



HAL
open science

Hydrodynamisme dans les aquifères de socle cristallin et cristallophyllien du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire : cas du département de Soubré : apports de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie

Koffi Théodore Yao

► **To cite this version:**

Koffi Théodore Yao. Hydrodynamisme dans les aquifères de socle cristallin et cristallophyllien du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire : cas du département de Soubré : apports de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie. Océan, Atmosphère. Conservatoire national des arts et métiers - CNAM; Université de Cocody - Côte d'Ivoire, 2009. Français. NNT : 2010CNAM0734 . tel-00561648

HAL Id: tel-00561648

<https://theses.hal.science/tel-00561648>

Submitted on 1 Feb 2011

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.



UNIVERSITÉ DE COCODY-ABIDJAN



le cnam

THÈSE

Pour l'obtention du titre de **Docteur**
du Conservatoire national des Arts et Métiers (France)
et
de l'Université de Cocody (Côte d'Ivoire)

Spécialité : Hydrogéologie

**HYDRODYNAMISME DANS LES AQUIFÈRES DE SOCLE CRISTALLIN ET
CRISTALLOPHYLLIEN DU SUD-OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE : CAS DU
DÉPARTEMENT DE SOUBRÉ. APPORTS DE LA TÉLÉDÉTECTION, DE LA
GÉOMORPHOLOGIE ET DE L'HYDROGÉOCHIMIE**

Par
Théodore Koffi YAO

Soutenue le 30 juillet 2009 devant le jury composé de :

M. Kouamé AKA	Professeur Titulaire, Université de Cocody	Président
M. Jean-Pierre FAILLAT	Professeur des Universités, Université de Brest	Rapporteur
M. Patrick LACHASSAGNE	HDR, Responsable Environnement et Ressource en Eau (Danone Eaux France)	Rapporteur
M. Jean Patrice JOURDA	Maître de Conférences, Université de Cocody	Examinateur
Mme Christine PERNELLE	Professeure Titulaire de Chaire, Cnam de Paris	Directrice de thèse
M. BIÉMI Jean	Professeur Titulaire, Université de Cocody	Directeur de thèse
Mme Marie-Solange OGA	Maître-Assistante, Université de Cocody	Co-directrice de thèse
M. Olivier FOUCHÉ-GROBLA	Maître de Conférences, Cnam de Paris	Co-directeur de thèse

« L'eau est la force agissante de la nature ».

Leonardo Da Vinci.

*À
Mon fils
YAO Famien Krys Gemaël
Né pendant la préparation de ce mémoire.*

*À
Ma mère
SAOURÉ Oussou Madeleine
Décédée pendant la préparation de ce mémoire
††Que la terre te soit légère ††...*

REMERCIEMENTS

« En buvant l'eau du puits, n'oubliez pas ceux qui l'ont creusé ».

Proverbe chinois.

Une thèse concrétise un long travail d'information, de recherche, d'analyse et de rédaction. Il est tout aussi vrai qu'un tel travail n'est pas seulement le fruit d'un individu, mais de la collaboration de tous. Comment, arrivé à l'aboutissement de ces travaux, ne pas avoir le souvenir de toutes ces personnes qui ont apporté leur modeste contribution à son achèvement ?

Je remercie en premier lieu toutes les autorités académiques de l'Université de Cocody et du Conservatoire national des arts et métiers (Cnam) de Paris. Particulièrement, j'exprime ma reconnaissance à mes directeurs de thèse, à savoir Jean Biémi, Doyen de l'UFR-STRM et Christine Pernelle, Professeur titulaire de la Chaire de génie analytique du Cnam. Je suis reconnaissant envers mes rapporteurs de thèse, Jean-Pierre Faillat (Professeur à l'Université de Brest) et Patrick Lachassagne (HDR et Responsable Environnement et Ressource en Eau (Evian - Volvic Sources / Danone Eaux, France). Leur lecture sensible et intelligente accompagnée de tout un assortiment de critiques et de conseils m'a été très utile. Dans le même élan, j'adresse également mes sincères remerciements à Kouamé Aka et à Patrice Jourda de l'Université de Cocody, respectivement président et membre (examinateur) du jury. Malgré leurs nombreuses occupations, ils ont accepté d'apporter leur contribution à l'amélioration de ce manuscrit.

Je sais gré à mon co-directeur de thèse, Olivier Fouché (enseignant-chercheur au Cnam et au Cereve devenu LEESU) pour sa disponibilité. Sans ses idées, sa franche collaboration, sa patience et son aide, cette thèse n'aurait pas abouti. Il m'a aidé à surmonter les immenses difficultés du financement de ma thèse et de mon séjour en France. Sa confiance enthousiaste et sans partage m'a beaucoup encouragé à garder le moral. De même, je remercie ma co-directrice Marie-Solange Oga (enseignant-chercheur à l'Université de Cocody). J'ai toujours bénéficié de ses conseils, de son aide et de ses critiques constructives depuis mon DEA jusqu'à ce jour.

Je remercie tous les enseignants de l'UFR-STRM et surtout ceux du LSTEE pour leur franche collaboration dans le déroulement de mes travaux. Je tiens surtout à remercier Nagnin Soro, directeur du LSTEE, pour sa disponibilité. Ses encouragements et ses conseils m'ont été très utiles. Je suis redevable à Théophile Lasm qui m'a beaucoup soutenu pendant mes travaux, que ce soit en Côte d'Ivoire ou en France. À ces remerciements, j'associe le Professeur titulaire de la Chaire de géotechnique du Cnam, Philippe Delmas, et le directeur du

Cereve/LEESU, Bruno Tassin, pour avoir mis à ma disposition un cadre idéal pour la rédaction de ma thèse.

Dans l'accomplissement de mes travaux et le traitement de mes données, certaines personnes m'ont apporté une contribution inestimable. Au nombre de ceux-ci, je voudrais particulièrement témoigner ma reconnaissance à Gérard Ferrière (Chaire de matériaux, Cnam), Robert Wyns (BRGM, Orléans) et Christelle Marlin (IDES, Université Paris 11) pour respectivement leur apport à l'analyse d'image, à la modélisation de la surface piézométrique et au dosage isotopique. Aussi, voudrais-je remercier tout le personnel de la Chaire de génie analytique, de la Chaire de géotechnique et du Cereve/LEESU. Je fais une mention spéciale à Jean-Paul Monin, Claudine David et Catherine Lorgeoux pour leur contribution à ma formation aux techniques de dosage. Je remercie Michèle Dahmani, Guillaume Fauchoux du Cnam et Annick Piazza, Catherine Charleux du Cereve/LEESU. Je n'oublie pas mes amis doctorants et post-doc du Cereve/LEESU, surtout Pauline Robert pour son aide pendant la dernière phase de la rédaction. Je remercie également tous mes amis à Paris et j'exprime mes vifs remerciements à Foussata Dagnogo et Nadège Tuo pour leur soutien et leurs encouragements pendant la rédaction de la thèse.

Pour la réalisation de mes missions de terrain et le déroulement de mes travaux, je suis reconnaissant envers de nombreux amis et collègues. Je ne peux les citer tous, mais parmi eux figurent ceux qui m'ont accompagné lors de mes missions de terrain. Il s'agit de Mireille Amani, Vincent Assoma, Franck Ettien, Daï Bi et Derving Baka. Je vous remercie pour votre aide, car vous avez partagé avec moi les difficiles et parfois insupportables conditions du terrain. Je n'oublie pas Touré Baba, du secrétariat du doyen de l'UFR-STRM pour son aide lors de mes démarches administratives.

À présent, j'exprime ma gratitude à mes parents et de façon spéciale à mon oncle Apollinaire Kouamé. Il a cru en moi depuis ma tendre enfance. Je lui dois tout. Je remercie aussi mes frères de tous les jours, André Kouamé et Daniel Kouassi, pour leur soutien indéfectible. Je resterai redevable à la mère de mon fils, Apolline Éhouman, pour son soutien moral, ses suggestions et surtout pour sa patience. Elle s'est totalement investie pour notre fils pendant mon long séjour en France.

Je termine en remerciant tous ceux qui d'une manière ou d'une autre ont participé à la réalisation de ces travaux et que j'ai omis de nommer. Mention spéciale à Jacquemine de Loizellerie, pour sa lecture très appréciée du manuscrit final. Pour moi au-delà du diplôme, cette thèse a été l'occasion de faire la connaissance de personnes formidables qui ont changé ma vision de la vie. Le meilleur souvenir reste mon séjour en France, qui a été enrichissant sur tous les plans. Je garderai dans ma mémoire une image très sympathique de ce beau pays.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	V
INDEX DES FIGURES	XII
INDEX DES TABLEAUX	XV
RÉSUMÉ	XIX
ABSTRACT	XX
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
PARTIE I : GÉOGRAPHIE, GÉOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DE LA ZONE D'ÉTUDE	7
CHAPITRE 1 : PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE	9
1.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE DU DEPARTEMENT DE SOUBRE	9
1.2. VIE SOCIOECONOMIQUE DE LA REGION	10
1.3. CLIMAT	12
1.3.1. Contexte général du climat : zonation géographique	12
1.3.2. Succession des types de temps et saisons : zonation temporelle	13
1.3.3. Évolution climatique dans le contexte de l'Afrique de l'Ouest.....	14
1.3.4. Principaux facteurs climatiques	15
1.3.4.1. Précipitations.....	15
1.3.4.2. Humidité relative moyenne	17
1.3.4.3. Insolation.....	17
1.3.4.4. Évapotranspiration	18
1.4. SOLS	18
1.5. VEGETATION.....	19
1.6. RELIEF	22
1.7. RESEAU HYDROGRAPHIQUE	23
1.8. REGIME DES COURS D'EAU	25
CONCLUSION PARTIELLE.....	27
CHAPITRE 2 : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU DÉPARTEMENT DE SOUBRÉ	29
2.1. CADRE GEOLOGIQUE	29
2.1.1. Socle précambrien de la Côte d'Ivoire	30
2.1.1.1. Domaine archéen ou Kénéma-Man.....	30

2.1.1.2. Domaine éburnéen ou Baoulé-Mossi	31
2.1.1.3. Principales directions des accidents tectoniques du socle	32
2.1.2 Bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire.....	33
2.1.3 Géomorphologie de la Côte d'Ivoire.....	33
2.2. GEOLOGIE DU DEPARTEMENT DE SOUBRE.....	34
2.2.1. Socle archéen	36
2.2.2. Formations éburnéennes.....	37
2.2.2.1 Roches flyschoïdes.....	39
2.2.2.2. Roches volcano-sédimentaires	40
2.2.2.3. Roches plutoniques	41
2.2.2.4. Filons.....	43
2.2.3. Formations post-éburnéennes.....	44
2.2.4. Géologie structurale	44
2.3. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE.....	45
2.3.1. Réservoir supérieur d'altérites	48
2.3.2. Réservoirs inférieurs	49
2.3.2.1. Réservoir de fissures	49
2.3.2.2. Réservoir de failles ou fractures majeures	51
2.3.3. Forages du secteur d'étude.....	51
CONCLUSION PARTIELLE.....	53
PARTIE II : MATÉRIEL ET MÉTHODES.....	55
CHAPITRE 3 : MATÉRIEL.....	57
3.1. DONNEES POUR LA CARTOGRAPHIE DES LINEAMENTS.....	57
3.1.1. Images satellitaires	57
3.1.2. Données cartographiques	57
3.2. DONNEES NECESSAIRES POUR LA MODELISATION DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE	60
3.2.1. Données techniques des forages.....	60
3.2.2. Modèle numérique d'altitude	60
3.2.3. Données hydroclimatiques	61
3.3. MATERIEL D'ACQUISITION DE DONNEES HYDROCHIMIQUES ET ISOTOPIQUES.....	62
3.3.1. Matériel de mesure in situ	63
3.3.2. Matériel d'échantillonnage.....	64
3.3.3. Matériel de dosage chimique et isotopique	64
3.4. LOGICIELS ET MATERIELS INFORMATIQUES UTILISES	65
3.4.1. Logiciels de traitement numérique des images et de cartographie.....	65
3.4.2 Logiciels de traitement statistique de la géométrie de réservoirs	66
3.4.3. Logiciel de traitement hydrochimique	66

CONCLUSION PARTIELLE.....	66
CHAPITRE 4 : MÉTHODES.....	67
4.1. METHODOLOGIE DE CARTOGRAPHIE DES LINEAMENTS	68
4.1.1 JUSTIFICATION DE LA METHODE	68
4.1.2 Prétraitement des images satellitaires	70
4.1.2.1. Correction géométrique des images Radarsat-1 et Landsat-7	70
4.1.2.2. Méthodologie de réduction du chatoyement sur l'image radar	72
4.1.3. Traitement des images satellitaires	72
4.1.3.1. Amélioration du contraste	72
4.1.3.2. Analyse en composantes principales (ACP)	73
4.1.3.3. Rapports de bandes	74
4.1.3.4. Compositions colorées	74
4.1.4. Accentuation des discontinuités par filtrage spatial	75
4.1.4.1. Filtres utilisés	75
4.1.4.2. Extraction des linéaments	76
4.1.4.3. Validation des linéaments	77
4.1.4.4. Fiabilité de la carte des linéaments.....	78
4.2. CARACTERISATION STATISTIQUE DE LA GEOMETRIE DU CHAMP DE FRACTURES.....	78
4.2.1 Distribution de l'orientation des fractures.....	79
4.2.2. Distribution de la longueur des fractures	80
4.2.3. Mesure de l'espacement entre les fractures.....	81
4.3. GEOMETRIE DES AQUIFERES DISCONTINUS : SEGMENTS ET BLOCS	82
4.3.1. Justification de cette approche	82
4.3.2. Caractérisation géométrique des segments et des blocs	84
4.3.2.1. Méthodologie suivie.....	84
4.3.2.2. Erreurs sur les mesures et corrections	85
4.3.3. Analyse statistique des segments et blocs du socle.....	86
4.4. MODELISATION DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE.....	86
4.4.1. Nécessité de la modélisation piézométrique	86
4.4.2. Réalisation de cartes géomorphologiques	87
4.4.2.1. Carte de l'altitude topographique	87
4.4.2.2. Carte de la pente moyenne par cellule.....	87
4.4.2.3 Carte de distribution spatiale de l'épaisseur des altérites	87
4.4.3. Réalisation d'une carte pseudo-piézométrique.....	88
4.4.4. Principe de la modélisation piézométrique	90
4.5. METHODES DE MESURES IN SITU ET DE DOSAGE.....	92
4.5.1. Mesures sur le terrain	92
4.5.2. Échantillonnage et flaconnage	94

4.5.3. Dosage chimique et isotopique	95
4.5.3.1. Ions majeurs	95
4.5.3.2. Éléments en trace	97
4.5.3.3. Isotopes stables (^{18}O et ^2H)	99
4.5.4. Critique du protocole d'échantillonnage et de dosage chimique.....	104
4.6. TRAITEMENT DES DONNEES PHYSICO-CHIMIQUES	105
4.6.1. Approche statistique des données	105
4.6.1.1 Statistiques élémentaires	105
4.6.1.2. Faciès hydrochimiques.....	106
4.6.1.3. Analyse en composantes principales.....	107
4.6.2. Équilibre des eaux avec la matrice	108
4.6.2.1. Pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$)	109
4.6.2.2. Indice de saturation à la calcite CaCO_3 et à la dolomite $\text{Ca,Mg}(\text{CO}_3)_2$	109
4.6.3. Méthodologie de l'étude des corrélations ^{18}O et ^2H	110
4.6.3.1. Importance de l'utilisation des isotopes en hydrogéologie	110
4.6.3.2. Droite de corrélation oxygène-18 et deutérium.....	111
CONCLUSION PARTIELLE.....	112
PARTIE III : RÉSULTATS ET DISCUSSION.....	113
CHAPITRE 5 : STRUCTURE DU BASSIN VERSANT ET IDENTIFICATION DES BLOCS	
AQUIFÈRES	115
5.1. CARTOGRAPHIE STRUCTURALE	115
5.1.1. Application des filtres adaptatifs sur l'image radar.....	115
5.1.2. Analyse en composantes principales sur les images ETM+.....	115
5.1.3. Filtrage spatial.....	117
5.1.4. Cartes de linéaments du département de Soubré.....	119
5.1.4.1. Linéaments majeurs	119
5.1.4.2. Champs détaillé de linéaments.....	120
5.1.5. Passage du terme linéament au terme fracture	120
5.2. CARACTERISATION GEOMETRIQUE DU CHAMP DE MEGAFRACTURES.....	122
5.2.1. Distribution directionnelle de la fracturation	122
5.2.1.1. Orientation des fractures majeures.....	122
5.2.1.2. Distribution directionnelle de la fracturation détaillée.....	122
5.2.2. Distribution de la longueur de la fracturation.....	124
5.2.2.1. Distribution de la longueur des fractures majeures	124
5.2.2.2. Distribution de la longueur de la fracturation détaillée.....	126
5.2.3. Distribution de l'espacement interfractural.....	129
5.2.3.1. Espacement des fractures majeures.....	129

