10	100	100	70	10
		d	2,90	2,68	2,69	8,04	2,89	2,68	2,68	nd
	Amphiboles (Trémolite)	I/I1	100	100	90	16	100	100	90	16
		d	8,38	3,12	2,71	8,98	8,38	3,11	2,71	nd
	Quartz	I/I1	100	35	17	35	100	35	17	35
		d	3,34	4,26	1,82	4,26	3,34	4,25	1,82	4,25
METAMONZOGRAHITE/METAGRANITE (ABIEHOU)	Plagioclases (Oligoclase)	I/I1	100	80	80	60	100	80	80	60
		d	3,18	4,03	3,20	6,38	3,19	4,03	3,21	6,38
	Orthoclases (Orthose)	I/I1	100	80	70	6	100	80	70	6
		d	3,31	3,77	4,22	6,62	3,31	3,77	4,22	nd
	Orthoclases (Microcline inter)	I/I1	100	96	58	53	100	96	58	53
		d	3,29	3,24	4,23	3,33	3,29	3,24	4,22	3,33
	Micas noirs (Phlogopite)	I/I1	100	70	30	70	100	70	30	70
		d	3,32	9,96	2,00	9,96	3,32	nd	2,00	nd
	Micas blancs (Muscovite)	I/I1	100	90	90	90	100	90	90	90
		d	2,57	9,97	3,34	9,97	2,57	nd	3,34	nd
	Quartz	I/I1	100	35	17	35	100	35	17	35
		d	3,34	4,26	1,82	4,26	3,34	4,25	1,82	4,25

Suite 2 du tableau 9

METADIORITE (BAKRO)	Plagioclases (Oligoclase)	I/I1	100	80	80	60	100	80	80	60
		d	3,18	4,03	3,20	6,38	3,19	4,03	3,21	6,38
	Plagioclases (Bytownite)	I/I1	100	93	85	82	100	93	85	82
		d	3,20	3,21	3,18	4,04	3,19	3,21	nd	4,03
	Chlorites (Thuringite)	I/I1	100	90	60	90	100	90	60	90
		d	7,07	14,10	3,54	14,10	7,07	nd	3,54	nd
	Titanite (sphène)	I/I1	100	90	90	10	100	90	90	10
		d	2,66	3,27	3,02	5,11	2,66	3,27	nd	5,09
	Epidotes	I/I1	100	100	70	10	100	100	70	10
		d	2,90	2,68	2,69	8,04	2,90	2,68	nd	8,03
	Hydroxylapaptite	I/I1	100	75	50	8	100	75	50	8
		d	2,83	2,73	1,84	8,24	2,83	2,73	1,84	nd
	Amphiboles (Edenite)	I/I2	100	80	40	10	100	80	40	10
		d	3,12	8,43	3,27	9,01	3,12	8,42	3,27	nd
	Amphiboles (Actinote)	I/I1	100	100	80	60	100	100	80	60
		d	2,72	2,54	3,40	9,12	2,72	2,54	3,39	nd
Pyrite	I/I1	100	85	65	35	100	85	65	35	
	d	1,63	2,71	2,42	3,13	1,63	2,71	nd	3,13	
Quartz	I/I1	100	35	17	35	100	35	17	35	
	d	3,34	4,26	1,82	4,26	3,34	4,25	1,82	4,25	
METAGRANODIORITE (ABOISSO)	Plagioclases (Albite)	I/I1	100	100	83	68	100	100	83	68
		d	4,03	3,18	3,20	3,21	4,03	3,18	nd	3,21
	Plagioclases (Labrador)	I/I1	100	90	80	40	100	90	80	40
		d	3,20	3,18	4,04	6,48	3,21	3,18	4,04	6,48
	Chlorites (Thuringite)	I/I1	100	90	60	90	100	90	60	90
		d	7,07	14,10	3,54	14,10	7,07	nd	3,54	nd

Suite 3 du tableau 9

METAGRANODIORITE (ABOISSO)	Orthoclases (Microcline inter)	I/I1	100	96	58	53	100	96	58	53
		d	3,29	3,24	4,23	3,33	3,28	3,24	4,22	3,34
	Epidotes	I/I1	100	100	70	10	100	100	70	10
		d	2,90	2,68	2,69	8,04	2,90	2,68	nd	8,02
METAGRANODIORITE (ABOISSO)	Amphiboles (Edenite)	I/I2	100	80	40	10	100	80	40	10
		d	3,12	8,43	3,27	9,01	3,13	8,43	3,27	nd
	Quartz	I/I1	100	35	17	35	100	35	17	35
		d	3,34	4,26	1,82	4,26	3,34	4,25	1,82	4,25

Tableau 10. Matrice de corrélation des paramètres physico-chimiques, chimiques et des isotopes de la nappe du socle

	Dist/mer	T°	CE	pH	TAC	Cl-	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	MT	pCO ₂	CITD	δ ¹⁸ O	δ ² H	δ ¹³ C	A ¹⁴ C
Dist/mer	1																			
T°	0,344	1																		
CE	-0,426	-0,075	1																	
pH	-0,383	0,131	0,891	1																
TAC	-0,430	-0,267	0,893	0,807	1															
Cl-	0,343	0,693	0,265	0,361	-0,056	1														
NO₃⁻	0,149	0,464	-0,084	0,056	-0,366	0,629	1													
SO₄²⁻	-0,643	0,050	0,782	0,667	0,720	0,098	-0,248	1												
HCO₃⁻	-0,430	-0,267	0,893	0,807	0,999	-0,056	-0,366	0,720	1											
Na⁺	-0,179	-0,043	0,373	0,306	0,231	0,214	0,332	0,245	0,231	1										
K⁺	-0,526	-0,212	0,280	0,286	0,301	-0,142	-0,128	0,326	0,301	0,345	1									
Mg²⁺	-0,582	-0,150	0,827	0,744	0,795	0,141	-0,130	0,800	0,795	0,404	0,448	1								
Ca²⁺	-0,252	-0,332	0,795	0,665	0,894	-0,102	-0,371	0,555	0,894	0,037	-0,005	0,533	1							
MT	-0,444	-0,196	0,945	0,857	0,983	0,071	-0,216	0,758	0,983	0,340	0,305	0,834	0,872	1						
pCO₂	0,432	-0,257	-0,701	-0,874	-0,532	-0,448	-0,279	-0,605	-0,532	-0,335	-0,326	-0,630	-0,408	-0,627	1					
CITD	-0,088	-0,553	0,341	0,086	0,618	-0,487	-0,666	0,233	0,618	-0,056	0,032	0,298	0,618	0,511	0,335	1				
δ¹⁸O	0,465	0,104	-0,701	-0,622	-0,754	0,100	0,436	-0,767	-0,754	-0,320	-0,628	-0,765	-0,514	-0,742	0,458	-0,404	1			
δ²H	0,616	0,073	-0,768	-0,687	-0,784	0,003	0,302	-0,821	-0,784	-0,290	-0,646	-0,814	-0,511	-0,786	0,499	-0,403	0,918	1		
δ¹³C	0,178	0,066	-0,675	-0,637	-0,739	0,054	0,313	-0,417	-0,739	-0,131	-0,434	-0,443	-0,634	-0,701	0,375	-0,468	0,673	0,660	1	
A¹⁴C	0,687	0,128	-0,845	-0,700	-0,850	0,045	0,275	-0,922	-0,850	-0,255	-0,452	-0,787	-0,710	-0,870	0,559	-0,422	0,806	0,887	0,605	1

Méthodes complémentaires de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP) (Brochet et Gerbier, 1974)

★ la formule de TURC

$$ETP = \frac{(t + 2)\sqrt{Rg}}{16} \cdot \frac{P + 100}{P + 60}$$

P : représente les précipitations décadaires (mm),

t : la température moyenne (°C) mesurée sous abri au cours de la période,

Rg : la radiation solaire globale.

Cette formule simplifiée peut être utilisée lorsque l'indice de végétation est maximal.

La formule de TURC rend mieux compte de la variabilité de l'ETP annuelle mais aurait tendance à surestimer les valeurs sauf pendant les mois particulièrement secs.

★ la formule de PENMAN

$$ETP = \frac{1}{L} \cdot \frac{Rn \cdot \frac{F'_T}{\gamma}}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}} + Ea \cdot \frac{1}{1 + \frac{F'_T}{\gamma}}$$

où L : est la chaleur latente d'évaporation de l'eau (on peut adopter la valeur de 590 calories par gramme soit 59 cal/cm² pour 1mm d'eau équivalente),

Rn : le rayonnement net évalué par l'intermédiaire de la formule de BRUNT,

F_T : la pente de la courbe de tension maximale de la vapeur d'eau,

$$Rn = Iga \cdot (1 - a) \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) - \sigma T^4 (0,56 - 0,08\sqrt{e}) \left(0,10 + 0,90 \frac{h}{H} \right) \text{ et } F'_T = \frac{de_w}{dT}$$

T : température de l'air sous abri en kelvin (K),

e_w : tension maximale de la vapeur d'eau pour la température T (en mbar),

e : tension de la vapeur d'eau mesurée sous abri (en mb),

Ea : pouvoir évaporant de l'air $Ea = (e_w - e) \cdot 0,26(1 + 0,4V)$,

V : vitesse moyenne du vent mesurée à 10 m au dessus de la surface évaporante (m/s),

γ : constante psychrométrique ≅ 0,65 pour des pressions voisines de 1015 mb,

Iga : la radiation solaire directe en l'absence d'atmosphère,

σ : constante de STEFAN-BOLTZMAN = 1,18.10⁻⁷ cal · cm⁻² · jour⁻¹ / K

h : durée réelle d'insolation (heures et dixièmes),

H : durée astronomique du jour (heures et dixièmes).

La formule de Penman est la mieux adaptée parmi les six formules proposées (dans le document). Elle est basée sur une évaluation objective du bilan énergétique de la surface évaporante. Les résultats obtenus et vérifiables en zone tempérée sont généralement voisins de l'évapotranspiration potentielle réelle mesurée à l'aide d'évapotranspiromètre. Toutefois, la limite liée à l'emploi de la formule est la connaissance de paramètres atmosphériques tels que l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent, la durée d'insolation qui ne sont pas toujours disponibles à proximité d'une exploitation agricole.