5.2.3.2. Espacement des fractures détaillées	130
5.3. DISCUSSION SUR L'ANALYSE DE LA CARTOGRAPHIE DES LINEAMENTS	132
5.4. ANALYSE DU RESEAU EN SEGMENTS ET EN BLOCS	136
5.4.1. Décomposition de la carte de linéaments en segments individuels	137
5.4.1.1. Longueur des segments	138
5.4.1.2. Orientation des segments	140
5.4.1.3. Surface et diamètre des blocs	142
5.4.1.4. Orientation des blocs	144
5.4.2. Discussion sur les segments et les blocs	145
CONCLUSION PARTIELLE	147
CHAPITRE 6 : GÉOMORPHOLOGIE, PIÉZOMÉTRIE ET DÉBITS	149
6.1. GEOMORPHOLOGIE DU DEPARTEMENT DE SOUBRE	149
6.1.1. Altitude	149
6.1.1.1. Domaine des vallées	150
6.1.1.2. Domaine des bas plateaux	151
6.1.1.3. Domaine des hauts plateaux	152
6.1.2. Pente des terrains	153
6.2. EPAISSEUR DE L'HORIZON DES ALTERITES	154
6.2.1. Première interprétation de la carte d'épaisseur des altérites	155
6.2.2. Interprétation de la carte d'épaisseur dans un cadre paléo-morphologique	157
6.2.3. Influence de la lithologie sur la carte d'épaisseur des altérites	159
6.3. PIEZOMETRIE DU DEPARTEMENT DE SOUBRE	161
6.3.1. Carte pseudo piézométrique : données corrigées par la pluviométrie	161
6.3.2. Relation entre l'épaisseur des altérites et le niveau piézométrique	163
6.4. RELATION ENTRE LE DEBIT D'AIR LIFT ET L'EPAISSEUR AQUIFERE EFFICACE	166
6.4.1. Corrélacion entre débit et épaisseur d'altérite	166
6.4.2. Débit linéaire et épaisseur utile d'aquifère fissuré	167
6.5. MODELISATION PIEZOMETRIQUE	168
6.5.1. Cours d'eau pérennes, piézométrie et topographie	168
6.5.2. Comparaison avec le niveau piézométrique mesuré en forages : anomalies	174
CONCLUSION PARTIELLE	175
CHAPITRE 7 : HYDROGÉOCHIMIE DU DÉPARTEMENT DE SOUBRE	177
7.1. RESULTATS DES MESURES IN SITU ET DES ANALYSES EN LABORATOIRE	177
7.1.1. Paramètres physico-chimiques	180
7.1.2. Teneurs en ions majeurs et en traces	182
7.2. CARACTERISATION HYDROCHIMIQUE DES AQUIFERES	184

7.2.1. Faciès des eaux souterraines de Soubré	184
7.2.1.1. Selon le diagramme logarithmique de Schoeller-Berkaloff	184
7.2.1.2. Approche globale selon le diagramme de Piper	185
7.2.1.3. Notion de pôle hydrochimique : lecture approfondie du diagramme de Piper	186
7.2.1.4. Faciès selon le diagramme de Chadha	190
7.2.1.5. Signification des pôles hydrochimiques et distribution spatiale	191
7.2.2. Origine du nitrate dans les eaux de Soubré et dénitrification	194
7.2.2.1. Origine de l'abondance du nitrate	194
7.2.2.2. Rappels sur la dénitrification.....	196
7.2.3. Ratios hydrochimiques	197
7.2.3.1. Ratios anion / anion.....	197
7.2.3.2. Ratios cation / cation.....	201
7.2.3.3. Ratios cation / anion.....	208
7.2.3.4. Indice d'échange de base.....	214
7.2.3.5. Comparaison des deux missions	215
7.2.4. Équilibre des eaux avec la matrice	216
7.2.4.1. Pression partielle de CO ₂ équilibrante dans les eaux souterraines de Soubré	216
7.2.4.2. Interprétation fondée sur l'équilibre calco-carbonique	218
7.2.4.3. Indices de saturation à la calcite et à la dolomite et pH d'équilibre	220
7.3. ANALYSES EN COMPOSANTES PRINCIPALES	225
7.3.1. Corrélations et facteurs	225
7.3.2. Discussion sur la signification des axes factoriels	227
7.3.3. Position des forages (unités statistiques) suivant les axes factoriels	230
7.4. CARACTERISATION ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE SOUBRE	232
7.4.1. Résultats du dosage	232
7.4.2. Diagramme δ ² H versus δ ¹⁸ O	235
7.4.3. Interprétation de la variabilité des isotopes stables	236
7.4.4. Discussion sur le caractère marin ou océanique.....	238
CONCLUSION PARTIELLE.....	239
CHAPITRE 8 : DISCUSSION GÉNÉRALE.....	241
8.1. ALTERATION ET CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES	241
8.2. LINEAMENTS ET CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES	242
8.2.1. Débits et proximité des linéaments	242
8.2.2. Débits et surface de bloc	244
8.2.3. Rôle des linéaments dans la circulation d'eau souterraine	246
8.3. RELATION ENTRE LA CHIMIE DE L'EAU ET LA CIRCULATION DES EAUX SOUTERRAINES	247
8.3.1. Chimie et âge relatif des eaux souterraines	247
8.3.2. Chimie et zones d'infiltration.....	249

8.3.3. Corrélation de la chimie avec les linéaments majeurs.....	251
8.4. QUALITE CHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE SOUBRE.....	254
8.4.1. Comparaison des eaux les eaux souterraines de Soubré avec certaines eaux de socle.....	254
8.4.2. Spécificité chimique des eaux souterraines de Soubré.....	257
8.4.3. Risque éventuel de pollution des eaux de Soubré par les produits phytosanitaires.....	259
CONCLUSION PARTIELLE.....	260
CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES.....	262
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	267
ANNEXES.....	285

INDEX DES FIGURES

Figure 1. Localisation de la zone d'étude	9
Figure 2. Moyenne interannuelle de 1981 à 2005 de la pluviométrie mensuelle	16
Figure 3. Pluviométrie annuelle (1981-2005)	17
Figure 4. Variations en moyenne interannuelle (1981-2005) de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et de la température mensuelles dans le département de Soubré	18
Figure 5. Carte d'occupation des sols	21
Figure 6. Carte du réseau hydrographique du département de Soubré.....	24
Figure 7. Courbes de tarissement calculées et observée (naturelle) du fleuve Sassandra à Piébly en 1993 (extrait de : Savané <i>et al</i> , 2003).....	26
Figure 8. Chronique des débits mensuels (en m ³ .s ⁻¹) du fleuve Sassandra à la station de Soubré	26
Figure 9. Carte géologique simplifiée (Kouamelan, 1996).....	29
Figure 10. Lithologie du domaine SASCA, d'après Papon et Lemarchand (1973)	35
Figure 11. Carte géologique du département de Soubré (modifié d'après Papon et Lemarchand, 1973)	38
Figure 12. Schéma d'une « fosse d'altération » sur substratum granitique (d'après Burgéap, 1974)	47
Figure 13. Modèle conceptuel stratiforme de la structure hydrogéologique des aquifères de socle	48
Figure 14. Mosaïque des trois scènes ETM ⁺ couvrant le département de Soubré.....	58
Figure 15. Scène Radarsat de la région de Soubré (5°19 - 6°34 N et 7°08 - 6°12 W)	59
Figure 16. Modèle numérique d'altitude en échelle de gris du département de Soubré.....	61
Figure 17. Organigramme de traitement et d'intégration des images optiques et radar	71
Figure 18. Définition de la distance interfracturale ou espacement	81
Figure 19. Modélisation de la surface piézométrique (extrait de Wyns <i>et al.</i> , 2004).....	90
Figure 20. Localisation des points d'échantillonnage sur la carte des linéaments majeurs.....	93
Figure 21. Schéma de principe du spectromètre d'absorption atomique.....	96
Figure 22. Schéma de principe de la technique de spectrométrie d'émission ICP-AES	98
Figure 23. Rapports isotopiques ² H/ ¹ H moyens (en ppm) de substances naturelles	102
Figure 24. Application de quelques filtres adaptatifs (11x11) à l'image Radarsat-1	116
Figure 25. Première composante principale (PC1) de l'ACP des 7 bandes ETM ⁺	117
Figure 26. Filtrage des images satellitaires et extraction des linéaments	118
Figure 27. Carte des linéaments majeurs du département de Soubré.....	119
Figure 28. Carte du relevé détaillé des linéaments de Soubré.....	120
Figure 29. Comparaison entre les linéaments majeurs et des fractures majeures connues.....	121
Figure 30. Rosace directionnelle des fractures majeures (N = 168).....	122
Figure 31. Rosace directionnelle de la fracturation détaillée (N = 2565).....	123
Figure 32. Echec de l'ajustement d'une loi normale sur la distribution de l'orientation des linéaments détaillés sur l'intervalle N20 à N150.....	124
Figure 33. Distribution par classe de longueur des linéaments majeurs.....	125
Figure 34. Distribution de la longueur de la fracturation détaillée.....	126
Figure 35. Ajustement de lois sur la distribution de longueur de fractures.....	127
Figure 36. Ajustement d'une loi puissance sur la distribution de longueur de la fracturation détaillée.....	128

Figure 37. Ajustement de lois de distribution sur l'espace entre fractures majeures	130
Figure 38. Ajustement de lois sur la distribution de l'espace, fracturation détaillée.....	131
Figure 39. Distribution de l'espace, fracturation détaillée : échec de l'ajustement de la loi puissance dans un diagramme logarithmique	132
Figure 40. Carte linéaire de la zone sud-est du département de Soubré.....	136
Figure 41. Linéaments en 256 niveaux de gris.....	137
Figure 42. Image « label » des segments	137
Figure 43. Image « label » des blocs.....	137
Figure 44. Distribution de la longueur des segments	139
Figure 45. Echec de l'ajustement de la longueur des segments par une loi puissance.....	140
Figure 46. Histogramme directionnel des segments.....	141
Figure 47. Histogramme directionnel des segments, pondéré par leur longueur cumulée	141
Figure 48. Histogramme directionnel des segments pondéré par leur longueur cumulée, réorganisé autour de la direction moyenne. Échec de l'ajustement d'une loi normale.....	141
Figure 49. Distribution de longueur du diamètre équivalent des blocs	142
Figure 50. Ajustement de la loi puissance sur le diamètre équivalent des blocs.....	143
Figure 51. Histogramme directionnel des grands axes des blocs	144
Figure 52. Histogramme directionnel des grands axes des blocs, pondéré par les diamètres des blocs.....	145
Figure 53. Histogramme directionnel des grands axes des blocs, pondéré par les diamètres des blocs, réorganisés autour de la direction moyenne	145
Figure 54. Modèle numérique de terrain réalisé à partir du MNA de Soubré	150
Figure 55. Carte de pente dans le département de Soubré	153
Figure 56. Schéma des niveaux repères : sol, niveau piézométrique, base des altérites, et base de l'horizon fissuré (modifié d'après Wyns, 1999).....	154
Figure 57. Carte de l'épaisseur d'altérite obtenue à partir de 105 forages ; en rose et marron, axes à faible épaisseur d'altérite ; en vert, axe à forte épaisseur.....	155
Figure 58. Coupe schématique O-E tracée entre Soubré et Yabayo montrant une zonalité de l'épaisseur des altérites sur la rive gauche du Sassandra.....	156
Figure 59. Carte de l'épaisseur d'altérite à partir de n forages : A. 137 ; B. 190.....	157
Figure 60. Surface du mur et écart-type d'épaisseur du régolithe.....	158
Figure 61. Carte de l'épaisseur du régolithe obtenue par soustraction MNA - surface du mur du régolithe	160
Figure 62. Courbes isovaleurs de la piézométrie mesurée, corrigée par la pluviométrie	162
Figure 63. Interface des profondeurs N_a et N_{s_i} vs Z_{sol}	163
Figure 64. Corrélations entre les mesures de profondeur sur 88 forages	164
Figure 65. Loi uniforme de N_a sur l'intervalle 1-25 m (84 forages)	165
Figure 66. Loi uniforme de N_{s_i} (notée N_p) sur l'intervalle 0,2-15 m (74 forages).....	165
Figure 67. Loi uniforme de $N_a - N_{s_i}$ sur l'intervalle 1-20 m, sur 71 forages	165
Figure 68. Débit d'air lift vs plusieurs paramètres de profondeur sur 55 forages.....	166
Figure 69. Débit linéaire cumulé en fonction des valeurs de débit, par classe d'épaisseur d'altérite.....	166
Figure 70. Relation entre le débit linéaire et la hauteur d'eau utile sous la base des altérites (53 forages)	167
Figure 71. Débit linéaire cumulé vs de la hauteur d'eau utile sous la base des altérites (53 forages).....	168

Figure 72. Carte isohypse de la base des thalwegs dans le secteur sud (215 points)	169
Figure 73. Courbes isovaleurs de la cote de la tête de forage des dossiers (220 points)	170
Figure 74. Relations entre surface piézométrique et surface du sol (données de dossiers) avec comme référence la surface de base des cours d'eau pérennes (61 forages)	171
Figure 75. Relations entre surface piézométrique et surface du sol avec comme référence la surface de base des cours d'eau pérennes (37 forages).....	172
Figure 76. Corrélation de Wyns sur 55 forages, sans les valeurs de b négatives	173
Figure 77. Courbes isovaleurs de la piézométrie théorique dans le secteur d'étude obtenues à l'aide de l'équation $a = f(b)$, de la surface de base des thalwegs et de la surface du MNA	174
Figure 78. Relation entre la balance ionique (BI) et la conductivité électrique (CE).....	177
Figure 79. Relation entre température, formation géologique et profondeur des forages	180
Figure 80. Corrélation entre la CE et la MTD des eaux échantillonnées	181
Figure 81. Histogramme de la conductivité électrique (CE) des eaux et loi normale testée	182
Figure 82. Carte de distribution spatiale des faciès hydrochimiques	185
Figure 83. Diagramme de Piper des eaux souterraines du département de Soubré.....	186
Figure 84. Diagramme de Piper et pôles hydrochimiques	189
Figure 85. Diagramme hydrochimique de Chadha	190
Figure 86. Distribution des eaux par pôle hydrochimique, CE et MTD	192
Figure 87. Distribution spatiale du taux de HCO_3^- et de la conductivité électrique	193
Figure 88. Histogramme de la teneur en nitrate des eaux souterraines de Soubré	194
Figure 89. Distribution spatiale du taux de NO_3^- et de la conductivité électrique.....	195
Figure 90. Diagramme du couple NO_3^- vs HCO_3^- par pôle hydrochimique et droite 1/-1 de dénitrification hétérotrophe	198
Figure 91. Diagramme du couple NO_3^- vs SO_4^{2-} par pôle hydrochimique et droite 1/-1,4 de dénitrification autotrophe	198
Figure 92. Relation entre le ratio $(\text{SO}_4^{2-} / \text{Cl})$ et le ratio $\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$ et la cote du forage.....	200
Figure 93. Ratio Na^+ / K^+ en fonction de la teneur en K^+	201
Figure 94. Distribution spatiale du ratio et de la conductivité électrique.....	202
Figure 95. Distribution spatiale du taux de $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ et de la conductivité électrique	203
Figure 96. Distribution spatiale du taux de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et de la conductivité électrique	205
Figure 97. Distribution spatiale du ratio $(\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+})$ et de la conductivité électrique.....	206
Figure 98. Relations entre le ratio $(\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+})$ et le ratio $(\text{Na}^+ / \text{K}^+)$ par pôle.....	207
Figure 99. Teneur en Fer <i>versus</i> teneur en nitrate des eaux	208
Figure 100. Teneur en fer <i>versus</i> teneur en sulfate des eaux (P_{SC} est privé de L39 et M15 dont les teneurs en sulfate avoisinent 400 mg.L^{-1}).....	209
Figure 101. Teneur en Ca^{2+} <i>versus</i> teneur en HCO_3^- des eaux	210
Figure 102. Teneur en Ca^{2+} <i>versus</i> teneur en SO_4^{2-}	211
Figure 103. Teneur en Mg^{2+} <i>versus</i> teneur en HCO_3^-	212
Figure 104. Teneur en Mg^{2+} <i>versus</i> teneur en SO_4^{2-}	213
Figure 105. Teneurs en Na^+ <i>versus</i> teneur en Cl^-	214
Figure 106. Distribution du logarithme de la pression partielle de CO_2 équilibrante	216

Figure 107. Pression partielle équilibrante de CO ₂ et profondeur des forages.....	217
Figure 108. Teneur des bicarbonates et pression partielle équilibrante de CO ₂	218
Figure 109. Indice de saturation (IS) des échantillons d'eau à la calcite et à la dolomite.....	221
Figure 110. Comparaison du pH d'équilibre global avec le pH mesuré in situ.....	222
Figure 111. Diagramme ISD vs. ISC des eaux souterraines de Soubré.....	223
Figure 112. Couples HCO ₃ ⁻ vs. pH <i>in situ</i> , comparés avec la droite d'équilibre des 7 eaux à quasi-saturation et la droite réelle de ces points.....	224
Figure 113. Espace des variables dans les principaux plans factoriels.....	229
Figure 114. Espaces des unités statistiques dans le plan F ₁ x F ₂	231
Figure 115. Espace des unités statistiques dans le plan F ₁ x F ₃	231
Figure 116. Espace des unités statistiques dans le plan F ₁ x F ₄	232
Figure 117. Valeur moyenne annuelle en δ ¹⁸ O des précipitations à l'échelle mondiale.....	234
Figure 118. Valeurs de δ ² H et δ ¹⁸ O (en ‰ versus SMOW) des eaux de Soubré.....	235
Figure 119. Relation entre distance au plus proche linéament majeur et débit (48 forages).....	242
Figure 120. Relation entre distance au plus proche linéament majeur et débit maximum (48 forages).....	243
Figure 121. Relation entre débit de forage et surface de bloc.....	244
Figure 122. Modèle de variation des teneurs du Ca et de Na en fonction de l'âge relatif de l'eau dans les aquifères de Soubré.....	248
Figure 123. Schéma conceptuel de la distribution des ions Ca, Na et K dans un aquifère fissuré de Soubré.....	248
Figure 124. Carte montrant les degrés d'infiltration d'après la chimie des eaux.....	250
Figure 125. Distribution spatiale du rapport SO ₄ ²⁻ / Cl ⁻ et sens d'écoulement souterrain.....	252
Figure 126. Principaux axes d'écoulement dans le département de Soubré.....	253