★ la formule de BOUCHET

$$ETP = \alpha \cdot E_p \cdot [1 + \lambda(\theta)]$$

où α : est un coefficient qui est fonction de l'abri de mesure,

E_p : est l'évaporation mesurée au Piche

$\lambda(\theta)$: est fonction de la température de la surface évaporante.

Cette formule nécessite des données climatiques courantes telles que l'évaporation mesurée sous abri par un Piche, la température moyenne et l'humidité moyenne. Elle donne de bons résultats mais difficile à utiliser car la mesure de l'évaporation à l'aide donnée par le Piche est très sensible aux variations de la circulation de l'air à l'intérieur d'un même abri. Elle peut être entachée de multiples erreurs humaines dues à la manipulation ou à l'emplacement de l'appareil.

Annexes II

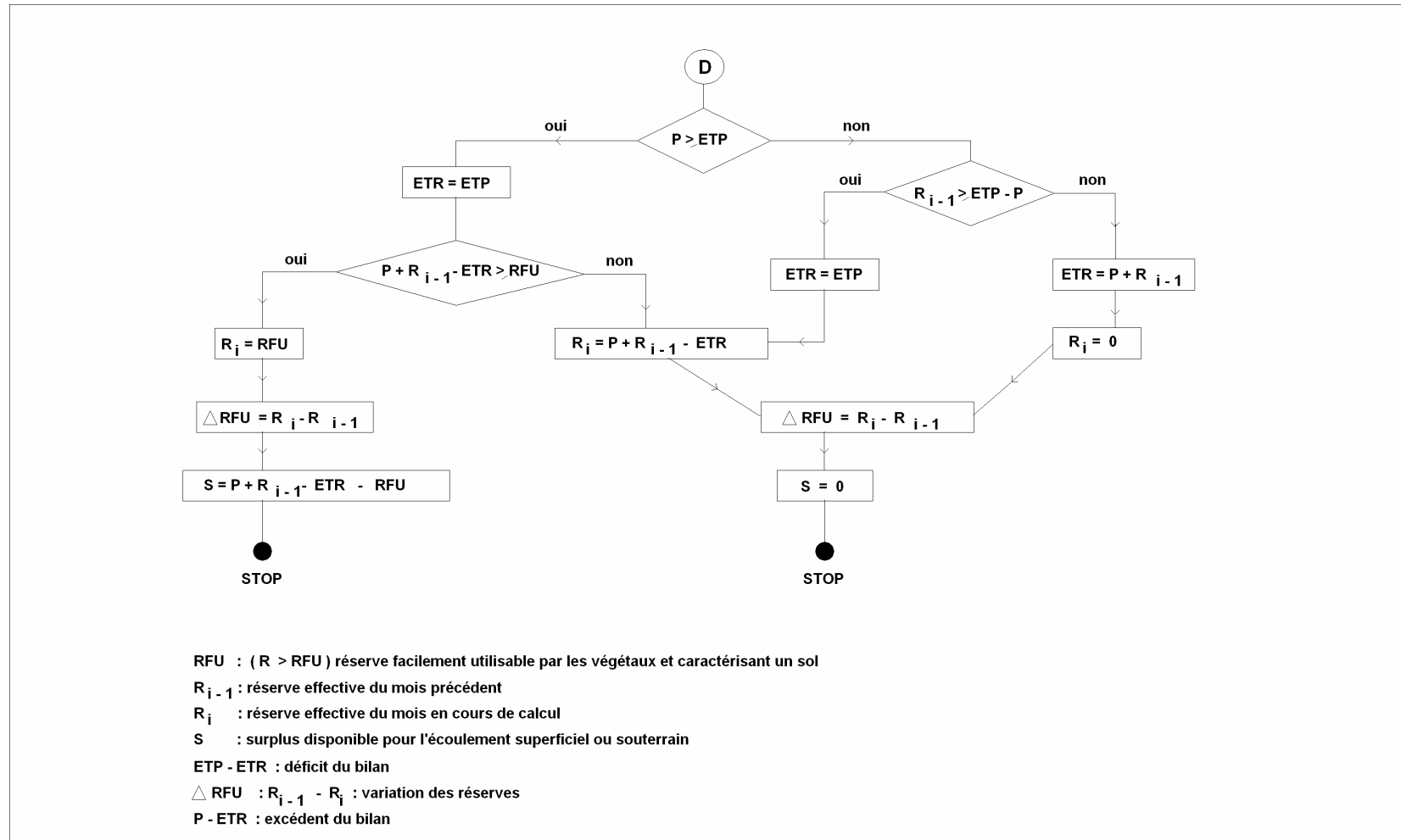


Figure 1. Organigramme de Thornthwaite pour le calcul du bilan hydrologique de la zone d'étude

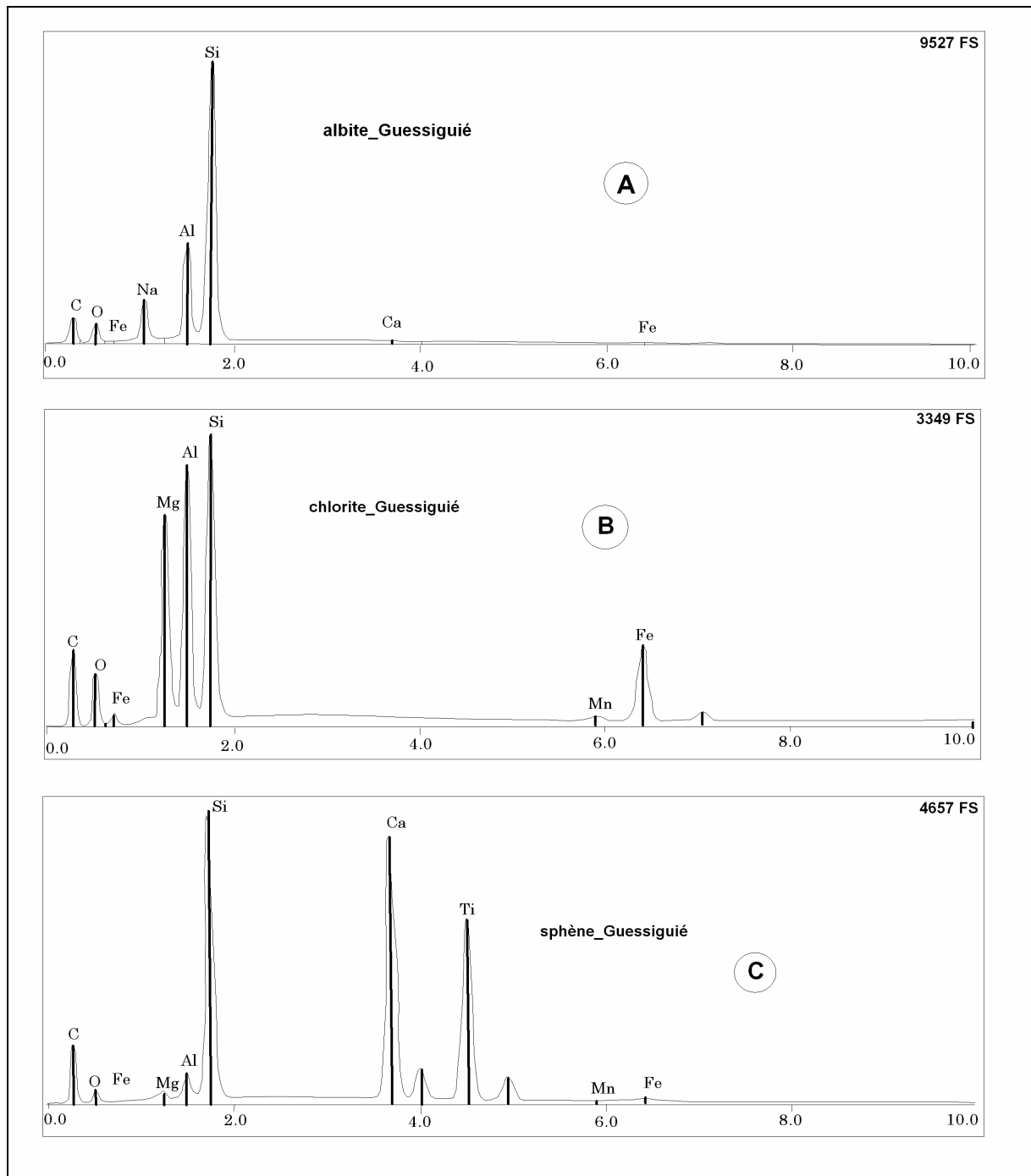


Figure 2. Spectres caractéristiques de l'albite, chlorite et du sphène (issus du MEB)