INDEX DES TABLEAUX

Tableau I. Résumé du processus de correction géométrique.....	72
Tableau II. Corrélation entre les différents canaux de l'image multispectrale.....	73
Tableau III. Les matrices des filtres spatiaux utilisés.....	76
Tableau IV. Répartition moyenne des isotopes au sein des principaux éléments constituant les substances naturelles.....	99
Tableau V. Pourcentage d'information de l'ACP.....	116
Tableau VI. Tests d'ajustement khi2 et K-S (Kolmogorov-Smirnov) de la longueur des linéaments majeurs à des lois de distribution classiques.....	125
Tableau VII. Ajustement de la distribution de longueur de la fracturation détaillée : test du khi2 et test de Kolmogorov-Smirnov.....	127
Tableau VIII. Échantillonnage de l'espacement entre les fractures.....	129
Tableau IX. Test d'ajustement de lois de distribution sur l'espacement entre les linéaments majeurs.....	129
Tableau X. Test d'ajustement de lois de distribution sur l'espacement dans la fracturation détaillée.....	131
Tableau XI. Test d'ajustement de la longueur des segments obtenus par intersection de la fracturation détaillée.....	

dans un sous-domaine de la zone d'étude	138
Tableau XII. Test d'ajustement de la longueur des diamètres équivalents des blocs obtenus par intersection de la fracturation détaillée dans le sous-domaine	143
Tableau XIII. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux échantillonnées	178
Tableau XIV. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux échantillonnées (suite).....	179
Tableau XV. Paramètres physico-chimiques des eaux analysées	180
Tableau XVI. Résumé des résultats des analyses chimiques	183
Tableau XVII. Hydrofaciès des eaux souterraines du département de Soubré	184
Tableau XVIII. Comparaison des teneurs (meq/L) entre les deux missions, L et M	215
Tableau XIX. Contribution des variables selon les axes et variance exprimée	226
Tableau XX. Matrice de Pearson montrant les corrélations entre les variables de l'ACP	227
Tableau XXI. Teneurs en ^2H et ^{18}O (en ‰ vs SMOW) de quelques eaux	233
Tableau XXII. Débit, surface de bloc et distance par rapport au linéament le plus proche	245
Tableau XXIII. Teneur en ions Fe^{2+} , Mn^{2+} et Al^{3+} dans quelques eaux	255
Tableau XXIV. Gammes de variation des teneurs en ions majeurs de quelques eaux en zone de socle (Côte d'Ivoire)	256
Tableau XXV. Norme de potabilité chimique des ions analysés	257
Tableau XXVI. Inventaire des forages présentant des paramètres hors norme OMS	258
Tableau XXVII. Comparaison entre des eaux minérales du commerce avec les eaux spéciales de Soubré	258

ACRONYMES ET SIGLES

AAS	Atomic Absorption Spectrometry
AES	Atomic Emission Spectroscopy
AMPA	Amino methylphosphonic Acid
CE	Conductivité Électrique
CEA	Commissariat à l'Énergie Atomique
CIE	Compagnie Ivoirienne d'Électricité
CIEH	Comité Interafricain d'Études Hydrauliques
CEREVE	Centre d'Enseignement et de Recherche Eau Ville Environnement
CNAM	Conservatoire National des Arts et Métiers
CURAT	Centre Universitaire de Recherche et d'Application en Télédétection
DHH	Direction de l'Hydraulique Humaine
ETM	The Landsat Enhanced Thematic Mapper
FIT	Front Intertropical
ICP	Inductively Coupled Plasma
IDES	Interactions et Dynamique des Environnements de Surface
LSTEE	Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau et de L'Environnement
MDT	Matières Dissoutes Totales
MNA	Modèle Numérique d'Altitude.
MNT	Modèle Numérique de Terrain
OMS	Organisation Mondiale de la Santé
POEA	Polyethoxylated amin
RADAR	Radio Detection And Ranging
SASCA	Sassandra-Cavally
SIG	Système d'Information Géographique
SIPEF-CI	Société Internationale de Plantations et de Finances en Côte d'Ivoire
SODECI	Société D'Exploitation de l'Eau en Côte d'Ivoire
SODEXAM	Société de Développement et d'Exploitation Aéroportuaire et Maritime
SRTM	Shuttle Radar Topographic Mission
TAC	Titre Alcalimétrique Complet
THT	Titre Hydrotimétrique Total
UFR-STRM	Unité de Formation et Recherche des Sciences de la Terre et des Ressources Minières
UTM	Universal Transversal Mercator
WGS	World Grid System
ZCIT	Zone de Convergence Intertropicale

RÉSUMÉ

Titre : Hydrodynamisme dans les aquifères de socle du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire (Soubré). Apports de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie.

Les eaux souterraines constituent la principale source d'alimentation en eau potable de la population rurale ivoirienne en général, et celle du Sud-Ouest en particulier. En effet, le territoire ivoirien est constitué à 97 % de roches endogènes et cristallophylliennes qui sont des milieux complexes dont l'étude hydrogéologique requiert une approche pluridisciplinaire. Dans la présente thèse, des outils de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie ont été utilisés pour caractériser la circulation des eaux souterraines dans la partie du bassin versant du Sassandra qui est située dans le département de Soubré (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire).

Une carte détaillée de la fracturation a été créée par application des techniques appropriées de levé linéaire à l'aide des images satellitaires (Landsat-7 ETM⁺ et Radarsat-1). Cette carte a été étudiée par analyse d'image pour aboutir à la caractérisation statistique de la géométrie des aquifères de socle. La structuration des aquifères en blocs individualisés a été mise en évidence, avec un axe majeur d'anisotropie de direction N15 à N20. L'approche des aquifères discontinus par leur discrétisation en bloc est permet de passer de l'échelle régionale à l'échelle locale dans l'étude de l'hydrodynamisme dans les aquifères discontinus. La distribution des espacements entre les fractures obéit à un processus de poisson ce qui a permis d'estimer que 17 % de linéaments de taille inférieure à 2,1 km n'ont pas été cartographiés.

La carte de fracturation a guidé le choix des points d'échantillonnage des eaux souterraines pour des analyses chimiques et isotopiques. Les eaux souterraines sont principalement des faciès bicarbonatés calciques ou alcalins. Les conditions d'emmagasinement et de circulation des eaux souterraines en milieu de socle ont été approchées par l'utilisation des ions majeurs de l'eau. Les eaux calciques, peu ou moyennement minéralisées, sont issues des zones en amont du bassin versant où la recharge des nappes, se fait assez vite à travers certains chemins préférentiels. Les eaux sodiques sont localisées en grande partie en aval du bassin versant où l'infiltration des eaux fortement évaporées et les échanges des cations sont les phénomènes qui dominent.

La géomorphologie du révèle que les terrains présentent des altitudes s'échelonnant de 70 m à 210 m avec des pics ponctuels par endroits qui s'élèvent jusqu'à 450 m avec et des pentes qui oscillent de 2 à 4 %. L'analyse des épaisseurs d'altérites a permis de mettre en évidence un contrôle par la lithologie et une épaisseur est moins forte dans les vallées des principaux cours d'eau. La modélisation piézométrique montre que le bassin versant hydrogéologique reproduit le bassin versant hydrologique à une dizaine de mètres de profondeur avec quelques variations.

La compréhension du système est désormais suffisante pour proposer des pistes de gestion des eaux souterraines dans la région de Soubré.

Mots clés : Soubré ; télédétection ; hydrodynamisme ; hydrogéochimie, aquifère de socle ; fracture ; piézométrie

ABSTRACT

Title : Hydrodynamism in in hard-rock aquifers on the Southwest of the Ivory Coast (Soubre). Contributions of the remote sensing, geomorphology, and hydrogeochemistry.

The groundwater is the main source of drinking water supply for the rural population in the Ivory Coast, particularly in the South-west area. Indeed, geological substratum of Ivory Coast is formed by 97% from crystalline and metamorphic rocks which are complex media needing for an interdisciplinary approach for a comprehensive hydrogeology study. In this thesis, some methods of remote sensing, geomorphology, and hydrogeochemistry were used to characterize the ground water flow in this part of the Sassandra River watershed that lies in the departement of Soubré.

A detailed map of the fracturation was created by applying appropriate processing techniques of lineament mapping on two types of images: Landsat-7 (ETM+) and and Radarsat-1. This network of lineaments, interpreted as faults parting the region into blocs, has been analysed in order to obtain a statistical characterisation of the geometry of the aquifer blocs in the bedrock. A major axis of anisotropy trending N15 to N20 was thus pointed out. The discontinuous aquifers approach by their discretization in bloc allowed going from the regional to the local scale in the study of the hydrodynamism. The distribution of the spacing between the fractures obeys a process of Poisson distribution which allowed estimating that 17 % of lineaments of size inferior to 2.1 km were not mapped.

The map of fracturation guided the selection of the groundwater sampling points for the chemistry and isotopic analysis. The groundwater is mainly of type Ca-HCO₃ or Na-HCO₃. The conditions of the groundwater storage and circulation in the bedrock are studied here by using major ions. The calcic water, little or moderately mineralized is ensued from some zones of the watershed where the recharge is quite fast through some preferential paths. The sodic water is largely located at the downstream of the watershed, where the water infiltration strongly evaporated, and the cations exchange are the prevailing phenomena.

The geomorphology of the study area reveals that the terrains present some altitudes spreading out from 70 to 210 m, with some punctual peaks of 450 m in places, and some slopes ranging from 2 to 4%. The analysis of the regolith thickness pointed out a control by the lithology, and a layer less thick in the main stream's channel valleys. From borehole data (hydrostatic level) and the water level in the hydrographical network, we show that the hydrogeological watershed is a subdued version of the hydrological watershed at a depth of 10 m with some variations. From now, our understanding of the system allows us to propose guidelines for water management and to plan a next fieldwork in the Soubré area.

Keys words: Soubre; remote sensing; hydrodynamism; hydrogeochemistry; hard-rock; aquifer; fracture; piezometry

INTRODUCTION GÉNÉRALE

« L'eau, c'est fait pour naviguer ! J'en connais qui se lavent avec, j'en connais qui la
boivent ».

Dicton breton.

Dans de nombreux pays, la *quasi* totalité de l'eau potable se trouve en milieu de socle où la perméabilité matricielle résulte de la présence d'un réseau de fissures ou de canaux. Cette perméabilité, très variable, dépend de la fréquence et de l'ouverture des fissures (Reiss, 1980). L'eau, en zone de socle s'emmagasiné souvent dans les couches supérieures (altérites) et / ou circule le long de conduits privilégiés, qui sont essentiellement des fissures ou des failles. Cette eau est de bien bonne qualité comparée à l'eau de surface (fleuves, rivières, lacs et étangs). Dans certaines régions du monde et surtout dans les régions arides, l'eau souterraine devient la seule source d'approvisionnement en eau potable. Même dans les régions tropicales humides, le tarissement occasionnel des points d'eau traditionnels (marigots, sources et puits paysans), la mauvaise qualité (cause de maladies hydriques) et le surcoût occasionné par le traitement des eaux de surface font de l'eau souterraine un bien précieux.

En Côte d'Ivoire, l'eau souterraine constitue la principale source d'alimentation en eau potable de la population rurale. En effet, le territoire ivoirien est constitué à 97,5 % de roches cristallines et cristallophylliennes, milieu par essence complexe. Pour améliorer l'accès à l'eau potable, les autorités politiques et administratives ont entrepris, depuis le début les années 1970, des programmes pour doter chaque village et hameau de points d'eau potable. C'est ainsi que plusieurs localités ont bénéficié de puits modernes et de forages à motricité électrique ou humaine. Au total, 13 312 forages étaient en exploitation selon le rapport du bilan de l'évaluation du programme national d'hydraulique villageoise de mai 1999 (JICA, 2001). Aujourd'hui, le cap des 16 000 points d'eau sur le territoire ivoirien est largement dépassé (Jourda, 2009). Bien que, ce nombre soit en hausse, le ratio habitants / point d'eau potable reste faible, en raison de la croissance galopante de la population. Par ailleurs, le Sud-Ouest, région par excellence de production de fève de cacao, devient de plus en plus peuplée à cause de la main-d'œuvre considérable que nécessite cette culture exploitée de façon traditionnelle. Or, l'accroissement de la population va de pair avec l'augmentation des besoins en eau. Le tarissement et le vieillissement des points d'eau montrent qu'il est urgent de trouver des sites pour l'implantation de nouveaux forages. L'État ivoirien, avec l'aide de ses partenaires internationaux (Organisation Mondiale de la Santé, Banque mondiale, Banque africaine de développement, etc.) et, tout récemment, le fonds de développement et de promotion des activités des producteurs de café et de cacao, ont pris conscience de l'urgence de la situation. Ils accentuent, depuis lors, des projets d'hydraulique dans le Sud-Ouest. Ces projets concernent la création de nouveaux forages, la réhabilitation des anciens points d'eau et la formation des artisans réparateurs pour prendre en charge les pannes éventuelles (JICA,

2001). Toute fois, créer de nouveaux forages ou comprendre les raisons de l'abandon de certains forages, l'exploitation des résultats des travaux de recherche en hydrogéologie s'avère indispensable. En effet, bien souvent, les forages implantés ne répondent pas aux attentes des populations (faible débit, tarissement précoce, eau non potable, etc.). Or, dans les zones de socle, les réservoirs les plus utiles en termes de quantité sont localisés soit sur ou aux alentours des fractures, soit sur des nœuds de fractures (UNESCO, 1987 ; Sander *et al.*, 1997 ; Singah et Gupta, 1999 ; Jourda, 2005), soit dans l'horizon fissuré qu'on trouve généralement dans les soixante premiers mètres (Wyns *et al.*, 2004). Le repérage des fractures qui guident l'écoulement ou de l'horizon fissuré n'est pas toujours aisé. Il faut pour cela des campagnes géophysiques, des analyses d'images satellitaires et plusieurs campagnes de terrain. Compte tenu de la complexité des aquifères de socle (aquifères discontinus, formations géologiques hétérogènes, fracturation variée, etc.) et afin de mieux comprendre leurs propriétés hydrodynamiques et hydrochimiques plusieurs études ont été conduites à travers le monde sur tous les types de socle.

L'approche de la structuration des réseaux de fractures se fait parfois par la cartographie des linéaments qui sont des structures linéaires qui parcourent les formations géologiques de socle. Ces objet linéaires, exception faite de ceux qui sont d'origine anthropique (routes, ligne de haute tension, limite de plantation etc.) sont désignés par O'Leary and Pohn en 1976 à la suite de Hobbs (1904) par « linéaments ». La cartographie des linéaments et leur interprétation ont contribué à une meilleure connaissance de la géométrie des milieux discontinus et à repérer les fractures hydrauliquement favorables dans plusieurs régions du monde. En Côte d'Ivoire, les travaux de Biémi (1992), Savané (1997), Kouamé (1999), Lasm (2000), Jourda (2005), Kouamé *et al.* (2005) et Youan Ta *et al.* (2008) en sont quelques exemples. Ces travaux ont montré à l'aide de la télédétection le rôle important joué par la géométrie des réseaux de fractures dans l'écoulement souterrain.

En outre, la connaissance de la composition chimique et isotopique de l'eau peut fournir des informations utiles au sujet des milieux, des conditions d'écoulement, de l'évolution chimique et de l'équilibre pouvant s'établir entre l'eau et la plupart des minéraux des roches encaissantes (Oga, 1998 ; Tweed *et al.*, 2005 ; Adiaffi, 2008 ; et Ayraud *et al.*, 2008). Par conséquent, l'étude hydrogéochimique (hydrochimie de l'eau souterraine) et isotopique en milieu discontinu peut être utile à l'étude de l'hydrodynamisme dans les zones de socle. En Côte d'Ivoire, les travaux de Biémi (1992), Tapsoba (1995), Savané (1997) et Soro (2002) ont montré la place prépondérante qu'occupent les connaissances hydrochimiques en milieu de socle. Or, nous constatons que les investigations hydrogéochimiques complètes sont rares

lors des programmes d'hydraulique villageoise. Généralement, elles se limitent aux seules mesures du pH et de la conductivité ou au dosage de certains ions majeurs de l'eau (Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ , HCO_3^- et SO_4^{2-}). Évidemment, ces données ne suffisent pas pour apprécier réellement les caractéristiques physico-chimiques et spatio-temporelles de l'eau pour une gestion rationnelle de la ressource et surtout pour le suivi de la qualité de l'eau.

Dans la gestion et l'amélioration de l'accès à l'eau potable en quantité et en qualité satisfaisante, la compréhension de l'hydrodynamisme dans sa globalité (à l'échelle régionale) s'avère primordiale. Pour atteindre ce but, nous préconisons une approche pluridisciplinaire. C'est dans cette optique que ce présent travail a été initié dans le département de Soubré, situé dans le Sud-Ouest ivoirien. Il a pour thème : *Hydrodynamisme dans les aquifères de socle du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire : cas du département de Soubré. Apports de la télédétection, de la géomorphologie et de l'hydrogéochimie.*

L'objectif principal est d'étudier l'écoulement souterrain en utilisant de façon complémentaire des outils de la télédétection, de la géomorphologie et l'hydrochimie. Les objectifs spécifiques assignés à cette étude sont :

- ✓ étudier la fracturation à travers ses paramètres géométriques (taille et espacement) ;
- ✓ identifier les fractures qui drainent l'eau souterraine à l'échelle régionale ;
- ✓ comprendre l'influence de la topographie sur les écoulements souterrains ;
- ✓ modéliser et de comprendre la dynamique la Piézométrie régionale ;
- ✓ voir l'apport des ions majeurs et des isotopes stables de l'eau à la connaissance de l'hydrodynamisme souterrain.

Cette étude a été menée à l'échelle départementale. Toutefois, comme de plus en plus les études hydrogéologiques se font à l'échelle d'un bassin versant hydrologique, la modélisation de la surface piézométrique et la discretisation en blocs aquifères ont été effectuées à l'intérieur du bassin du sassandra situé dans le département de Soubré.

Le plan de rédaction est subdivisé en trois grandes parties. La première partie est relative à la connaissance des caractéristiques géographiques, climatologiques et hydrographique, d'une part, et des traits géologiques et hydrogéologiques du socle cristallin et cristallophyllien de la Côte d'Ivoire et du département de Soubré, d'autre part. La deuxième partie fait l'inventaire du matériel et expose les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude. La troisième partie présente les résultats obtenus et leurs interprétations ainsi qu'une discussion générale qui fait une synthèse des acquis de ces travaux.

Une conclusion générale et des perspectives sont présentées de ce travail.

PARTIE I

GÉOGRAPHIE, GÉOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DE LA ZONE D'ÉTUDE

« J'ai débuté avec ma seule intelligence, autant dire rien ».

Henri Jeanson.

CHAPITRE 1

PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

1.1. Situation géographique du département de Soubré

Le territoire du département de Soubré (figure 1) est situé dans le domaine géographique dénommé « SASCA », espace commun aux bassins versants des fleuves Sassandra et Cavally, qui correspond à une quinzaine de départements du sud-ouest de la Côte d'Ivoire, soit près de 46 000 km².

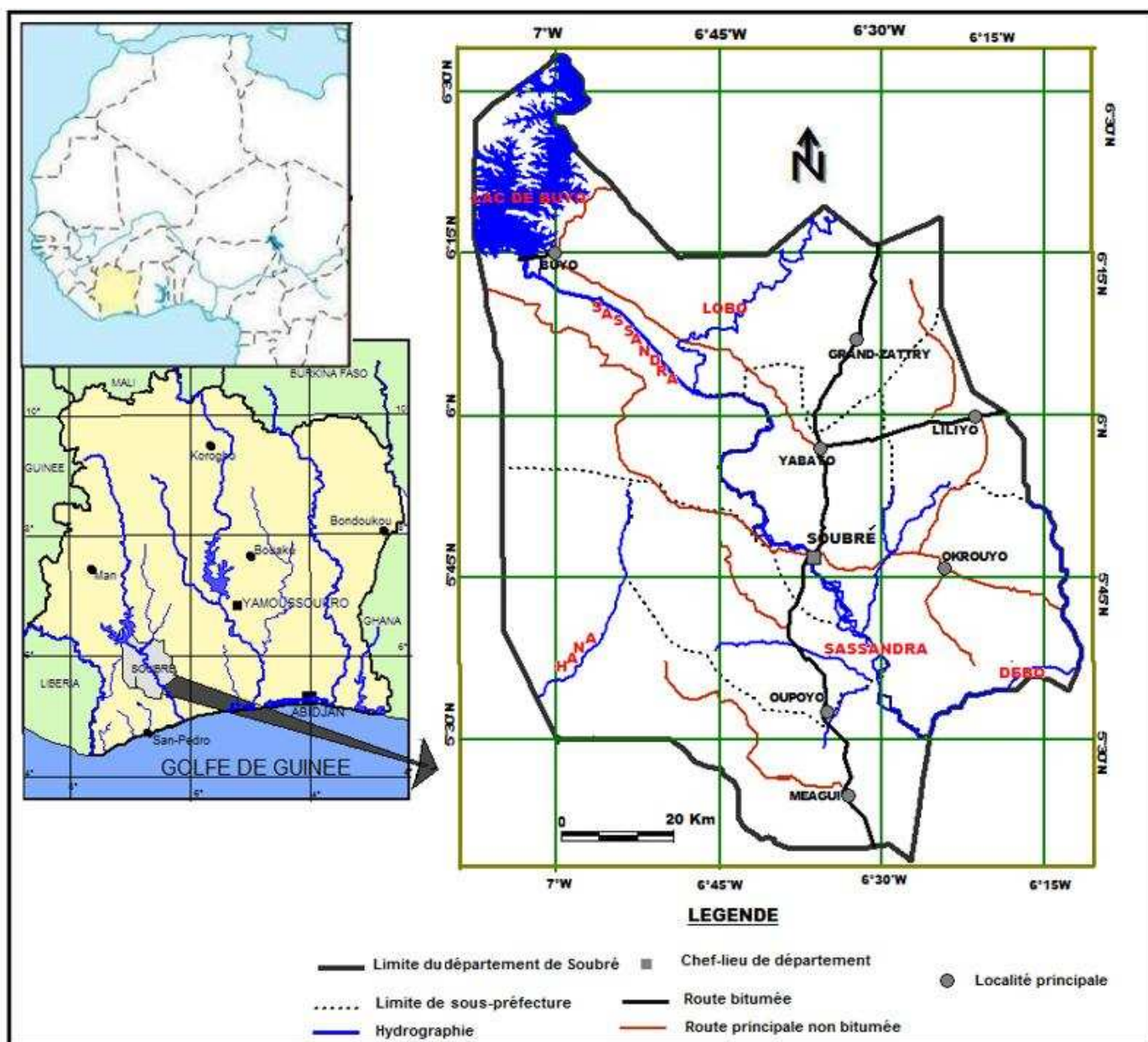


Figure 1. Localisation de la zone d'étude

Cet espace s'étend au sud du 7° parallèle jusqu'à la côte atlantique, et d'ouest en est, il va de la frontière du Liberia (fleuve Cavally) jusqu'à la longitude 6°, où commence le bassin sédimentaire côtier. Le département de Soubré s'étend au nord-est de cet espace, entre les latitudes 5°19 et 6°34 nord et les longitudes 7°08 et 6°12 ouest.

Sur le plan administratif, le département de Soubré fait partie de la région du Bas-Sassandra qui comprend les départements de Tabou, San-Pédro, Sassandra et Soubré. Le département de Soubré couvre une superficie vaste d'environ 8 500 km². Il est limité à l'est par le département de Gagnoa, à l'ouest par la forêt de Taï et la sous-préfecture de Grabo, au nord par les départements de Guiglo et d'Issia, et au sud par ceux de Sassandra et San Pédro. Le département de Soubré compte sept sous-préfectures : Buyo, Grand-Zatry, Soubré, Liliyo, Méagui, Okrouyo et Oupoyo (figure 1). La ville de Soubré, chef-lieu de département, est située à 135 km de San Pédro (port de sortie de ses produits agricoles) et à 418 km d'Abidjan (capitale économique du pays).

1.2. Vie socioéconomique de la région

À l'aube de l'indépendance de la Côte d'Ivoire en 1960, le département de Soubré était principalement peuplé par les Bakwés, qui occupaient le sud, par les Bétés au centre et à l'est, et par les Kouziés au nord (Martinet, 1975).

Aujourd'hui, la population est très cosmopolite et a été estimée récemment à 875 195 habitants (INS, 2008). C'est une population majoritairement rurale et agricole. En effet, les habitants vivant dans les villages et campements représentaient en 1998 près de 65 % de la population du département. La croissance rapide de la population est la conséquence non seulement d'une forte natalité (plus de 34,26 ‰), mais surtout d'un afflux massif et soutenu de migrants provenant des pays limitrophes, notamment du Burkina Faso et du Mali, et d'ivoiriens du centre et du nord de la Côte d'Ivoire. Ils viennent à la conquête de nouvelles terres pour la pratique de l'agriculture extensive (Ruf, 1988). Cette colonisation des forêts primitives a été soutenue par les autorités ivoiriennes depuis 1970. Ce soutien était motivé par la politique qui visait à transformer le sud-ouest du pays en une zone agricole vouée à la culture massive du cacao et du café. Depuis, il s'ensuit un aménagement accru des terres sur de grandes superficies, avec le passage d'une agriculture paysanne de subsistance à une économie de production pour le marché mondial (MAB 15, 1984).

Rappelons que la filière café-cacao, dont la région sud-ouest est l'un des piliers depuis son désenclavement, constitue le moteur principal de l'économie ivoirienne. En termes d'emploi, l'économie du café-cacao comptait plus de 700 000 exploitations en 1988 et faisait

vivre près de cinq millions de ruraux. L'effort soutenu de ces paysans a hissé la région au premier rang de la production de cacao, transformant la région du Sud-Ouest ivoirien en nouvelle « boucle » du cacao. En 2005, le seul département de Soubré a fourni une production annuelle de cacao d'environ 150 000 tonnes, soit plus du dixième de la production nationale (Ruf et Agkpo, 2008).

Le développement régional s'est accru en 1985 par l'introduction de l'agro-industrie. D'importantes superficies ont été mises en valeur par les pouvoirs publics et des sociétés privées pour la culture du palmier à huile et de l'hévéa. Actuellement, ces vastes plantations appartiennent au secteur privé : c'est le cas du domaine agro-industriel de la Société internationale de plantations et de finances en Côte d'Ivoire (Sipef-CI) dans la sous-préfecture d'Okrouyo. L'espace exploité par cette société (filiale du groupe SA, Sipef-NV) appartenait à l'ex-Palminindustrie (société de culture et d'exploitation du palmier à huile) de la région Soubré-Sassandra.

L'essor des cultures d'exportation a entraîné une industrialisation dont la dynamique est liée à la performance des rendements agricoles. En effet, les productions de cacao, de café et de palmier à huile subissent généralement un premier traitement avant d'être commercialisées ou exportées.

Le département est aussi reconnu pour son dynamisme dans des cultures vivrières de plus en plus variées. On y cultive du riz irrigué (principalement dans les vallées), le maïs, la patate douce, le manioc et l'igname. À ces produits s'ajoutent de nombreuses plantes d'appoint (aubergine, gombo, piment, etc.) et divers fruits tropicaux (orange, mangue avocat, etc.).

Malgré la vitalité agricole de la région, on constate un manque d'infrastructures routières et de communication. Seule l'artère principale qui traverse tout le département du sud au nord est bitumée. Elle relie la ville de San Pédro à celle d'Issia en passant par Soubré. Cet axe se scinde en trois au niveau de Yabayo à environ 16 km au nord de la ville de Soubré. Là, une voie bitumée part à l'est vers Gagnoa, et une autre au revêtement de grave compactée mène à Buyo au nord-ouest. Dans le prolongement de l'axe principal, une troisième voie mène à Issia en passant par Grand-Zattry.

Une autre voie part de la ville de Soubré et rejoint Okrouyo. Cette voie est semblable à celle reliant Yabayo à Buyo mais elle est carrossable en toute saison. Outre ces axes principaux, plusieurs petites routes relient les villages et campements entre eux, mais elles deviennent impraticables pendant la saison pluvieuse. Cela rend difficile l'acheminement vers les villes des divers produits agricoles pendant les saisons pluvieuses.

L'accroissement de la population (surtout rurale) a augmenté les besoins en eau dans le département. Par conséquent, la nécessité de créer de nouveaux forages et puits devient de plus en plus importante. En 2000, on dénombrait 654 forages, dont plus de 25 % étaient défectueux (JICA, 2001). L'alimentation en eau potable de la ville de Soubré est assurée par la Sodeci (Société d'exploitation de l'eau en Côte d'Ivoire). Cette alimentation en eau se fait par prélèvement et traitement de l'eau du fleuve Sassandra avant sa distribution par adduction.

1.3. Climat

Le climat rencontré dans le sud-ouest de la Côte d'Ivoire est de type équatorial, localement appelé aussi « climat attiéen ». Ce climat est caractérisé par de fortes précipitations, une humidité atmosphérique élevée et une faible variation annuelle d'amplitude thermique.

1.3.1. Contexte général du climat : zonation géographique

La Côte d'Ivoire se trouve dans une zone de confluence entre deux masses d'air : la mousson et l'harmattan. La mousson est une masse d'air humide d'origine océanique. Ce n'est autre que l'alizé de l'hémisphère austral. Quant à l'harmattan, ou l'alizé de l'hémisphère boréal, il est sec et d'origine continentale.

Ces masses d'air sont séparées par l'équateur météorologique désigné sous le vocable de front intertropical (FIT) ou « zone de convergence intertropicale » (ZCIT). C'est une ligne instable qui se situe au niveau du golfe de Guinée en janvier, tandis qu'en juillet, elle est au-delà du vingtième parallèle sur le continent (Leroux, 1988). On distingue ainsi en Côte d'Ivoire, suivant la latitude, trois zones climatiques principales auxquelles s'ajoute le climat particulier de la région montagneuse de l'ouest.

La région de Soubré présente un climat de type subéquatorial. Ce climat est caractérisé par d'abondantes pluies saisonnières réparties en deux périodes qui dépendent de l'influence de la mousson ou de l'harmattan en fonction du mouvement du FIT. Localement, l'élément de différenciation le plus significatif est le gradient climatique orienté SO-NE, depuis l'extrémité sud-ouest de la région, caractérisée par un changement d'orientation de la côte de part et d'autre du Cap des Palmes (Lena et *al.*, 1977), jusqu'à Gagnoa, et plus loin vers l'intérieur du pays, Yamoussoukro. Ainsi, la côte du Liberia orientée SE-NO, est sous l'influence de la mousson et reçoit les plus grosses quantités de pluie. Cette situation a donné naissance à deux pôles bioclimatiques, au nord-est et au sud-ouest, engendrant dans la région qui nous concerne trois zones secondaires :

- ✓ la zone à pluviométrie totale annuelle supérieure à 1 600 mm est localisée dans l'extrémité sud-ouest (de Tabou à Grabo) ;
- ✓ la zone à pluviométrie totale annuelle égale à 1 400 mm se situe dans la frange orientale sur la ligne Gagnoa-Daloa ;
- ✓ la zone à pluviométrie totale annuelle égale à 1 500 mm où se trouve le département de Soubré (Tahoux, 1993).

1.3.2. Succession des types de temps et saisons : zonation temporelle

Dans le Sud-Ouest ivoirien se succèdent cinq phases ou « zones » temporelles qui sont caractérisées par des types de temps particuliers (Eldin, 1971).

La **zone A** correspond au mois de janvier, où sévit l'harmattan porteur de brumes sèches. L'air est sec et chaud, mais les nuits sont fraîches, car la faible teneur en vapeur d'eau de cet air supprime l'effet de serre. Cette période de l'année correspond au minimum pluviométrique.

La **zone B** balaie la région en descendant vers le sud (décembre et une partie de janvier) ainsi qu'en montant vers le nord (de février à mars). Il s'agit de l'air humide de la mousson mais les mouvements ascendants sont si faibles que les pluies sont rares. C'est ce type de temps qui caractérise la saison sèche dans la région (décembre à mars). Quelques orages isolés sont responsables des pluies enregistrées. C'est également la période où on enregistre le maximum de brouillards matinaux.

Dans la **zone C**, la convergence est à son maximum. On note un temps variable en avril et mai : des périodes de beau temps alternent avec de fortes pluies. Suivant les années, cette période peut être une prolongation de la saison sèche ou le début de la véritable saison des pluies.

La **zone D** passe au dessus de la région en juin et apporte le maximum de pluies véhiculées par de lourds stratus. La convergence est moins forte, mais les pluies sont plus continues. L'insolation mensuelle baisse pour la première fois de façon significative (de 30 % par rapport aux mois précédents). Les sols, gorgés d'eau, n'absorbent plus les précipitations, la plupart des vallées sont inondées de façon permanente et les pistes sont souvent coupées durant plusieurs semaines.

La **zone E** annonce la petite saison sèche, plus marquée vers le sud que dans la partie nord de la région mais compensée par la présence de la mer. La convergence est nulle et les nuages (stratus peu épais) ne peuvent se développer verticalement. Le ciel est très couvert, l'insolation est à son minimum annuel en août et la température aussi. L'évapotranspiration

est également au plus faible mais la pluviométrie étant nettement plus basse que durant la majeure partie de la saison des pluies, il n'est pas rare que les mois de juillet et août soient en déficit hydrique.

Enfin, lorsque le FIT redescend sur sa position méridionale, la région est à nouveau traversée par la zone de convergence provoquant une seconde saison des pluies centrée sur les mois de septembre et octobre et qui décline en novembre. Dans son mouvement vers le sud, le FIT se comporte comme un front chaud par rapport aux régions du sud refroidies par les pluies et la faible insolation. Ceci explique la violence des pluies de septembre-octobre, mois qui constituent la grande saison des pluies pour les localités comme Taï et Soubré.

1.3.3. Évolution climatique dans le contexte de l'Afrique de l'Ouest

Les données de précipitations en Afrique de l'Ouest révèlent une succession de périodes sèches et humides. Le constat le plus significatif concerne l'extension et l'intensité du déficit pluvieux et des extrêmes climatiques. Les très faibles précipitations enregistrées à plusieurs reprises dans les années 1970 et 1980 eurent des conséquences dramatiques dans le nord du Sahel et ont perturbé le cycle de l'eau, impactant lourdement et durablement la production agricole et la sécurité alimentaire. Tous les pays du sous-continent ont souffert à des degrés variés d'une baisse des précipitations avec une dérive des isohyètes vers le sud d'environ 200 km (Lebel et Amani, 1999). L'évaluation de l'impact potentiel du changement climatique a démontré la grande vulnérabilité des ressources en eau de la sous-région au changement climatique.

En terme d'hydrographie, l'Afrique de l'Ouest a plusieurs grands bassins versants : Niger, Sénégal, Gambie, Bandama, Comoé et Volta. Mais ces ressources sont inégalement distribuées. Le secteur de l'eau potable est celui qui consomme le plus avec une moyenne régionale de 76 %, qui contraste avec l'eau pour usage domestique (17 %) et seulement 7 % pour l'industrie. Même ainsi, pourtant, le taux d'exploitation reste faible, environ 3 %. La plupart des fleuves de la sous-région prennent leur source dans des zones arrosées et traversent ensuite le Sahel. Les sécheresses ont réduit le volume de la plupart des cours d'eau et ont rétréci les plaines d'inondation. Au cours des derniers 25 ans, leur débit moyen a diminué de 30 % à 50 %. En effet, les fleuves de cette région du monde sont très sensibles à la diminution des pluies : même une légère modification de la pluviométrie peut engendrer une chute sévère des débits. Ainsi, la Gambie a vu son débit chuter de 50 %.