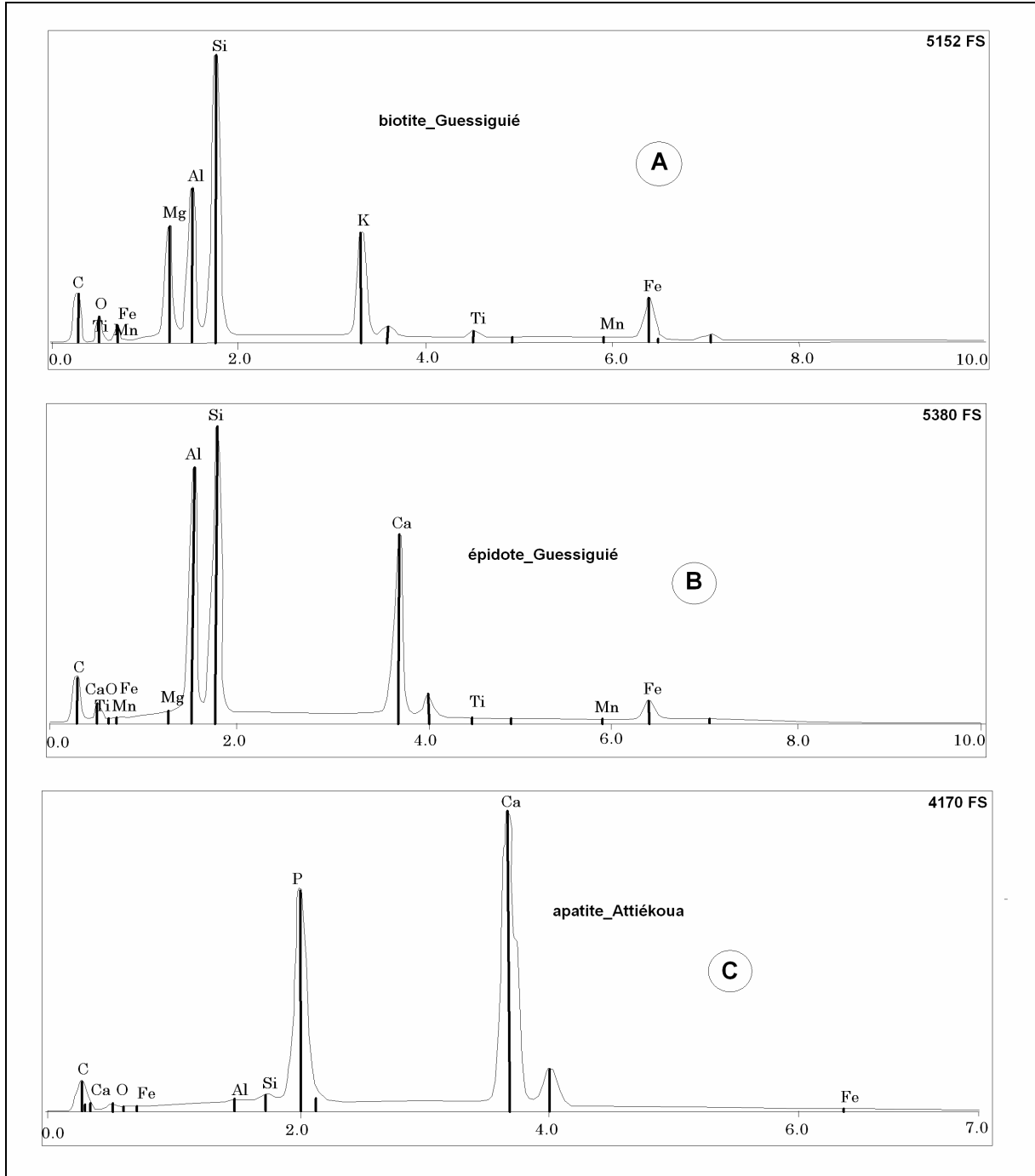


Figure 3. Spectres caractéristiques de la biotite, de l'épidote et de l'apatite (issus du MEB)

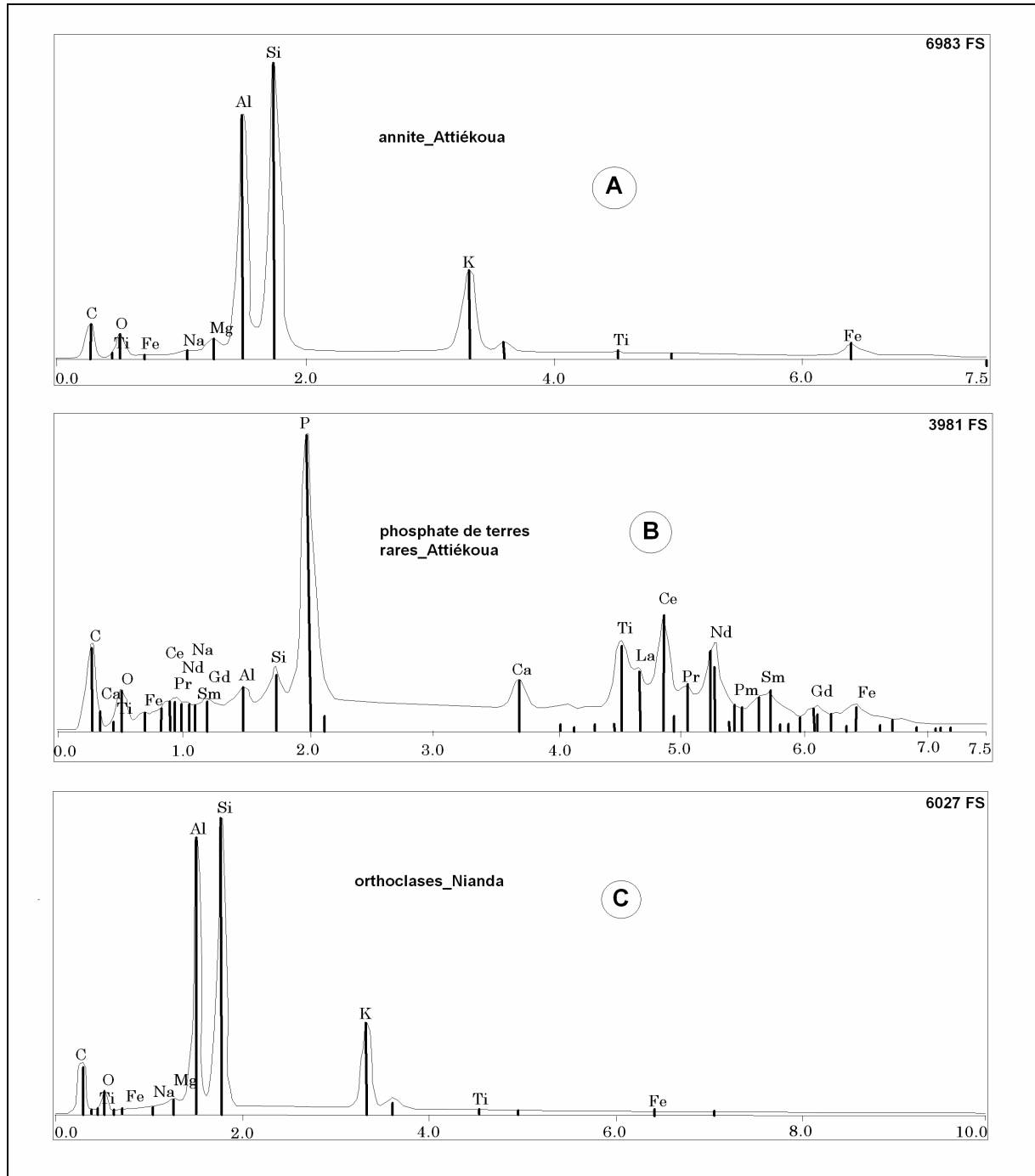


Figure 4. Spectres caractéristiques de l'annite, des phosphates de terres rares (issus du MEB)

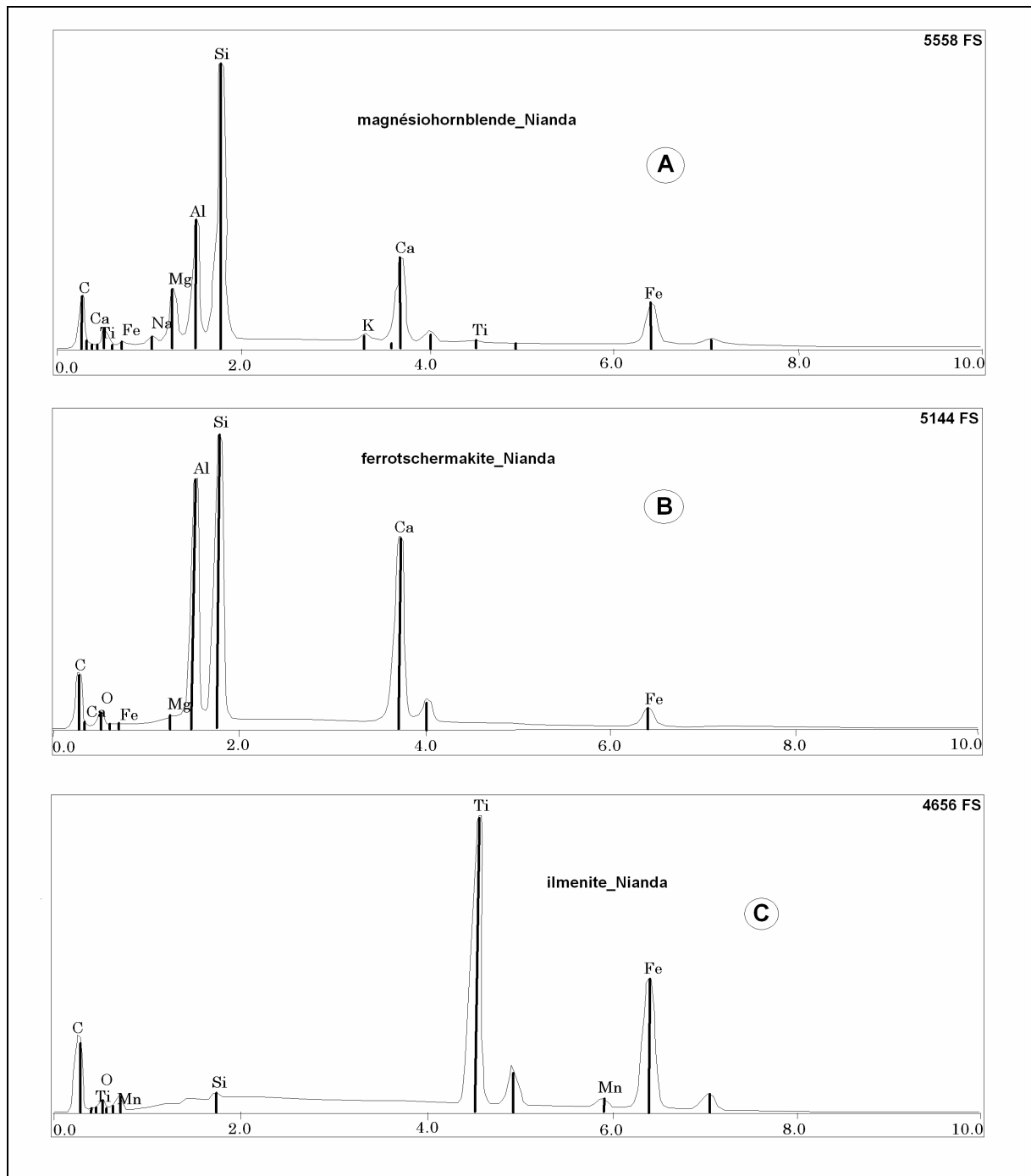


Figure 5. Spectres caractéristiques de magnésio-hornblende, de ferrotschermakite et de l'ilménite (issus du MEB)