La plupart des scénarii laisse prévoir la poursuite de la réduction des cours d'eau et de la réalimentation des eaux souterraines dans les zones arides et semi-arides. L'évolution de la

pluviométrie affectera aussi les lacs et la capacité réelle des barrages. Les débits des rivières diminueront encore de 5 % à 34 %. La surface piézométrique des nappes baissera et le nombre de points d'eau en surface chutera. Certaines prévisions (West African Water Vision) suggèrent que la consommation d'eau devra être multipliée d'un facteur 5 d'ici 2025 pour s'adapter aux besoins. Certains pays comme le Burkina Faso, le Cap Vert et le Niger pourraient souffrir de déficit chronique.

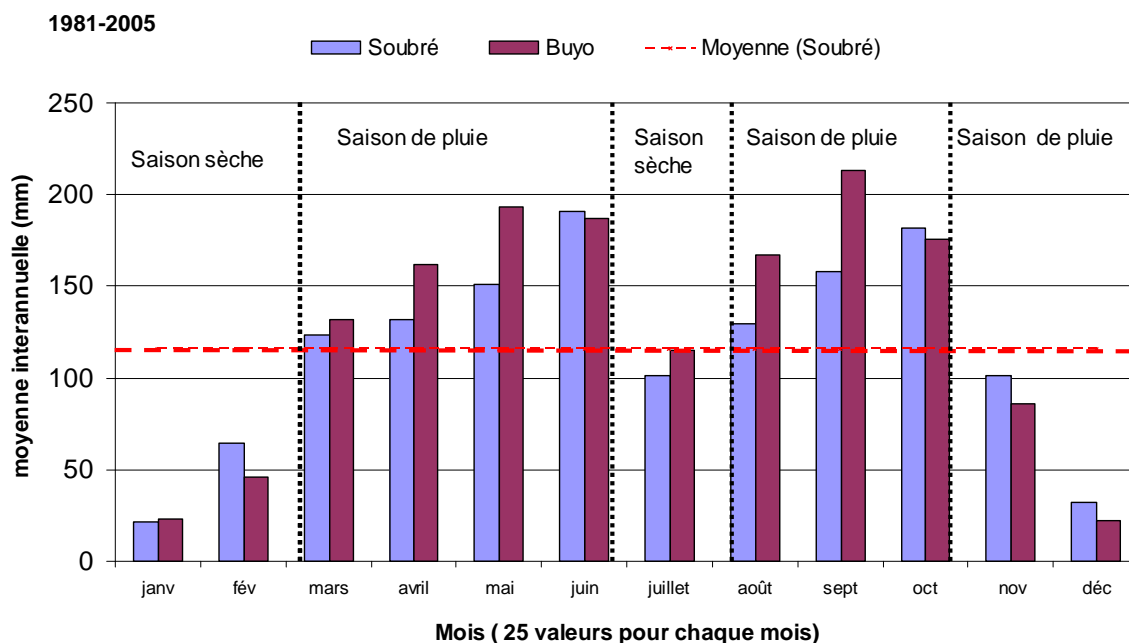
Si l'on se fonde sur le seuil critique (1000 m^3 par an et par habitant) sous lequel un pays est considéré en état de stress hydrique, tous les pays de la sous-région, excepté le Cap vert (800 m^3 par an et par habitant) ont une ressource renouvelable en excès. Mais si l'on tient compte seulement des ressources produites dans le pays, le Niger, la Mauritanie et le Cap Vert tombent sous le seuil et leur index de dépendance (pourcentage de ressource en eau provenant de l'extérieur) est élevé, de l'ordre de 90 %. Plus de la moitié des pays de la sous-région ont un index de dépendance supérieur à 40 %.

En ce qui concerne les prévisions de l'impact sur la ressource en eau pour la Côte d'Ivoire, plusieurs modèles ont été appliqués aux bassins du Bandama et du Sassandra. Si la concentration de CO_2 dans l'atmosphère doublait, les températures s'élèveraient de 2,3 à 4,1°C. Un déclin des précipitations est alors prédit pour les zones de savane. Les résultats des modèles diffèrent pour les zones de forêt ou de forêt dense: le modèle UK89 envisage un accroissement de la pluie, alors que le modèle GFD3 estime qu'elle va décroître (Goula *et al.*, 2006). Le déclin de la ressource sera plus sévère dans les régions traditionnellement sèches (d'après le modèle WATBAL) : il est évalué de 21 à 22 % à Marabadiassa, et de 6,4 à 8,4 % à Piébly au nord du lac de Buyo. Ainsi les régions les plus au sud, les plus riches en eau car proches de l'équateur, sont promises à une exploitation croissante de l'eau, à la fois en raison d'une immigration croissante et peut-être pour l'exportation.

1.3.4. Principaux facteurs climatiques

1.3.4.1. Précipitations

Comme toute la zone subéquatoriale, le Sud-Ouest en général et la sous-région de Soubré en particulier sont caractérisés par l'existence de deux saisons des pluies et de deux saisons sèches qui alternent. D'après la figure 2 qui compare les valeurs mensuelles de la pluviométrie à deux stations météorologiques, celles de Buyo dépassent celles de Soubré au cours des saisons pluvieuses et le rapport s'inverse pendant les saisons sèches.



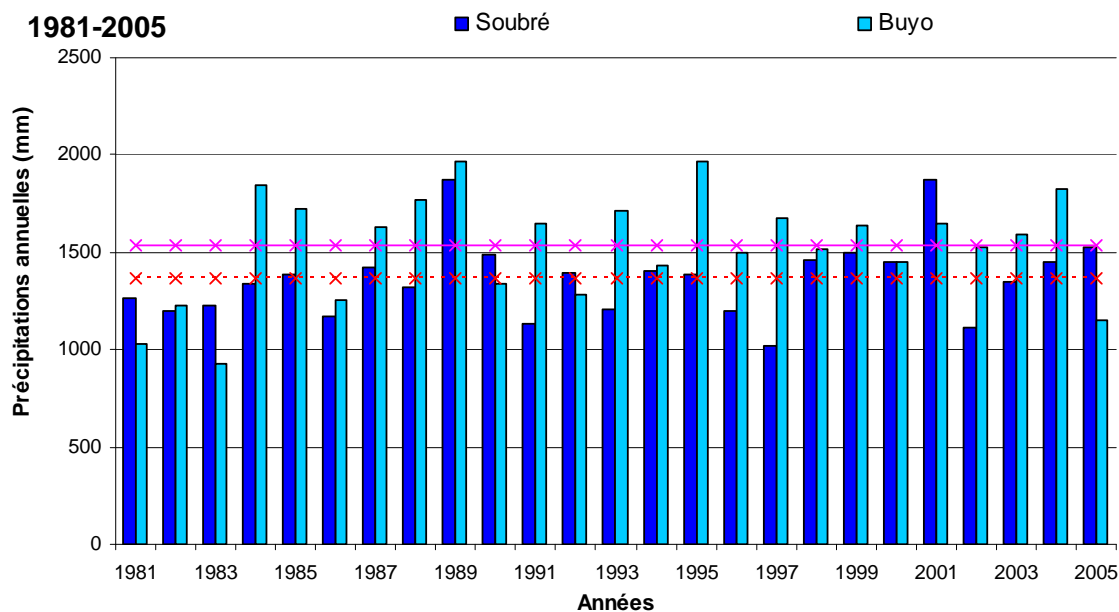
N.B. La droite en pointillé représente la moyenne des moyennes interannuelles des précipitations mensuelles à Soubré. Cette droite permet de délimiter les saisons des pluies et sèches au cours d'une année moyenne.

Figure 2. Moyenne interannuelle de 1981 à 2005 de la pluviométrie mensuelle

La première saison humide s'étend de mars à mi-juin avec un pic en juin, suivie par une brève saison sèche en juillet. Les pluies augmentent de nouveau et durent jusqu'à fin octobre avec un pic en septembre suivies de la grande saison sèche qui dure de novembre à fin février. On note que les deux saisons humides sont à peu près d'égale intensité et que la saison sèche intermédiaire correspond simplement au mois le moins pluvieux de la période mars-octobre.

La pluviométrie annuelle dans la région oscille selon l'année et le lieu entre 1 400 mm et 1 600 mm. L'année 1989 apparaît comme la plus humide dans le département, suivie de l'année 2001. L'année la plus sèche est l'année 1983 dont la sécheresse a affecté tout le pays avec des conséquences parfois dramatiques pour la population.

La hauteur d'eau enregistrée dans la station de Buyo est la plupart du temps nettement supérieure à celle enregistrée dans la station pluviométrique de Soubré, comme le montre la figure 3. On note que, lors des deux années les plus sèches, 1981 et 1983, c'est la station de Soubré qui a enregistré plus de pluie que celle de Buyo. On retrouve en comparant les années le constat fait plus haut en comparant les saisons.



N.B. Les droites en pointillé représentent la moyenne des précipitations à la station météorologique de Buyo (en haut) et de Soubré (en bas), au cours de la période (1981-2005).

Figure 3. Pluviométrie annuelle (1981-2005)

1.3.4.2. Humidité relative moyenne

L'une des principales caractéristiques du climat de type subéquatorial est la forte humidité relative dans l'air. La région du sud-ouest n'est pas en reste, car elle présente une humidité relative moyenne très élevée et qui atteint son maximum pendant les saisons pluvieuses, soit 90 %. Cependant, sa moyenne dans la région est évaluée à 85 % (Tahoux, 1993).

Ces importants taux d'humidité sont rendus supportables par des températures généralement inférieures à 28°C accompagnées par les vents légers de direction SO-NE qui balayent la région au cours de l'année.

1.3.4.3. Insolation

C'est un des facteurs essentiels du climat. Il influe considérablement sur l'évaporation élevée dans la région. La durée de l'insolation est de l'ordre de 1800 heures en moyenne interannuelle.

La température varie peu d'un mois à l'autre (moins de 4°C d'amplitude). Elle oscille entre 24,5°C et 27,5°C (figure 4). Les mois les plus chauds correspondent à la grande saison sèche, où le maximum de chaleur est enregistré entre janvier et février. Les mois les moins chauds sont juin et juillet.

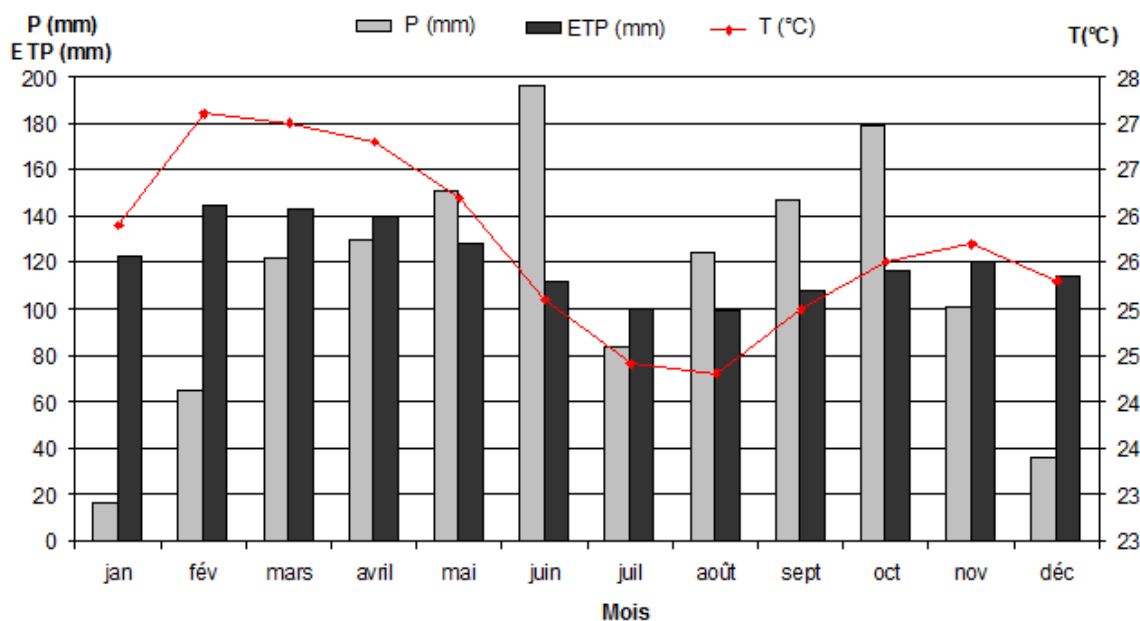


Figure 4. Variations en moyenne interannuelle (1981-2005) de la pluviométrie, de l'évapotranspiration et de la température mensuelles dans le département de Soubré

1.3.4.4. Évapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle correspond à l'évaporation maximale d'une surface suffisamment approvisionnée en eau selon les conditions climatiques données. À défaut d'avoir des mesures de l'évapotranspiration dans le département de Soubré, elle a été calculée sur la période 1981-2005 au pas de temps mensuel sur les données moyennes interannuelles par l'équation de Thornthwaite (1954). Cette équation et les différents paramètres qui y interviennent sont présentés en annexe 1. Les résultats sont illustrés par l'histogramme de la figure 4. L'évapotranspiration maximale (146 mm) est observée en mars, tandis que le minimum (99 mm) est noté en août.

La moyenne interannuelle de l'évapotranspiration mensuelle est supérieure à celle de la pluviométrie de décembre à avril, ainsi qu'en juillet. L'évapotranspiration diminue au fur et à mesure que la pluviosité augmente de mars à juin. Elle amorçe une nouvelle croissance à partir du mois d'août pour atteindre son maximum en mars.

1.4. Sols

Des études menées par Duchaufour (1956), Perraud (1971), Roose (1981) et Birmingham (2003) permettent de faire l'inventaire des sols rencontrés dans le Sud-Ouest. Ainsi, dans la sous-région de Soubré, les sols ci-dessous sont observés.

Les sols ferrallitiques remaniés ou typiques avec induration proviennent des divers granitoïdes et des migmatites. Ces sols se caractérisent par l'existence d'un horizon gravillonnaire épais de 60 à 100 cm. Cet horizon est constitué de débris plus ou moins grossiers de cuirasse et de cailloux de quartz plus ou moins émoussés et ferrugineux. Ces sols sont à faible capacité utile.

Les sols hydromorphes à gley et pseudo-gley sont issus d'alluvions. Ils donnent des profils dans lesquels les horizons sont peu différenciés et où l'hydromorphie est assez profonde. Ils se développent sur les bourrelets de berges, sur les berges de petites rivières et sur les terrasses moyennes. Ces sols sont relativement fertiles et aptes à l'agriculture, même la plus exigeante en eau comme la culture du riz et de la banane. Ce type de sol se rencontre au nord-est de la région, dans les localités de Grand-Zatry et Liliyo.

Les sols bruns eutrophes (issus des roches basiques et de schistes) tropicaux. Ils se caractérisent par un horizon peu développé avec des poches de roche en altération et par un phénomène d'induration assez fréquent dans les couches profondes. Leur taux de rétention ainsi que leur capacité en eau utile sont très élevés. Ces sols, localisés dans la zone de Buyo, sont très favorables aux cultures mêmes les plus exigeantes.

Selon les distinctions faites par Perraud (1971), les sols ferrallitiques remaniés, les plus fréquents dans le Sud-Ouest ivoirien, peuvent être subdivisés selon leur texture et leurs caractères physico-chimiques. C'est ainsi qu'on rencontre au sommet des collines des sols remaniés modaux, ocres, argileux, qui sont gravillonnaires à faible profondeur sur substrat granitique. Les sols de plateaux sont pour leur part remaniés et indurés, ocres, argilo-sableux, très gravillonnaires et carapacés à moins d'un mètre de profondeur. Ce sont des sols épais (plus de 10 m), à l'horizon humifère mince (5 à 10 cm), acides, à faible capacité d'échange et où l'altération minérale est très poussée. Ensuite, sur les pentes de substrat granitique, on passe progressivement à des sols remaniés colluvionnés appauvris, à horizon sablo-argileux épais à pseudo-gley précédé de quelques gravillons dès 70 cm. Enfin, on rencontre au bas des pentes et dans les bas-fonds, des sols sableux gris beige à gley, gorgés d'eau. Ces sols sont par conséquent défavorables à la culture du café et du cacao.

1.5. Végétation

Le climax du sud-ouest de la Côte d'Ivoire était exclusivement de type forestier dense, tropical et humide. Au début des années 1950, il couvrait plus de 1,7 million d'hectares. En 1991, 800 000 hectares étaient encore couverts de forêt dense dont 650 000 en forêts classées

(SODEFOR, 1992). Actuellement, la forêt du Sud-Ouest subit une forte régression sous une pression anthropique croissante (Brou, 2005).

Cette pression est liée à l'exploitation du bois pour l'exportation et à la mobilisation de vastes territoires pour les cultures de rente et industrielles (cacao, café, hévéa et palmier à huile), puis à la culture itinérante sur brûlis. La disparition de la quasi-totalité du couvert forestier sous la hache des exploitants forestiers, le feu et la machette des planteurs a véritablement bouleversé le paysage végétal du Sud-Ouest ivoirien.

En effet, l'exploitation forestière, notamment celle des bois précieux, et le déboisement abusif provoqué par cette activité (tracé de routes, piste d'accès aux pieds des arbres à abattre, installation de camps, etc.) créent autant de clairières artificielles et de ruptures d'équilibre. Cette exploitation s'est exercée selon un type minier sans la moindre parcimonie, et elle a ouvert la voie aux planteurs. La pression agricole sur les ressources forestière est considérable : les agro-industries ont conduit à la création de grandes superficies de monoculture en dévastant des surfaces importantes de forêt primaire.

De plus, le système traditionnel de culture itinérante sur brûlis, qui s'effectue selon un mode extensif faiblement productif, est consommateur de nouvelles terres. L'évolution démographique du Sud-Ouest avec son corollaire de demande croissante en bois de feu et charbon de bois va accentuer le déboisement dans cette région.

Ces agressions importantes et irréversibles de la forêt font que les périodes de jachère deviennent de plus en plus courtes et, par conséquent, que la reconstitution de l'écosystème forestier devient de plus en plus difficile. Il naît alors un type de végétation nouveau formé d'espèces à croissance rapide (arbustes et herbes) avec en parallèle la diminution générale de la biodiversité (Kahn, 1982). On assiste à la savanisation de la forêt.

La figure 5, issue du traitement des mêmes images ETM⁺ Landsat ayant servi à cartographier les linéaments (voir chapitre 3), montre l'occupation du sol entre 2001 et 2003 : la forêt primaire est limitée au parc naturel de Taï (à l'ouest), ainsi qu'aux abords et sur les îlots du fleuve Sassandra. Cependant, par endroits et dans les forêts classées, on discerne encore les traits de la forêt primitive. Elle se décompose en deux secteurs bien distincts : le secteur ombrophile et le secteur mésophile.

Le secteur ombrophile est le plus étendu dans la région. Il se présente sous deux formes principales caractérisées par des associations végétales aux exigences distinctes.

La forêt à *Diospyros spp.* et *Mapania spp.*, la plus hygrophile, est liée à la fois au pôle pluviométrique et aux conditions édaphiques particulières qui règnent sur les régions occidentales de l'Afrique subsaharienne. Elle est, de toutes les forêts ivoiriennes, celle qui

présente la plus grande diversité floristique et la plus grande originalité, avec plus de cent soixante espèces « sassandriennes » (Avenard et *al.*, 1971 et Koli, 1981). C'est une forêt stratifiée, avec des émergents de plus de cinquante mètres de hauteur, à la cime très étalée. La strate des 20-30 mètres forme une voûte continue, responsable de la faible luminosité au sol. Les strates inférieures sont composées de jeunes arbres en fuseau et d'arbustes.

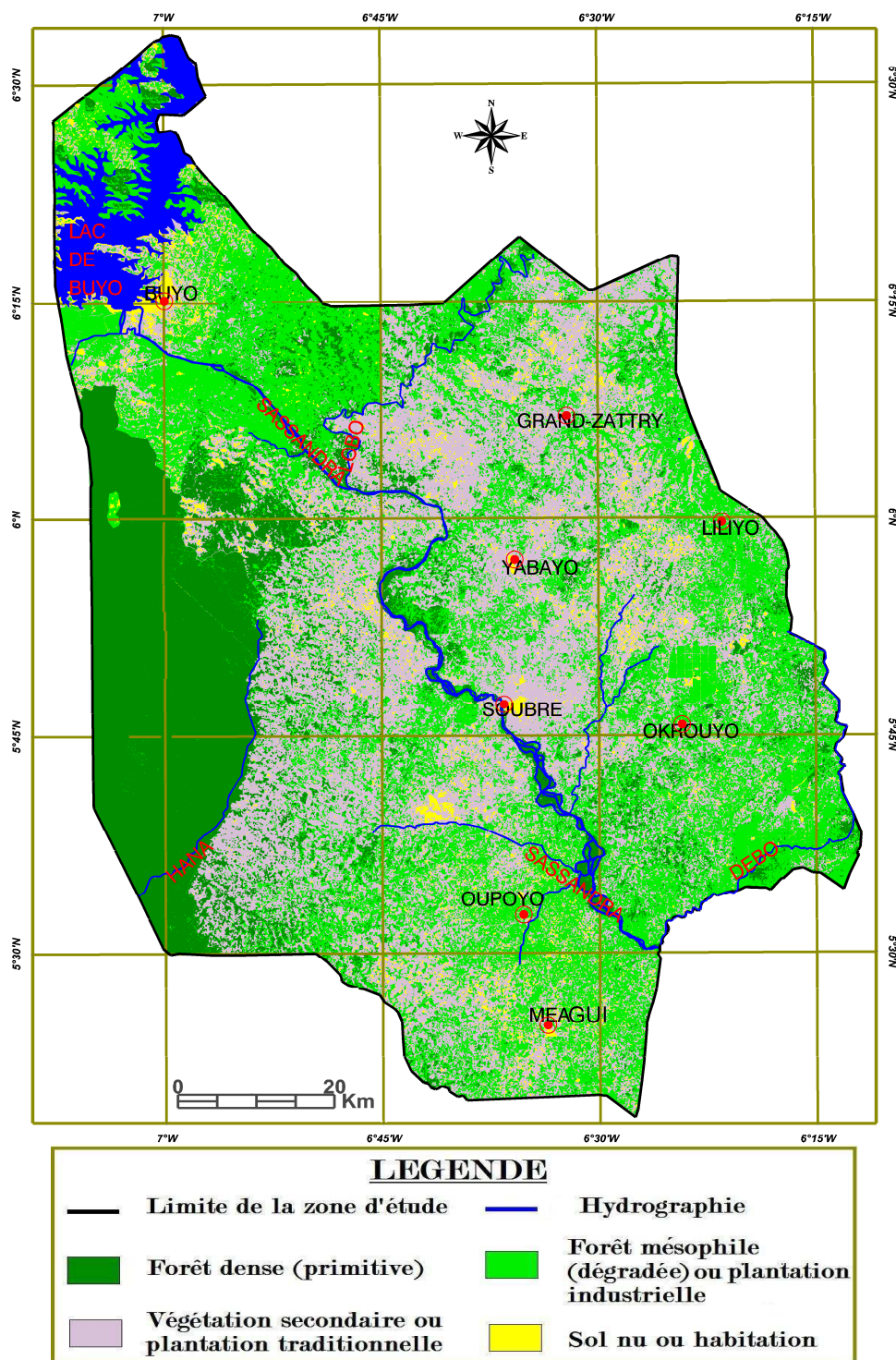


Figure 5. Carte d'occupation des sols

La forêt à *Eremosphata macrocarpa* et *Diospyros mannii* est la plus répandue dans la forêt primitive du Sud-Ouest. Elle s'étend de Zagné, au nord de Taï jusqu'à Sassandra sous la forme d'un croissant qui contourne la forêt eu-hygrophile. Sa composition floristique dépend de la nature du support (sols sur granites et migmatites) mais plus encore des précipitations qui doivent se situer aux alentours de 1 700 mm. En dessous de 1 700 mm, si la texture du sol n'est pas favorable, la composition floristique se modifie au profit des espèces propres à la forêt semi-décidue (Guillaumet et Adjahoun, 1971). De Soubré jusqu'à la mer, la vallée du Sassandra est occupée par une forêt de transition où les espèces semi-décidues abondent.

À côté du secteur ombrophile, le secteur mésophile se rencontre lorsque les précipitations s'abaissent en dessous de 1 600 mm, ce qui correspond à la zone de Soubré et à la région au nord et à l'est du département de Soubré. La forêt dense passe par transition insensible au type mésophile à *Celtis spp* et *Triplochiton scleroxylon*, reconnaissable en saison sèche à sa strate supérieure largement caducifoliée. C'est une forêt moins haute, à stratification simplifiée. Lianes et épiphytes se raréfient et la strate herbeuse gagne en importance (Tahoux, 1993).

Pour la protection de ce patrimoine forestier, le gouvernement ivoirien mène depuis les années 1970 une politique de reboisement et protection. Malheureusement, les premiers signes de récession économique apparus avec les années 1980 et le laxisme dans la gestion du patrimoine forestier vont mettre un bémol aux ambitions des autorités ivoiriennes. Cependant, plusieurs espaces forestiers ont été classés en forêts ou parcs. C'est le cas du parc national de Taï (aujourd'hui patrimoine mondial, avec une superficie de 454 000 ha), des forêts de Niégré, du mont Kouroubahi et de Soubré. En revanche, certains conflits entre les responsables de ces parcs et les populations vivants à la périphérie sont récurrents. La chasse, la culture sur les aires protégées associée à l'abattage des arbres, et le manque d'espace pour l'agriculture extensive sont les principales causes de friction.

1.6. Relief

Les traits physiques de la région de Soubré sont symptomatiques de l'ensemble du sud de la Côte d'Ivoire.

Notre carte oro-hydrographique (voir figure 54 au chapitre 6) montre à petite échelle une topographie en pente régulière des marges nord jusqu'au sud de la vallée du fleuve Sassandra. L'altitude moyenne est d'environ 200 m, et l'altitude maximale est atteinte dans la zone d'Okrouyo, au mont Troquoi qui culmine à près de 430 m.

On peut cependant diviser le relief de la région en trois unités : les plaines intérieures, les bas plateaux, et les hautes collines qui viennent rompre la grande monotonie du paysage de plaines et de bas plateaux.

Les hauteurs sont des massifs orientés SO-NE, disposés dans l'espace en alignements parallèles. Parmi eux, on note les inselbergs du mont Troquoi dont les trois sommets de forme ramassée dominant avec les cotes 426 m, 444 m et 445 m, et les hauteurs de la région de Grand-Zattry, qui culminent autour de 328 m (Avenard, 1971).

Les territoires des communes de Buyo et Yabayo appartiennent au domaine des bas plateaux (200 m-300 m), insensiblement inclinés vers le sud et largement entaillés par les cours d'eau (Hana, Sassandra et Lobo). Ce glacis méridional de la vieille plate-forme africaine est formé de surfaces granitiques à l'est et à l'ouest et de surfaces schisteuses dans la région de Buyo.

Au sud de la ville de Soubré commence la plaine qui s'étend tout au long du fleuve Sassandra et qui appartient à un glacis plus récent.

L'étude détaillée de la géomorphologie fait partie du chapitre 6 de ce mémoire.

1.7. Réseau hydrographique

Le fleuve Sassandra prend sa source en Guinée à la confluence du système Boa / Sien / Tiemba, au nord de Touba. Il reçoit en rive droite, la Bagbé, le Bafing et le N'Zo et, en rive gauche, le Lobo et le Davo. Son embouchure se situe près de la ville de Sassandra après 650 km de cours principal. Au total, le bassin de Sassandra couvre une superficie de 74 500 km².

Le réseau hydrographique du Sassandra est généralement très hiérarchisé avec un chevelu dense, globalement de type dendritique (figure 6). La pente moyenne de ce fleuve est de 0,5 m par kilomètre (Girard et *al.*, 1968). Son profil a un aspect heurté, en marches d'escalier, avec de nombreuses portions en pente forte liées aux rapides qui accidentent son cours sinueux jusqu'à l'embouchure. Parmi ces rapides, signalons ceux de Balé, Broudé, Barakué, Poutopotou et Bola. Dans la région de Soubré, se trouvent les chutes de Nawa suivies d'une série d'autres rapides jusqu'au confluent du Davo.

Le bassin versant du Sassandra occupe 90 % du département de Soubré. Le fleuve traverse tout le département sur une distance d'environ 137 km selon une direction NO-SE. Ce fleuve est navigable en pays schisteux, mais en pays de granites et migmatites, il est parsemé de rapides et de petites chutes rendant la navigation pratiquement impossible. C'est le cas aux chutes de Nawa, non loin de la ville de Soubré, qui forment un site pittoresque.

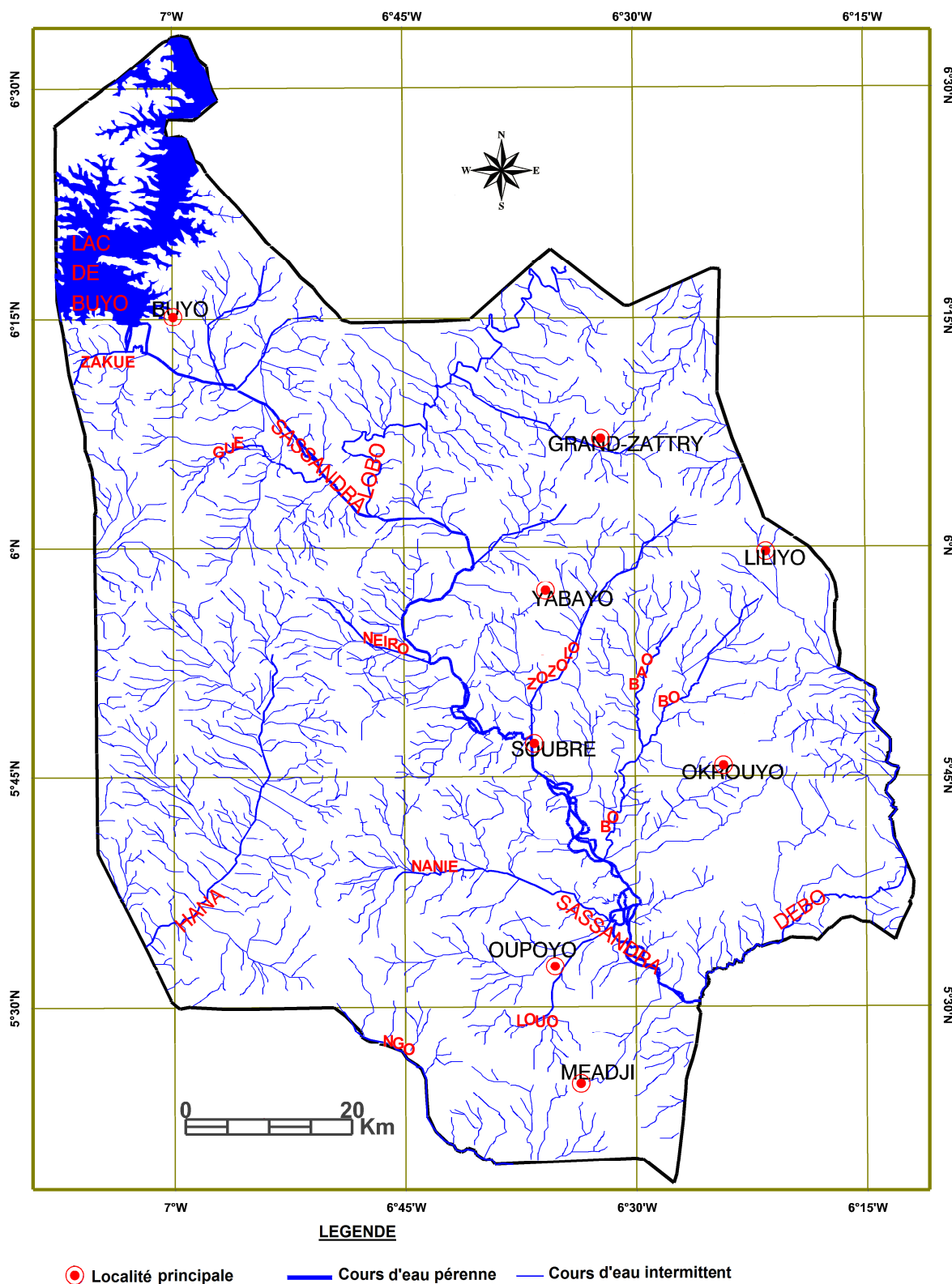


Figure 6. Carte du réseau hydrographique du département de Soubré

Ses affluents de la rive gauche dans la zone étudiée sont d'amont en aval le Lobo, le Bo, le Zozolo et le Débo, et sur la rive droite, le Zakué, le Gué, le Neuro, le Nanié et le Louo visibles sur la figure 6. Cette figure a été réalisée à partir de la carte topographique produite

par le centre de cartographie et télédétection (Ministère de l'infrastructure économique) et des images ETM+ (Landsat) utilisées au cours de nos travaux (chapitre 3). Dans le département coule aussi un important affluent du Cavally (fleuve à la frontière de la Côte d'Ivoire et du Liberia) : la rivière Hana. Celui-ci draine le sud-ouest du département et la forêt de Taï.

En outre, un grand nombre de sources et cours d'eau, mares et marigots se rencontrent dans la zone étudiée, ainsi que le grand lac artificiel de Buyo (au nord-ouest du département). Ce lac d'une capacité de 83.10^9 m^3 résulte de la création en 1980 du barrage hydroélectrique de Buyo (Arduin, 2004). Il représente un potentiel halieutique très significatif pour la région car on y pratique la pêche pendant toute l'année.

1.8. Régime des cours d'eau

Les débits moyens du Sassandra calculés sur les 30 dernières années sont d'environ $310 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lorsqu'il pénètre dans la région (avant le lac de Buyo), $350 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Soubré et d'environ $500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'embouchure (DHH, 2005).

D'une façon générale, on note que le régime des rivières est irrégulier dans le bassin versant du Sassandra. En période de pluie, les débits sont forts et parfois les crues sont importantes. Toutefois, les débits diminuent vite après les pluies et la plupart des marigots tarissent pendant les saisons sèches. Nous ne disposons pas d'hydrogramme pour les cours d'eau cités. Mais la recherche documentaire nous fournit une étude sur la courbe de tarissement du fleuve Sassandra à Piébly, au nord du lac de Buyo.

La courbe de tarissement du fleuve Sassandra établie à Piébly entre septembre et décembre 1993 (Savané et *al.*, 2003) présente une allure de tarissement moyen à long, d'une durée de 100 jours (3 mois 10 jours). En traçant les courbes de tarissement obtenues selon trois méthodes, celles de Castany et de Maillet, et celle par dichotomie, et en les comparant sur un même graphe avec la courbe des débits mesurés à Piébly (figure 7), il a été conclu que les trois courbes épousent correctement le débit observé. Cette courbe moyenne est liée à une reprise des précipitations précédant le tarissement complet. La durée du régime non influencé se trouve raccourcie en raison de la diversité des climats affectant le bassin-versant drainé par l'exutoire de Piébly (climat de montagne à l'ouest et climat soudanien au nord).

Le village de Piébly (Latitude: 7,257 ou en DMS $7^{\circ}15'25 \text{ N}$, Longitude : -7,065 ou en DMS $7^{\circ}3'55 \text{ W}$) est situé à 205 m d'altitude dans la Région du Haut-Sassandra, à mi-chemin entre les villes de Man et Daloa. Il compte dans ses environs une dizaine de rivières intermittentes remarquables dans un rayon de 50 km et il est à ce titre comparable aux sites que l'on trouve le long du Sassandra plus au sud, dans le département de Soubré.