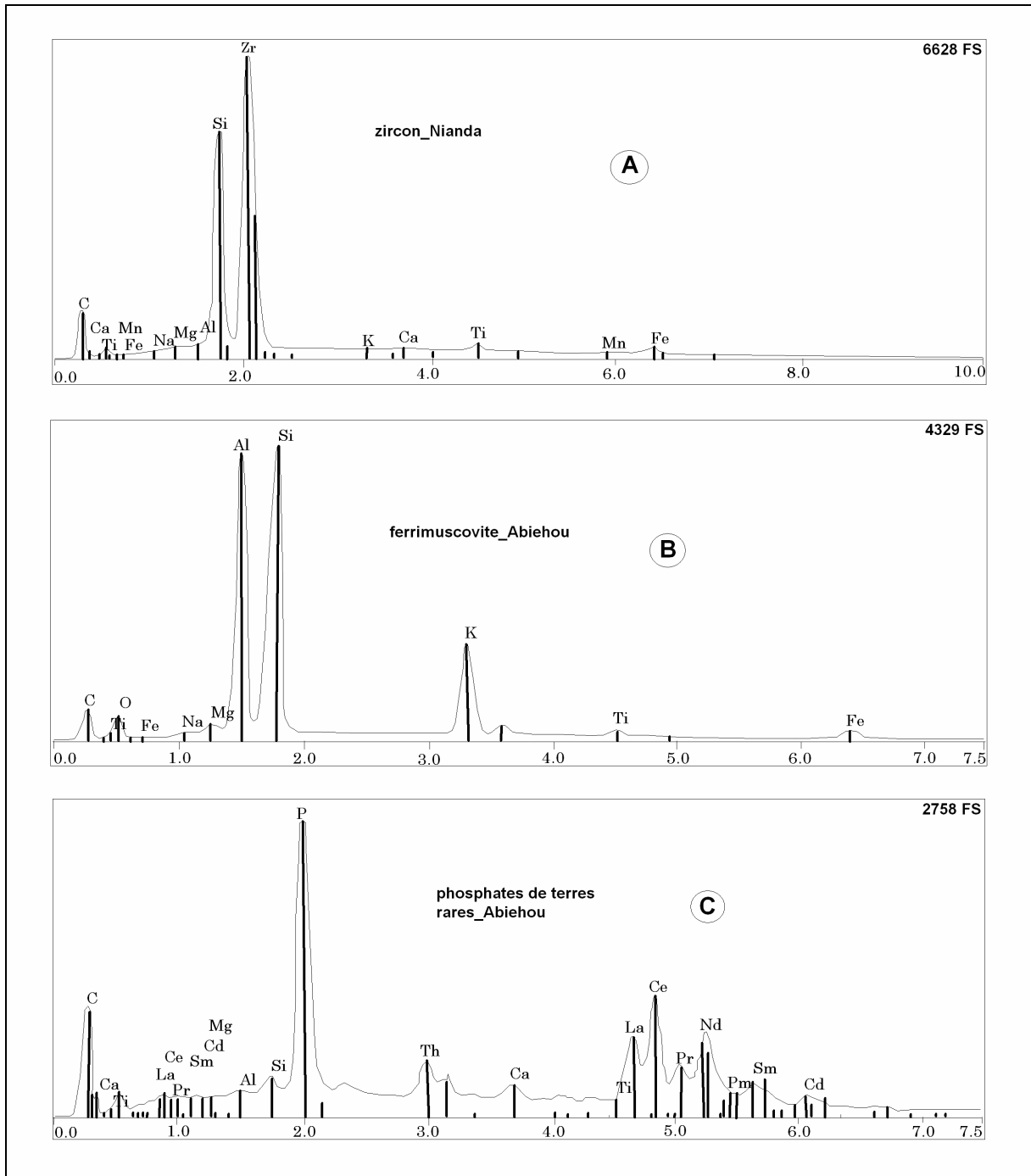


Figure 6. Spectres caractéristiques de zircon, de ferromuscovite et phosphates de terres rares (issus du MEB)

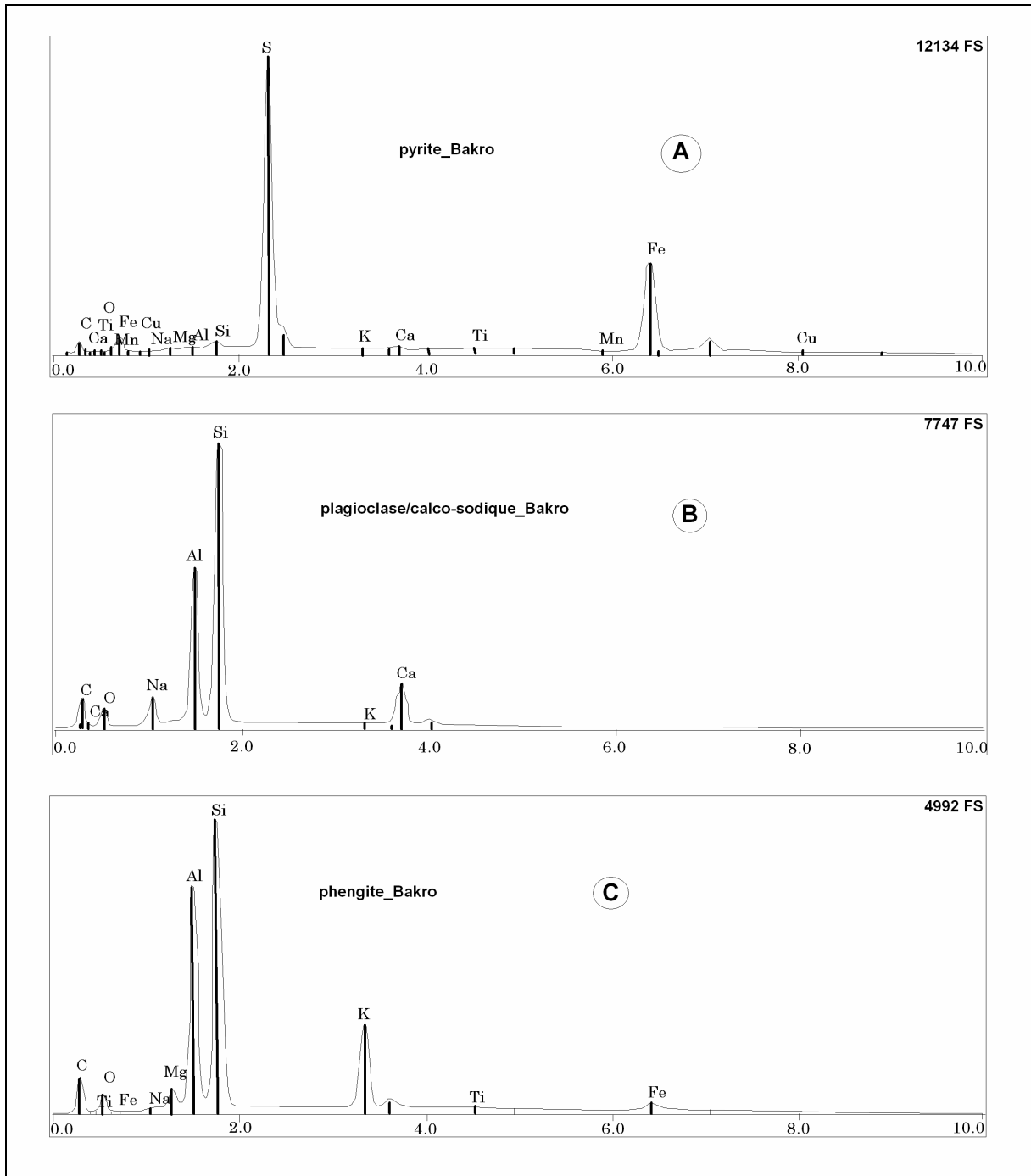


Figure 7. Spectres caractéristiques de la pyrite, de plagioclases calco-sodique et de la phengite (issus du MEB)