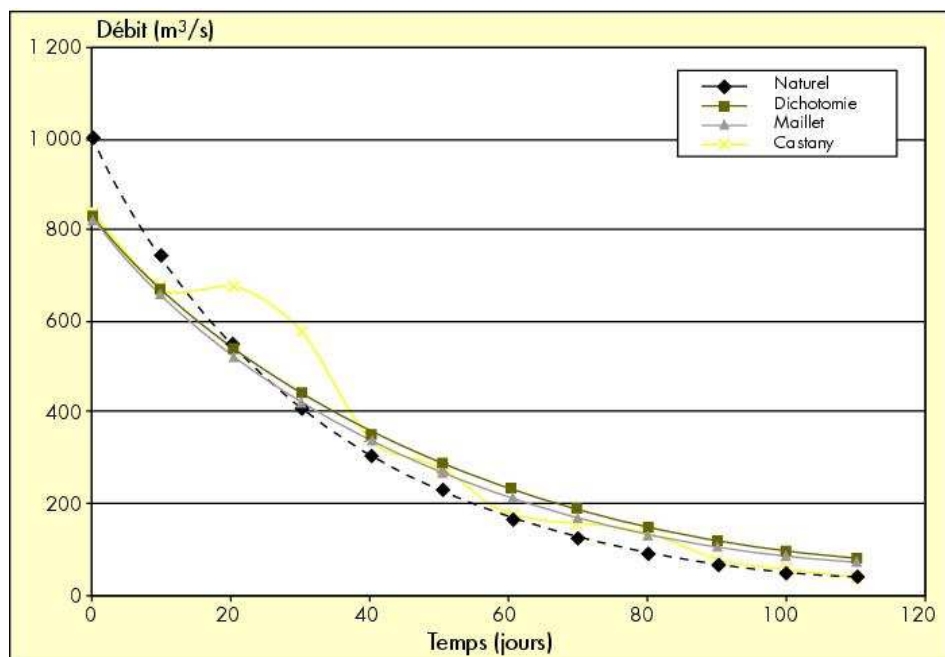


Figure 7. Courbes de tarissement calculées et observée (naturelle) du fleuve Sassandra à Piéblly en 1993 (extrait de : Savané et al, 2003)

La figure 8 présente la chronique sur la période 1994-2004 des débits mensuels du fleuve à la station de jaugeage de la ville de Soubré. Le volume mensuel le plus important de la période a été observé en septembre 2004, avec un débit de $1\,200\text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

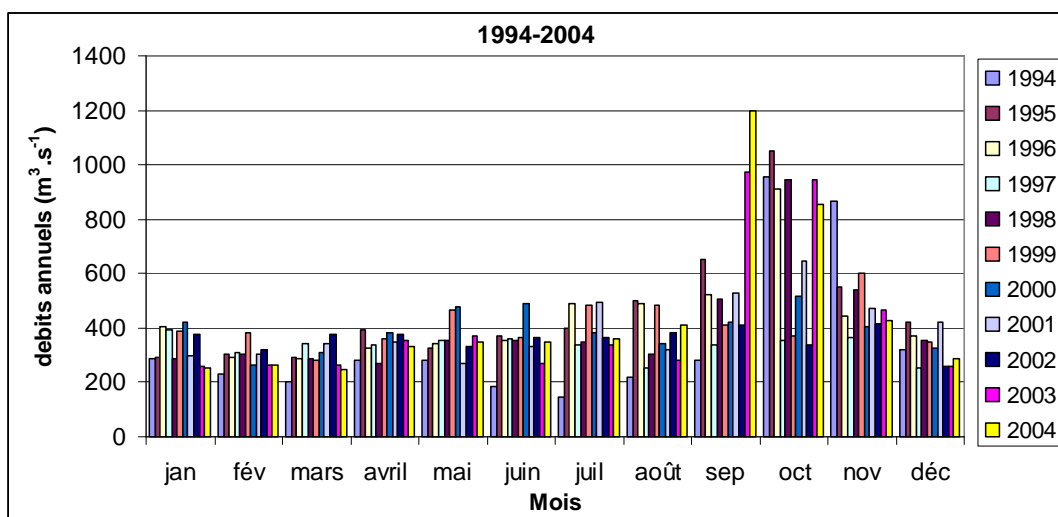


Figure 8. Chronique sur la période 1994-2004 des débits mensuels (en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) du fleuve Sassandra à la station de Soubré

Conclusion partielle

La zone d'étude appartient à la Région administrative du Bas-Sassandra. Elle est peuplée d'un brassage pluriethnique constitué d'autochtones et d'un flux de migrants venus d'autres régions ivoiriennes et des pays voisins. Cette population diverse et nombreuse constitue le moteur de la forte production des ressources d'agro-exportation du pays.

Le département de Soubré bénéficie d'un climat subéquatorial chaud et humide (précipitation annuelle moyenne de 1500 mm) à faible variation de température qui est favorable à l'agriculture. Les sols y sont dans l'ensemble médiocres en raison de leur caractère gravillonnaire mais la grande épaisseur de certains d'entre eux favorise le développement de la végétation. Les sols dominants les plateaux sur terrains granitiques ont une faible capacité d'échange, ce qui aura une influence sur la minéralisation de l'eau infiltrée.

Ce territoire situé en grande partie dans le bassin versant du Sassandra bénéficie d'un relief fait de plaines et de bas plateaux occupés par la forêt sempervirente et la forêt semi-décidue. Le bassin versant est commandé par deux reliefs très différents : à l'ouest, la montagne de Taï couverte de forêt primaire, et à l'est les plateaux où pointent des inselbergs dénudés.

Le débit du Sassandra inférieur à Soubré est assuré par le Sassandra supérieur pour les trois cinquièmes et par un affluent majeur, le Lobo, ainsi que par la contribution de son bassin versant qui s'élargit progressivement entre Buyo et Soubré.

Ce chapitre est illustré, sauf exception mentionnée, par des figures qui ont été réalisées spécifiquement pour ce mémoire de thèse à partir de données publiques obtenues au moyen d'une enquête de terrain auprès des organismes détenteurs de ces données.

CHAPITRE 2

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET HYDROGÉOLOGIQUE DU DÉPARTEMENT DE SOUBRÉ

2.1. Cadre géologique

Les travaux de Tagini (1971), Papon et Lemarchand (1973), Yacé (1976), Bessoles (1977), Camil (1984), Vidal (1987), Lemoine (1988), Pothin (1988), Kouamélan (1996) et enfin Djro (1998) ont largement contribué à la connaissance de l'histoire géologique de la Côte d'Ivoire. Cette histoire s'intègre dans celle du craton ouest-africain. Ainsi, le socle ivoirien est situé dans le compartiment méridional de ce craton et appartient à la dorsale de Man (ou dorsale de Léo en Sierra Leone). Le « paysage géologique » de la Côte d'Ivoire est formé de 97,5 % de socle précambrien et d'un étroit bassin sédimentaire actif depuis l'ère secondaire couvrant 2,5 % du territoire, au sud du pays (figure 9).

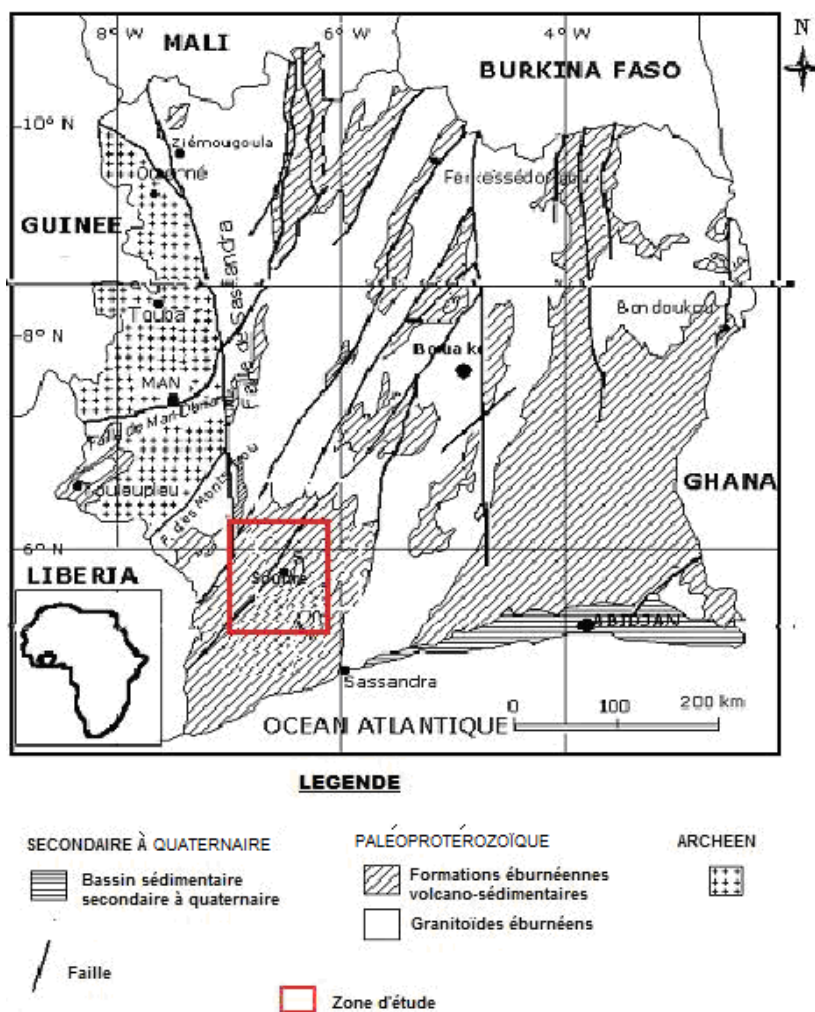


Figure 9. Carte géologique simplifiée (Kouamélan, 1996)

2.1.1. Socle précambrien de la Côte d'Ivoire

La dorsale de Man auquel appartient le socle ivoirien se subdivise ici en deux domaines (Bessoles, 1977) séparés par la faille du Sassandra qui est large de 3 à 4 km et longue de plusieurs centaines de kilomètres :

- ✓ le domaine Kénéma-Man, ou domaine archéen, situé à l'ouest de l'accident majeur N-S du Sassandra (localisé à l'Ouest sur la figure 9), qui aurait guidé une remontée de socle archéen lors de l'orogénèse éburnéenne (Camil, 1984) ;
- ✓ et le domaine Baoulé-Mossi qu'on rencontre à l'est de cet accident.

Ces deux domaines ont été structurés au cours de deux mégacycles : le mégacycle du Libérien (3 000 à 2 500 Ma) auquel appartient l'orogénèse libérienne, et le mégacycle de l'Éburnéen (2 500-1 550 Ma) marqué par deux cycles orogéniques : le cycle du Burkinien (2 400-2 100 Ma) et le cycle de l'Éburnéen *stricto sensu* (2 100-1 800 Ma), suivi par une phase tardi-éburnéenne (1 800-1 550 Ma). Le cycle burkinien est marqué par la mise en place des formations dabakaliennes, fortement métamorphisées et affectées par une déformation rotative (Lemoine et *al.*, 1990), tandis que les formations birimiennes se sont structurées pendant le cycle éburnéen *stricto sensu* (Yacé, 1985).

En Côte d'Ivoire, le craton ouest-africain est affecté par un système d'accidents subverticaux que certains auteurs comme Wilson (1968) cité par Soro (1987) et Bard (1974 b) ont qualifié d'abord de décrochements de grande amplitude, postérieurs à l'orogénèse éburnéenne. La faille majeure N-S du Sassandra appartient à cette famille de mégastructures. Selon Fabre (1985), elles ont pu naître en réalité par cisaillement ductile au début de l'orogénèse éburnéenne et auraient ensuite été réactivées, y compris comme des failles cassantes dans les plutons postérieurs. Ces failles guident les cours d'eau majeurs du pays, comme le fleuve Sassandra.

2.1.1.1. Domaine archéen ou Kénéma-Man

Les reliefs culminants de la Côte d'Ivoire appartiennent à ce domaine. Les travaux de Camil (1984) ont montré que le Libérien est le cycle orogénique qui a le plus marqué le domaine archéen de la dorsale de Man. Cependant, la cartographie détaillée et les datations radio-chronologiques (Cahen et *al.*, 1984) ont établi que tous les cratons archéens structurés initialement par l'orogénèse du Libérien ont été repris, parfois seulement à la marge, au cours de l'orogénèse du Protérozoïque.

L'histoire continentale de ce domaine débute vers 3 600-3 500 Ma (Thiéblemont et *al.*, 2001 ; Barth et *al.*, 2002). Deux événements métamorphiques et magmatiques majeurs ont été

reconnus dans les noyaux cratoniques, le premier au Léonien entre 3 200 et 3 000 Ma (Eberhart et *al.*, 1962 ; Beckinsale et *al.*, 1980 ; Camil, 1984) et le second au Libérien entre 2 950 et 2 800 Ma (MacFarlane et *al.*, 1980 ; Rollinson et Cliff, 1982 ; Kouamelan et *al.*, 1997 ; Cocherie et *al.*, 1998 ; Thiéblemont et *al.*, 2004).

Les matériaux géologiques de ce domaine sont constitués de charnockites (d'âge incertain), granulites, gneiss et migmatites. À ces dernières ont succédé des intrusions granitiques révélant un accroissement progressif du ratio K_2O / Na_2O en allant de tonalites précoces à des granites anorogéniques potassiques. Ces formations sont parfois surmontées par des métasédiments catazonaux dénommés itabirites (roche constituée d'hématite et de quartz à l'exclusion de tout autre minéral silicaté, appelée aussi quartzite ferrugineux).

On rencontre par endroits des reliques de formations léoniennes, très anciennes. Leur présence a été confirmée par les travaux de Kouamélan (1996), qui affirme que l'on rencontre ces roches au sein du domaine SASCA (figure 10) défini par les bassins versants inférieurs des fleuves Sassandra et Cavally, qui inclut notre zone d'étude. Nous n'en ferons pas cas dans ce mémoire car elles sont rares.

2.1.1.2. Domaine éburnéen ou Baoulé-Mossi

Le second domaine concerne la plus grande partie (30 000 km²) de la Côte d'Ivoire. Il se caractérise par un mélange de roches archéennes reprises par l'orogénèse éburnéenne et de roches birimiennes datées de 2100-1800 Ma (Yacé, 1985). Cette série sédimentaire d'Afrique de l'Ouest atteint jusqu'à 15 000 m d'épaisseur au Ghana, dans la vallée de Birim. Dans ce domaine de structuration plus récente, le métamorphisme a été moins intense, mésozonal à épizonal (Camil, 1984) : les séquences supracrustales, qui sont de lithologie similaire aux ceintures de roches vertes de l'Archéen, ont ainsi été mieux conservées. On y distingue les dépôts volcaniques ou volcano-sédimentaires et les sédiments détritiques formant parfois le faciès flysch déposé dans des sillons où la déformation polyphasée s'est accompagnée de métamorphisme à faciès schistes verts et amphibolite. Les dépôts intracratoniques birimiens sont surmontés parfois par des conglomérats et roches associées, rapportés aux molasses du Tarkwaïen (Yacé, 1972 et 1985). Décrit d'abord au Ghana où il porte une minéralisation aurifère exploitée, cet étage est constitué de dépôts détritiques discordants sur le Birimien (Milesi et *al.*, 1991 ; Coulibaly et *al.*, 2008).

Le Birimien est structuré en 5 chaînes volcaniques parallèles et d'espacement régulier orientées SO-NE sur des centaines de km, séparées par des bassins remplis de matériaux volcano-sédimentaires plissés et associés à plusieurs générations d'intrusions granitiques

(Leube et *al.*, 1990). La série granitique alcaline comprenant les plutons syntectoniques précoces est bien reconnue dans cet orogène, avec comme roches dominantes des granodiorites et des granites potassiques occupant les antifformes. Une nouvelle génération de migmatites apparaît, association complexe qui présente une composante volcano-sédimentaire du Protérozoïque et une composante archéenne.

Notons que les granitoïdes éburnéens sont de deux types : les granitoïdes Bondoukou et les granitoïdes Baoulé (Arnould, 1961 ; Casanova, 1973).

- ✓ Les granitoïdes de type Bondoukou sont des roches intrusives dans le complexe volcano-sédimentaire et concordantes avec lui ; elles ont des compositions variant entre une diorite quartzique et un granite calco-alcalin.
- ✓ Les granitoïdes de type Baoulé sont discordants et ce sont des roches subalcalines à deux micas qui contiennent en enclave les migmatites (dont des roches archéennes). Ce type est absent dans le domaine SASCA et dans la région de Soubré en particulier.

L'activité post-tectonique dans cette ceinture orogénique est restreinte à de petites intrusions de composition mixte, telles que des syénites. Les faisceaux de dykes de dolérite orthogonaux à la direction des plissements éburnéens sont une autre expression de ce magmatisme anorogénique. Nous les décrivons dans le contexte géologique local de Soubré.

2.1.1.3. Principales directions des accidents tectoniques du socle

Il s'agit d'abord des accidents majeurs du début du cycle éburnéen déjà mentionnés, orientés N0° à N10° ou N170° à N180°, qui ont influencé le tracé du réseau hydrographique des grands fleuves du pays : N'zi, Sassandra, Bandama rouge ou Marahoué, Bandama blanc, Comoé, et Volta noire, ainsi que d'affluents importants d'axe N-S comme le Yani et le Lobo. Ce dernier affluent dévie dans son cours inférieur, canalisé par une discontinuité de la famille suivante.

Une deuxième direction, N30° à N40°, est représentée par l'accident des Monts Trou qui limite le domaine archéen au sud, par l'accident de Soubré (qui sera appelé plus loin faille de Hana-Lobo) qui part de Grabo (au sud-ouest de la Côte d'Ivoire) et se poursuit dans le Yaouré (centre de la Côte d'Ivoire) jusqu'à la faille du Haut-N'zi, et enfin par l'accident de Dimbokro sur le Bas-N'zi. C'est la direction principale de la ceinture orogénique éburnéenne. À ces accidents majeurs, on associe celui ENE-OSO de Man-Danané (à l'ouest de la Côte d'Ivoire), dans le domaine archéen.