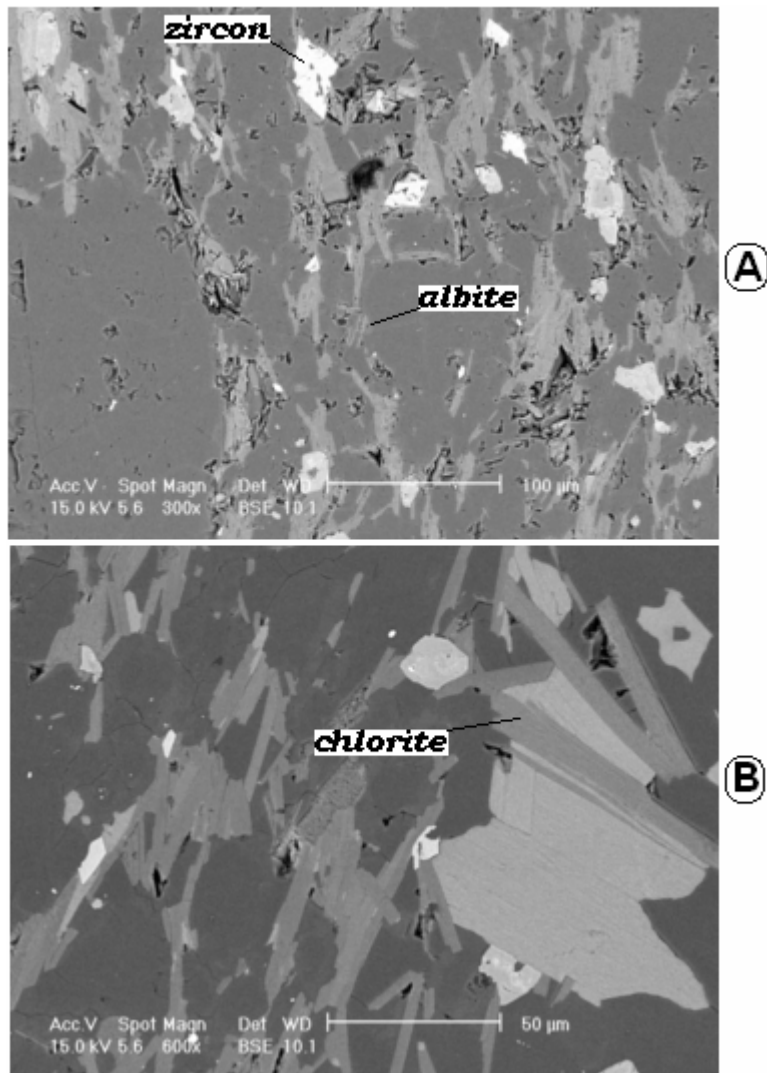


Figure 8. Assemblage des minéraux (image du MEB)
Roche de GUESSIGUIE

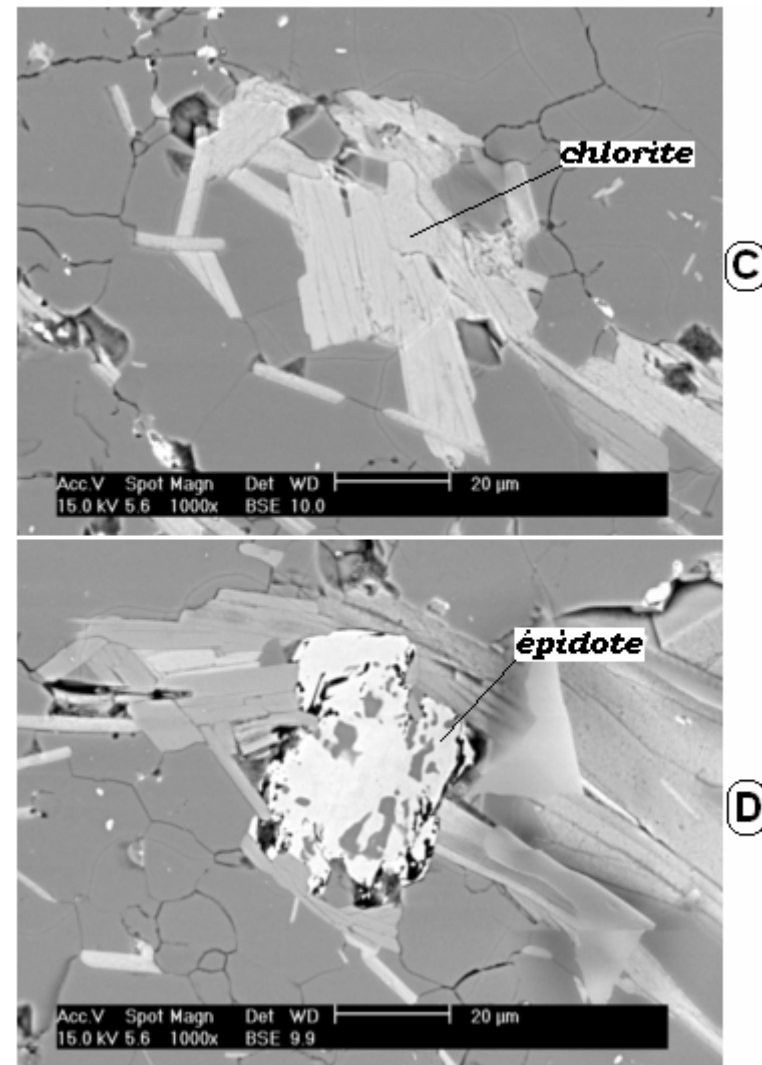


Figure 9. Assemblage des minéraux (image du MEB)
Roche de ATTIEKOUA

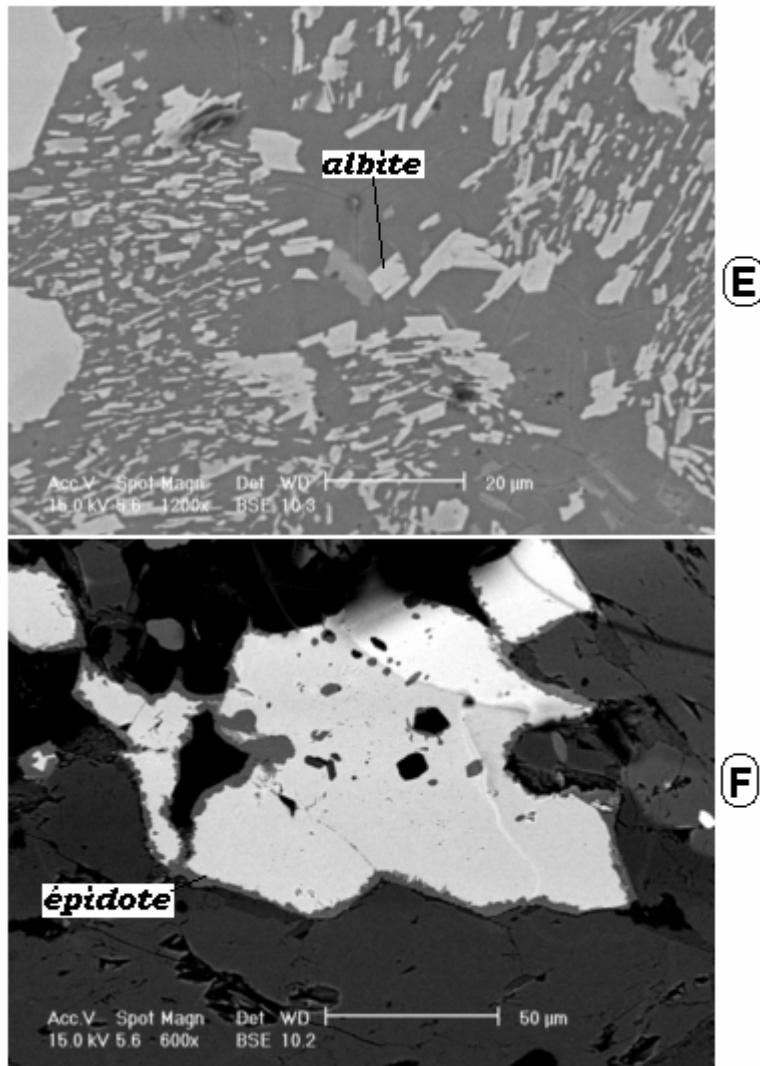


Figure 10. Assemblage des minéraux (image du MEB)
Roche de NIANDA

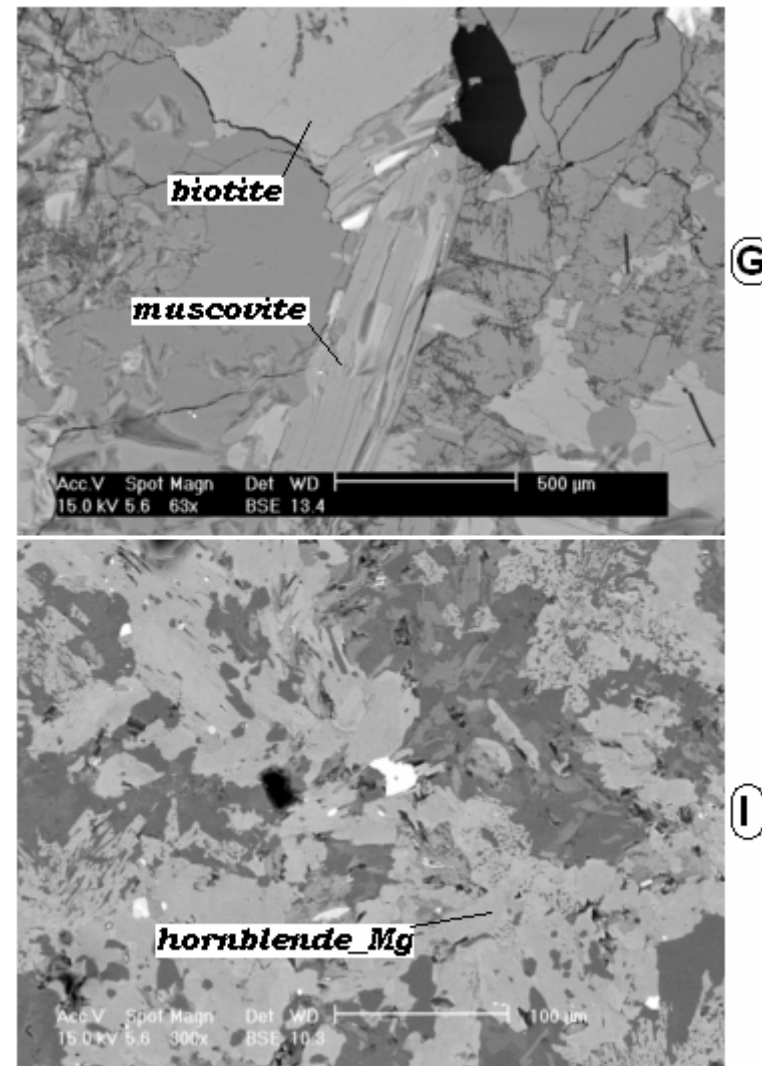


Figure 11. Assemblage des minéraux (image du MEB)
Roches de ABIEHOU (G) et de BAKRO (I)

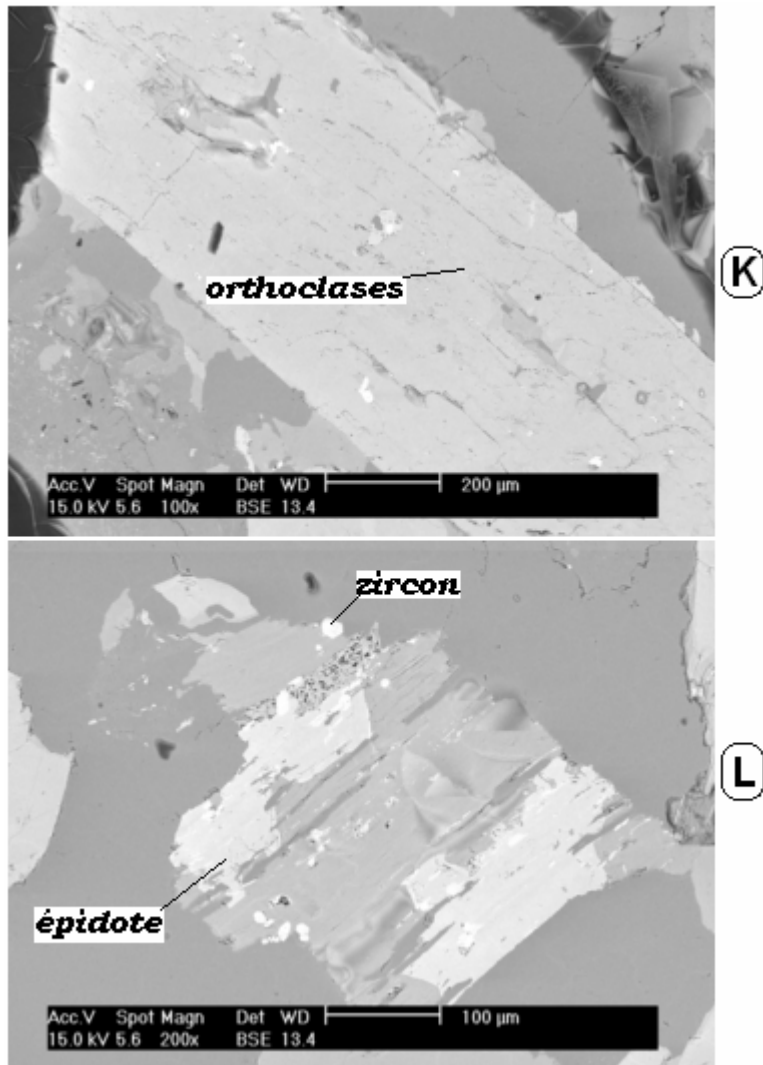


Figure 12. Assemblage des minéraux (image du MEB)
Roche de ABOISSO

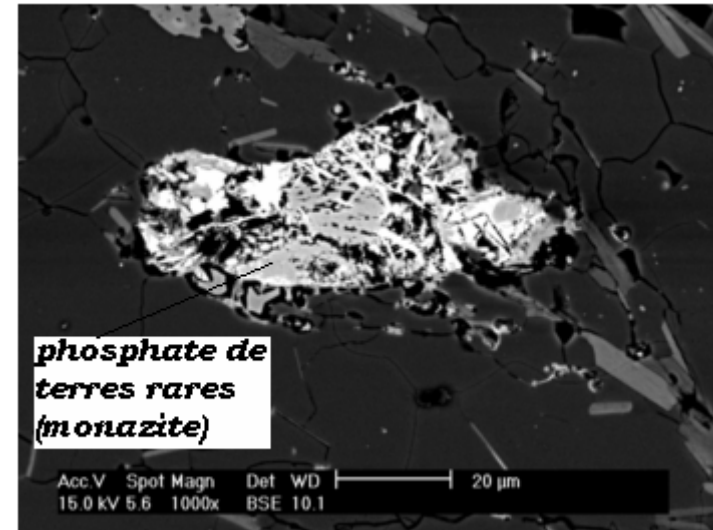


Figure 13. Image d'un phosphate de terres rares (monazite)
Roche de ATTIEKOUA

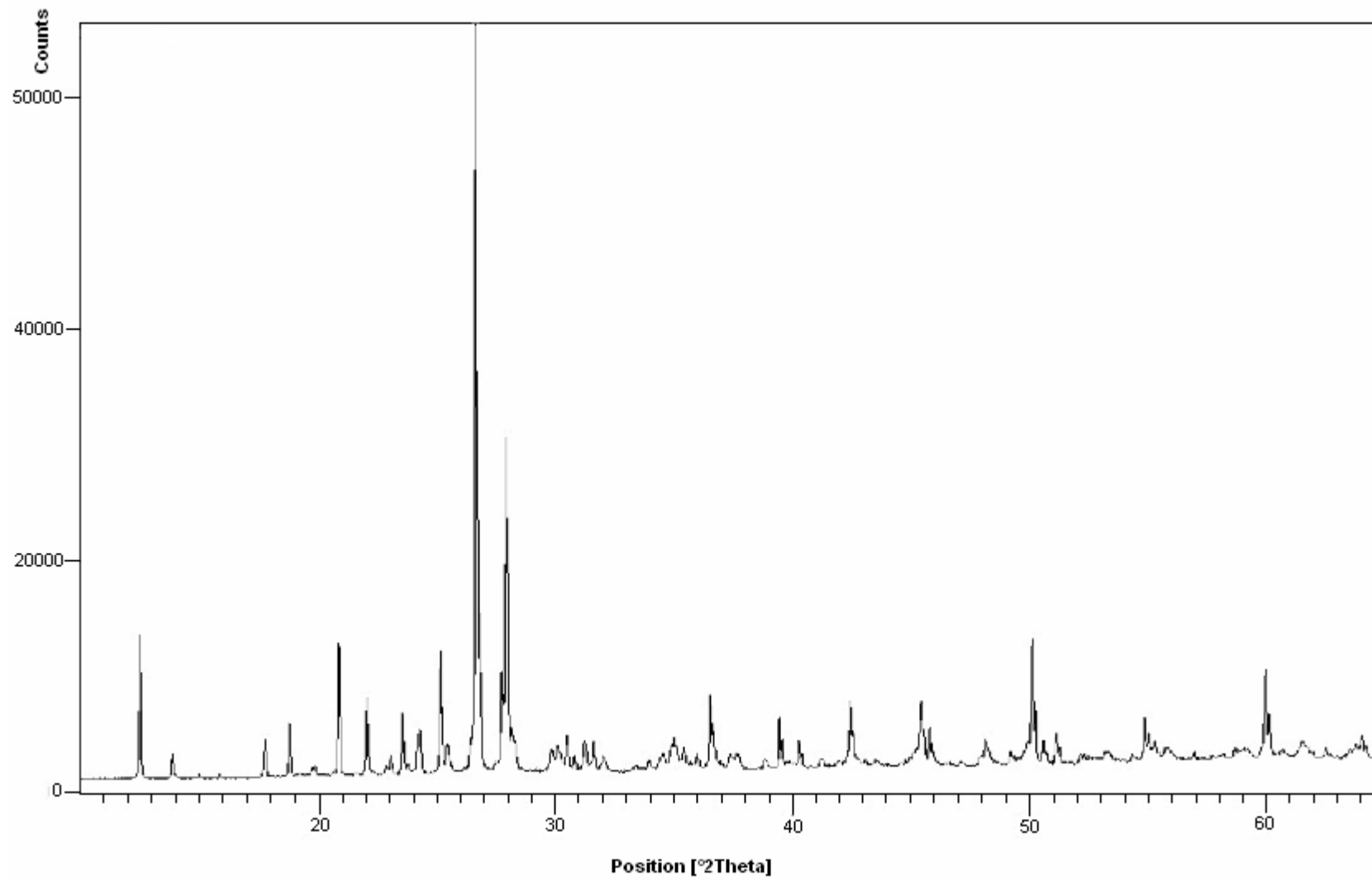


Figure 14. Diffractogramme de la roche de GUESSIGUIE

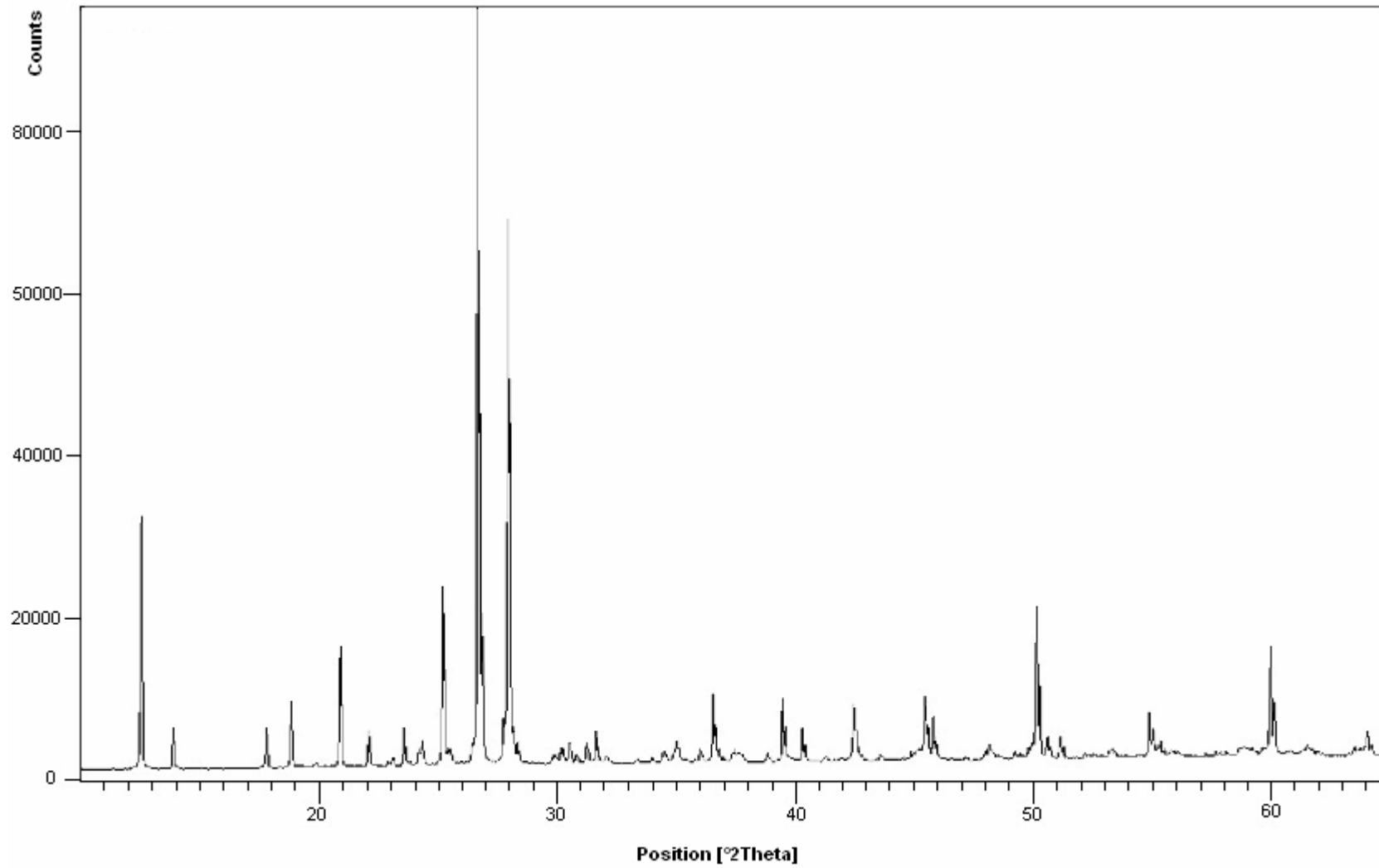


Figure 15. Diffractogramme de la roche de ATTIEKOVA

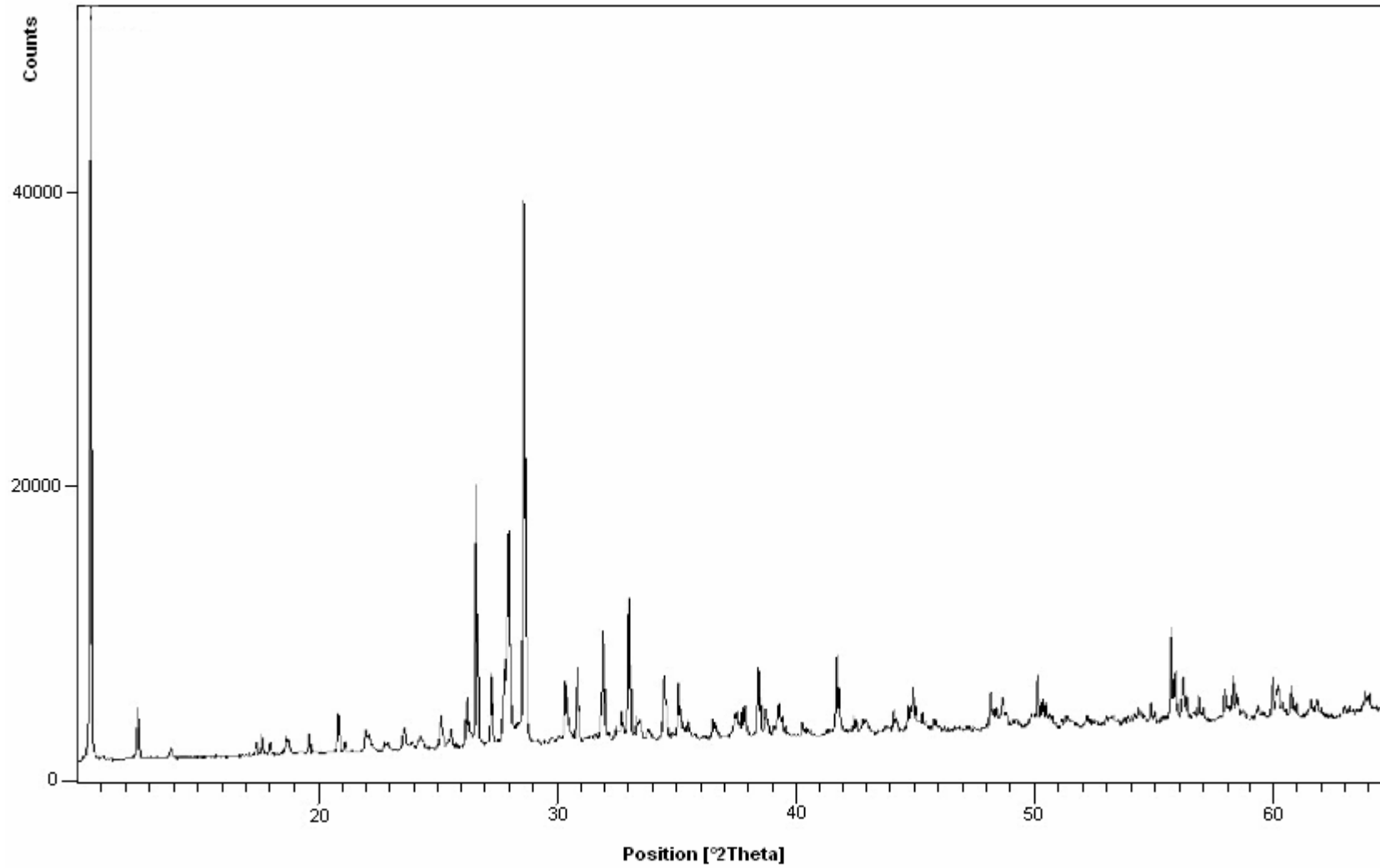


Figure 16. Diffractogramme de la roche de NIANDA

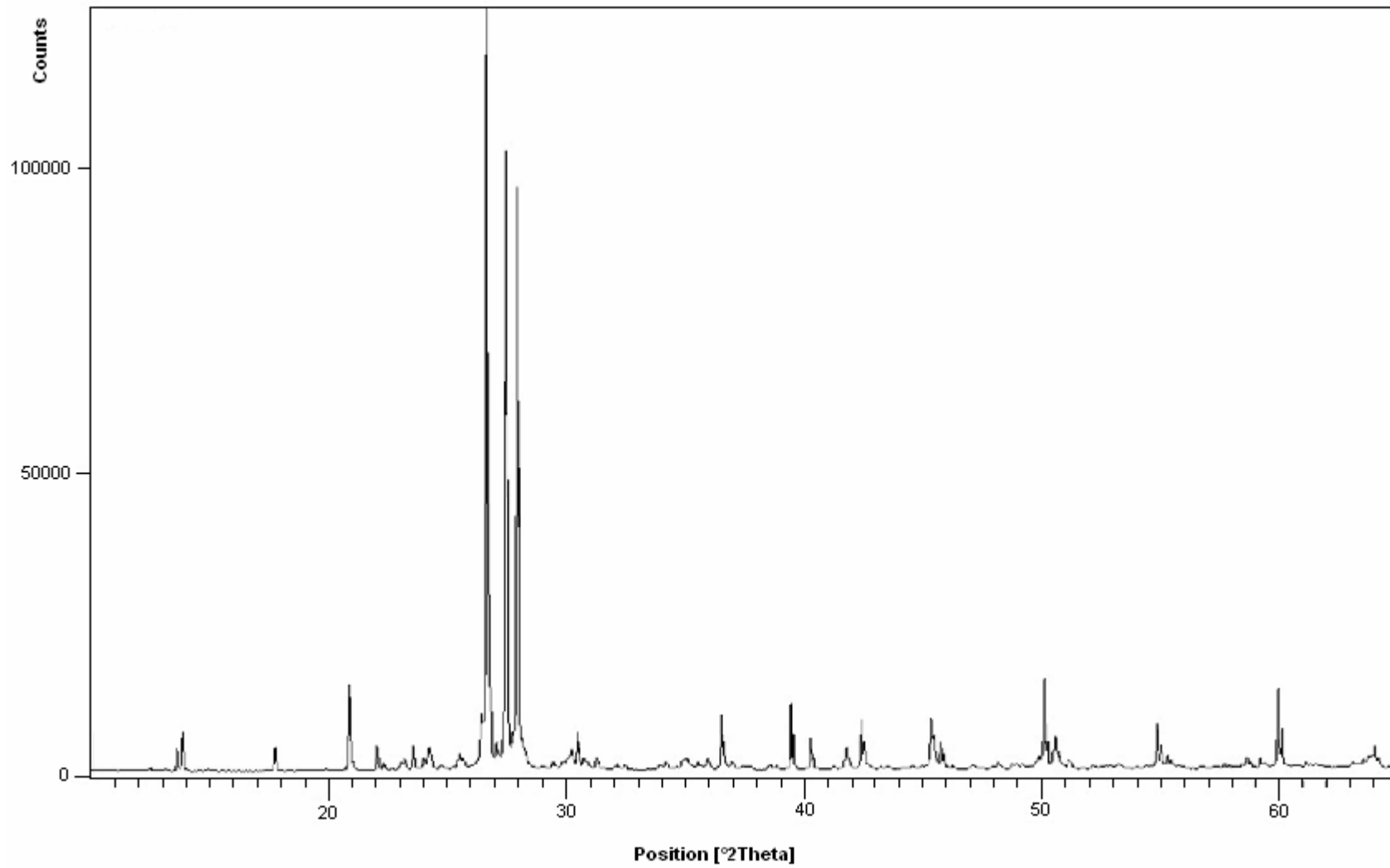


Figure 17. Diffractogramme de la roche de ABIEHOU

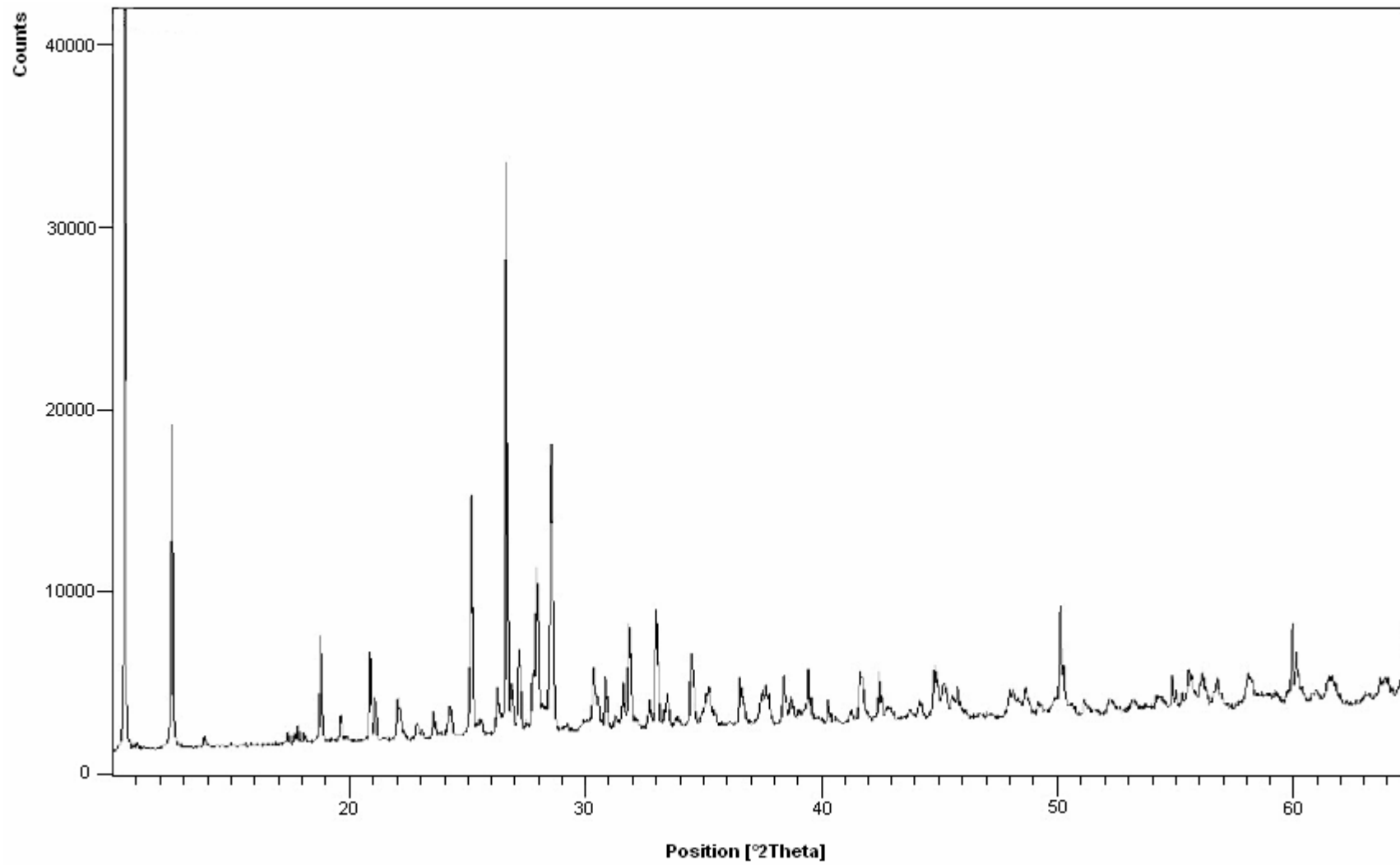


Figure 18. Diffractogramme de la roche de BAKRO

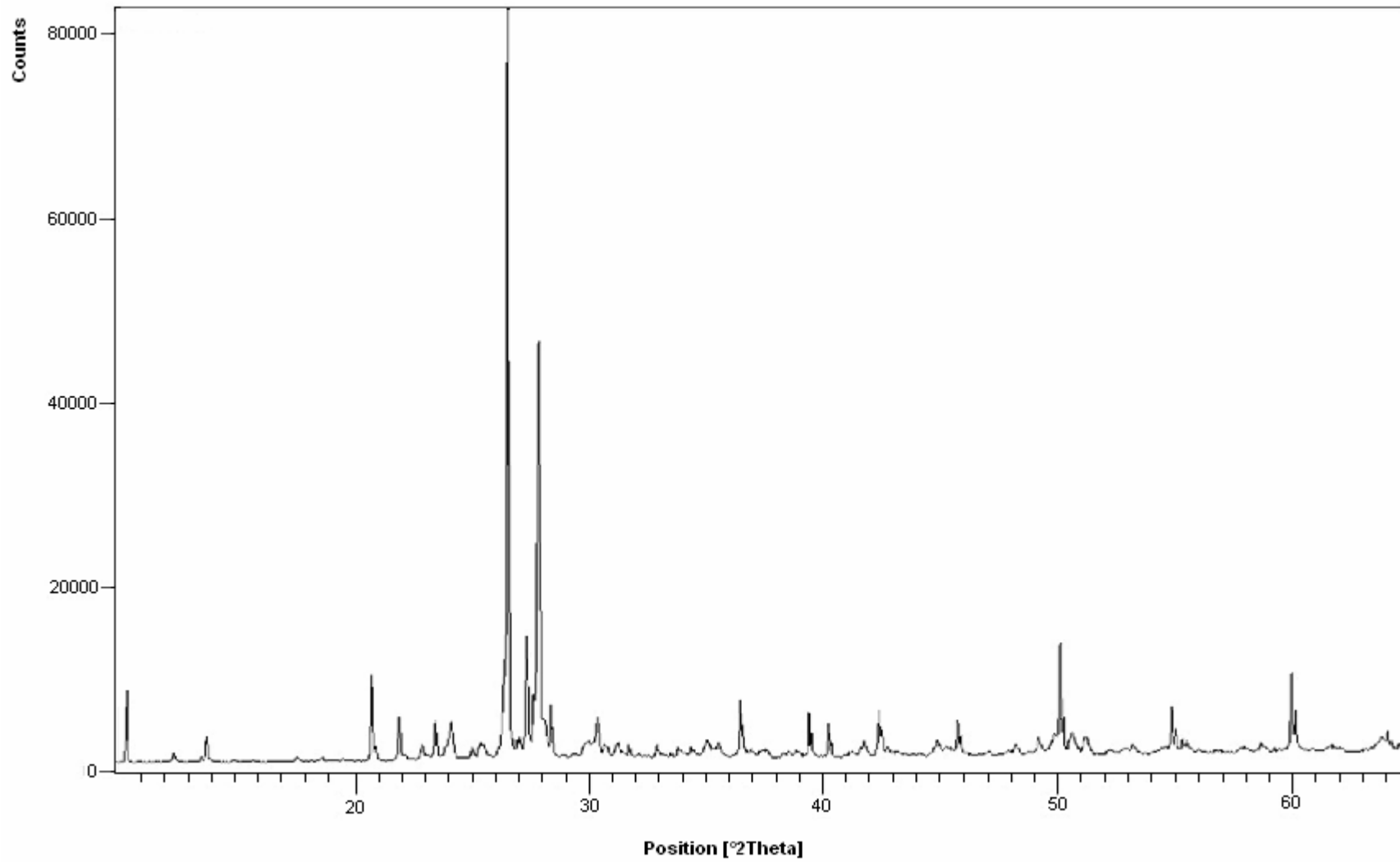


Figure 19. Diffractogramme de la roche de ABOISSO

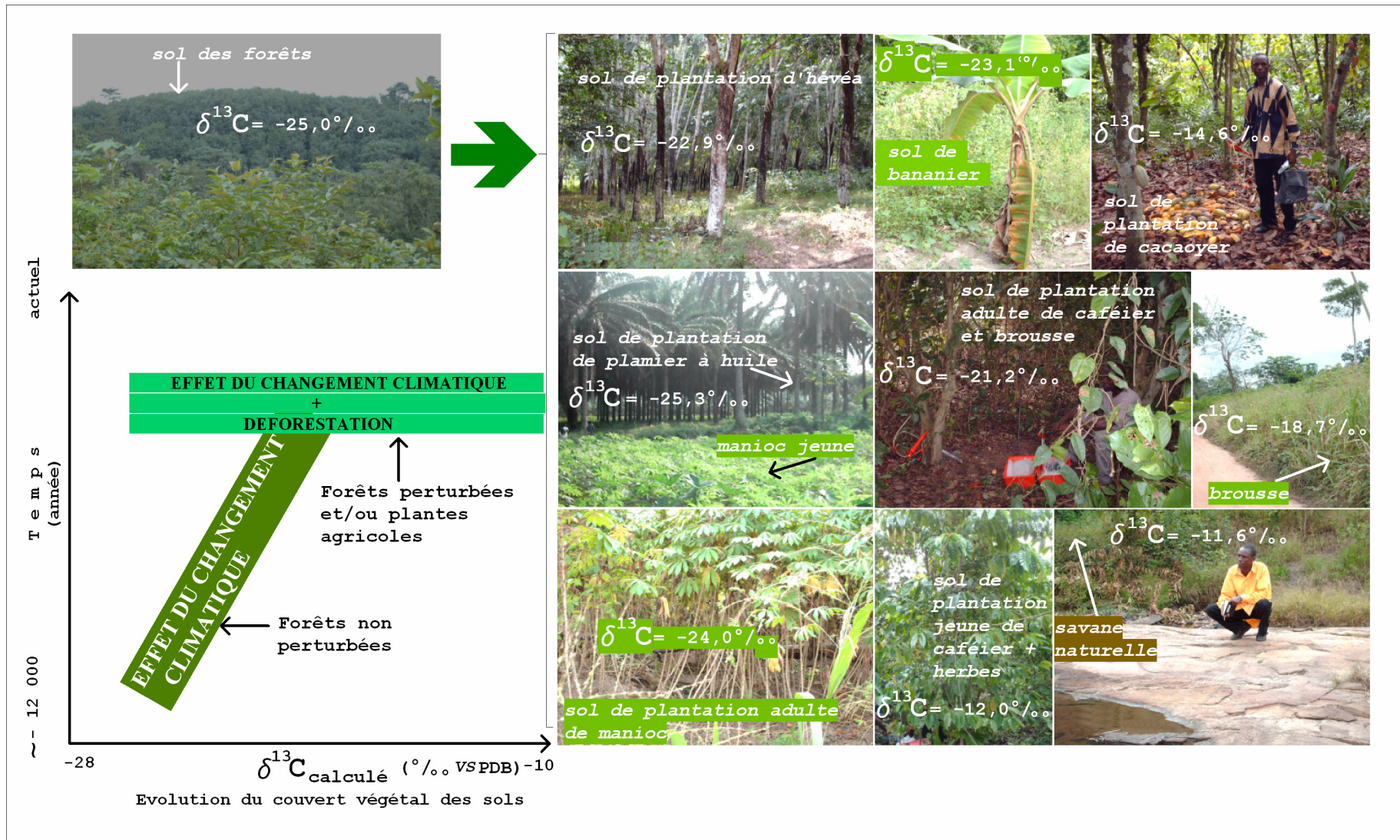


Figure 20. Evolution du couvert végétal de la zone d'étude munie des ordres de grandeur de $\delta^{13}C$ du CO_2 des sols de différentes plantations