Une troisième famille est constituée par les accidents décrochants de direction N80° à N100° connus à partir de l'orogène panafricain (fin du Précambrien). Le plus illustre d'entre eux est la faille guinéo-nubienne, située à la latitude 15° dans le socle (largement au nord de la Côte d'Ivoire). Les décrochements N80° dextres sont fréquents dans le nord et le sud de la Côte d'Ivoire, tandis que les décrochements N100° sont moins connus (Fabre et *al.*, 1985).

On observe également des accidents subméridiens (N00°) qui sectionnent les filons doléritiques éburnéens en mouvement dextre, par exemple dans les localités de Taï, Débo et Monogaga (Knopf, 1967 ; Papon et Lemarchand, 1973). Ces accidents, selon Biémi (1992), auraient été engendrés par une compression NNE-SSO au cours de l'orogénèse panafricaine.

Une quatrième série d'accidents a une orientation N120° à N150°, parallèle aux filons doléritiques. Mais ces accidents n'ont rien à voir avec les dolérites du Précambrien, ils sont une manifestation, comme dans toute l'Afrique de l'Ouest, de l'ouverture de l'océan Atlantique entre 200 Ma et 180 Ma.

2.1.2 Bassin sédimentaire de la Côte d'Ivoire

Le bassin sédimentaire, composé de formations post-éburnéennes, s'étend le long de la façade atlantique de Fresco (à l'est de la ville de Sassandra) à Axim au Ghana. Il appartient, avec celui du Togo-Bénin-Nigeria, à un vaste ensemble sédimentaire dont la subsidence a débuté au Crétacé et se poursuit encore de nos jours. Le bassin côtier ivoirien est long de 400 km et large de 40 km. Il se prolonge en mer jusqu'aux environs de l'isobathe 5 000 m.

Ce bassin contient plusieurs nappes exploitées, en particulier celle du Continental terminal (dépôts du Mio-Pliocène) exploitée pour l'alimentation d'Abidjan (Jourda, 2002). Notre travail ne concernant pas ce bassin, nous n'en dirons pas plus à son sujet. Le contexte géologique général de la Côte d'Ivoire ayant été abordé, venons à celui de Soubré.

2.1.3 Géomorphologie de la Côte d'Ivoire

En Afrique de l'Ouest, du point de vue de la géomorphologie, on distingue à altitude décroissante (donc de la plus ancienne à la plus récente) les surfaces caractéristiques suivantes. A l'exception des surfaces anté-Crétacé terminal, l'ensemble de cette séquence s'est constituée au cours du soulèvement général ouest-africain post-30 Millions d'années (Burke et Gunnell, 2008).

- ✓ Les surfaces résiduelles plus anciennes que le Crétacé Terminal, indifférenciées et qualifiées simplement de post-Gondwana depuis le travail fondateur de King (1951).
- ✓ La surface bauxitique, dite de Fantofa, représente la « surface africaine » de King (1954, 1957) : en Côte d'Ivoire, elle se situe à une altitude de 700 m environ.

- ✓ Le niveau ou Relief intermédiaire, associé aux dépôts du Continental Terminal, représente la « surface I post-africaine » de King : en Côte d'Ivoire, elle se situe à une altitude de 500 m environ.
- ✓ Le Haut-glacis, la surface la plus largement rencontrée, associée aux dépôts d'âge post-Eocène et pré-Quaternaire, représente la « surface II post-africaine » de King : en Côte d'Ivoire, elle se situe à une altitude de 440 m à 320 m dans la région de Bondoukou et de 200 à 120 m dans la région de Blafo-Gueto au centre-sud du pays.
- ✓ Le Moyen-glacis et le Bas-glacis, surfaces formées au Quaternaire, dépendent des conditions locales de lithologie, de paléoclimat et de drainage.

Dans le paysage est souvent reconnu un escalier typique qui est constitué de 0. Bas-glacis portant les fleuves actuels, 1. Première terrasse formée par le Moyen-glacis, et 2. Terrasse supérieure du Haut-glacis. Cet escalier n'existe pas partout car le niveau 2 s'atténue vers le sud, en franchissant une ligne de séparation continentale orientée ONO-ESE (Tardy et Roquin, 1998). En Côte d'Ivoire, cette ligne sépare la partie nord, i.e. les bassins de la Volta et du Niger, et la partie sud, i.e. les bassins de la Comoé, du Bandama et du Sassandra.

Ainsi, il est plus difficile de retrouver dans la partie sud un zonage géomorphologique fondé sur cette séquence à trois niveaux, où les lignes de crête sont formées ou simplement ponctuées de petites mesa du Haut-glacis, voire parfois du Relief intermédiaire, sans continuité entre elles. Néanmoins, notre surface de base des altérites et la carte d'épaisseur conduiront à distinguer des unités géomorphologiques.

2.2. Géologie du département de Soubré

Il n'existe pas de bibliographie récente sur la géologie du sud-ouest de la Côte d'Ivoire en général et du département de Soubré en particulier : nous avons donc eu recours aux travaux de Papon et Lemarchand (1973) qui offrent la synthèse la plus récente sur cette région. De ces travaux, nous retirons que l'histoire géologique du département de Soubré fait partie intégrante du domaine SASCA. La figure 10 (carte de synthèse modifiée) présente les grands ensembles géologiques du Sud-Ouest.

Selon Kouamelan (1996), la particularité de ce domaine réside dans la coexistence des formations archéennes, éburnéennes et post-éburnéennes. Ainsi, l'orthogneiss migmatitique représenterait un ancien socle granitique libérien sur lequel reposaient en discordance des séries birimiennes d'origine pélitique (roche sédimentaire détritique à grain fin). L'ensemble a été ensuite métamorphisé durant le cycle orogénique éburnéen.

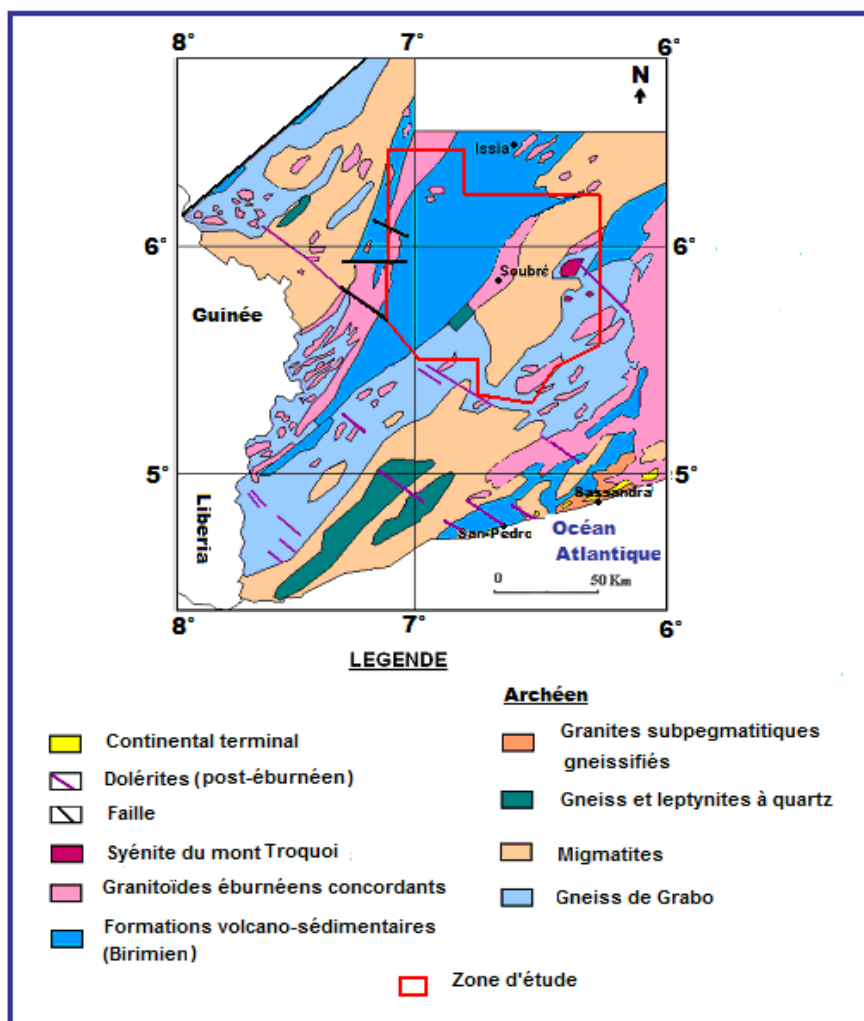


Figure 10. Lithologie du domaine SASCA, d’après Papon et Lemarchand (1973)

Les zones de moindre résistance ont permis la mise en place d’intrusions basiques et alcalines qualifiées souvent de formations post-éburnéennes, bien que dans la plupart des cas, elles correspondent à des fractures NO-SE qui sont parallèles à la direction de compression éburnéenne et orthogonales aux axes de plissement.

Sur la carte géologique du secteur d’étude (figure 11), au sud de la discontinuité SO-NE régionale que l’on appelle faille de Hana-Lobo, on observe un pluton syntectonique allongé : il s’agit d’une granodiorite au faciès d’orthogneiss (texture orientée) dont la mise en place est sans doute associée au décrochement de la faille crustale au début de l’Eburnéen. Entre ce pluton syntectonique et la faille, un sillon tectonique est rempli d’une alternance de grès et de tuf volcanique bordée par une diversité de schistes plus ou moins gréseux. Vers la limite sud du secteur d’étude, des plutons de granite à deux micas sont disposés eux aussi selon la direction de la faille. Entre ces deux groupes d’intrusions, et soudé avec eux, on trouve un massif concentrique ressemblant à un dôme d’anatexie constitué d’un noyau de granodiorite

entouré par une ellipse de migmatite elle-même prise dans une formation gneissique. Au nord de la faille de Hana-Lobo, l'autre moitié du secteur d'étude appartient à une vaste unité de séquence supracrustale, bassin dont la lithologie de type flysch s'est transformée en chloritischistes sous les événements métamorphiques du Birimien.

À présent, passons en revue les différentes formations et leurs caractéristiques.

2.2.1. Socle archéen

Il constitue le soubassement ou l'encaissant de toutes les autres formations (Notin, 1969 et Tagini, 1971) mais il n'apparaît ici que sous la forme de noyaux remaniés et remontés à l'Eburnéen. Il est représenté par des gneiss à biotite, des migmatites, et par une granodiorite, dont la structure concentrique évoque une coupole d'anatexie. Il s'agit vraisemblablement d'une intrusion tardive de l'Archéen, tonalite anorogénique très riche en Potassium mise en place juste après la formation des migmatites libériennes (Key, 1992).

Nous décrivons ici les formations (figure 11) en allant de la périphérie vers le centre. Quelques photos et descriptions minéralogiques de lames sont présentées en annexe 2.

✓ Gneiss à biotite

Ce faciès est intrudé par les massifs de granite à deux micas éburnéens que l'on retrouve au sud (Méagui) et au sud-est (zone d'Okrouyo). Ses affleurements se présentent sous forme de bancs avec une alternance de lits phylliteux et de lits quartzeux. La texture de la roche est granoblastique engrenée et l'orientation est soulignée par la biotite (Jeambrun, 1965). Le quartz et le plagioclase y sont en grains réguliers et en quantités équivalentes.

✓ Migmatites

Ces formations font partie de l'ensemble granito-gneissique cartographié par Bolgarsky (1950). Elles forment une auréole autour de la granodiorite d'anatexie et s'étend du sud-ouest (Kragui) jusqu'au-delà de la limite nord-est du département de Soubré. Les roches appartenant à ces formations sont des gneiss métamorphisés dans la catazone (niveau structural des gneiss inférieurs ou base du faciès amphibolite) et affectés par une anatexie différentielle. Celle-ci a donné lieu à une mobilisation de matière granitique, ce qui confère un caractère hétérogène aux affleurements. Les variétés sont nombreuses, avec des migmatites à biotite, ou biotite et grenat, dont la trame est constituée par un gneiss à texture granoblastique (voir photo 1), mais aussi des migmatites à cordiérite plus sillimanite, ou à biotite plus amphibole. La migmatite de la photo 1 est issue d'une fenêtre résiduelle des migmatites de la région de Soubré. Sur cette image, la schistosité bien marquée témoigne de l'intensité du métamorphisme des formations archéennes. Sur la carte géologique de Papon et Lemarchand

(1973), cet affleurement n'est pas marqué. Cela souligne l'importance d'établir à l'avenir une carte géologique plus fine et approfondie de l'ensemble du Sud-Ouest.



Photo 1. Migmatite affleurant au sud de la ville de Yabayo

✓ **Granodiorite d'anatexie**

Cette formation cartographiée sous le nom de granodiorite d'anatexie de type « rivière Bao » affleure sur cette rivière non loin de la voie joignant Soubré à Okrouyo. Ce massif est entièrement pris dans les migmatites. Il se distingue de son encaissant par sa grande richesse en feldspath potassique et par sa texture granoblastique encore plus engrenée.

2.2.2. Formations éburnéennes

Les formations birimiennes se sont mises en place au cours du méga cycle éburnéen. Les périodes indiquées sur la figure 11 correspondent aux divisions données par Papon et Lemarchand (1973). Depuis, des travaux de géochronologie ont conduit à repousser les limites et à situer l'Éburnéen entre 2 200 et 1 500 Ma (Pothin et *al.*, 2000).

Ces formations se composent de deux unités séparées par la faille de Hana-Lobo, et selon les secteurs, soit par une ride anticlinale remobilisée et granitisée, soit par une remontée de socle, ce qui est le cas du compartiment sud de la région de Soubré qui est remonté le long de la faille de Hana-Lobo, soulignée par une fosse de comblement volcano-sédimentaire.

Au Sud, un ensemble hétérogène de roches plutoniques intrusives (granodiorite orientée, granite à deux micas et syénite) dans un noyau de socle archéen.

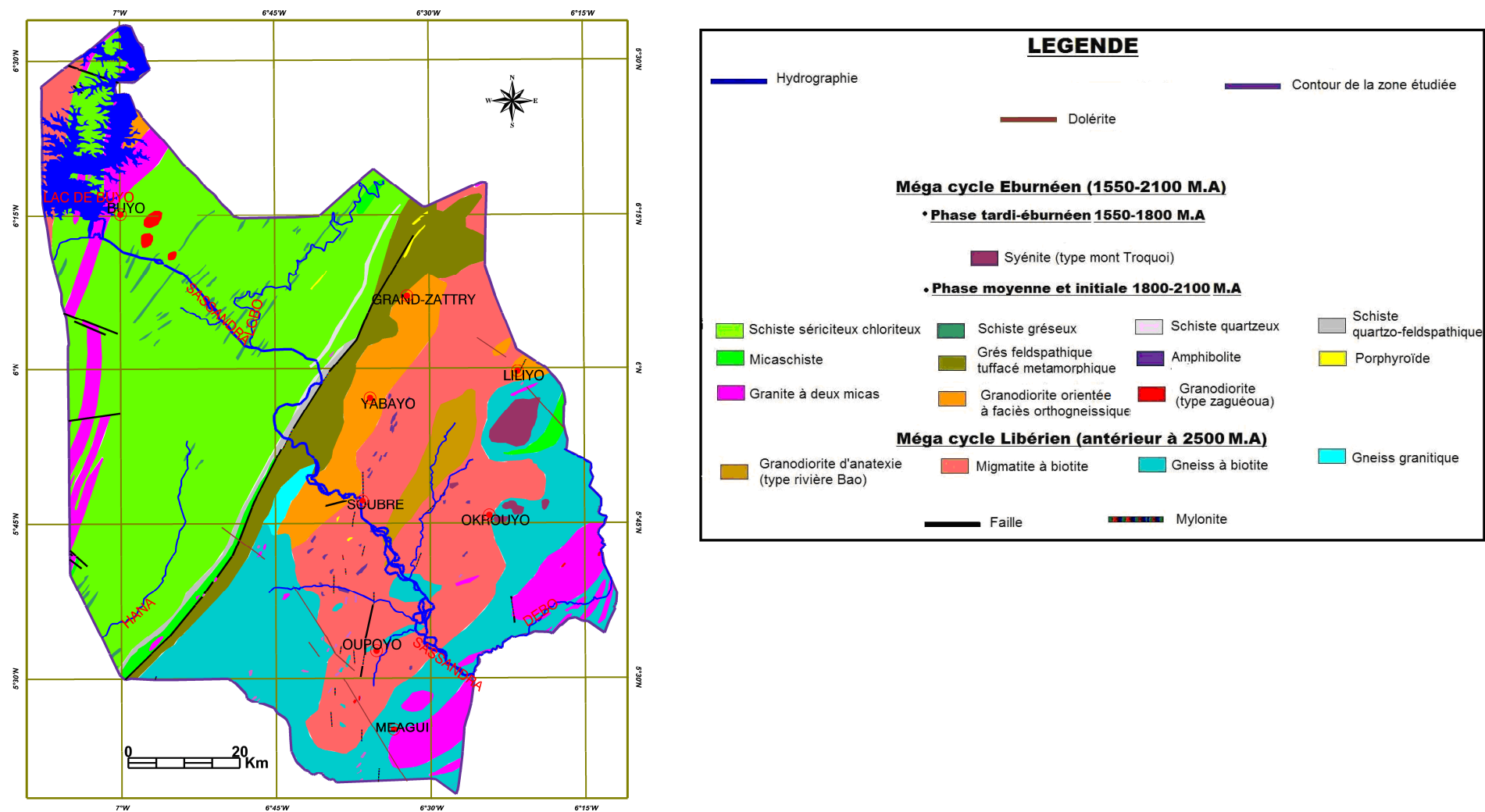


Figure 11. Carte géologique du département de Soubré (modifié d'après Papon et Lemarchand, 1973)

Au nord, la plus vaste et la plus complète des unités métamorphiques éburnéennes du domaine SASCA. Dans cette unité, la plus grande partie du matériel volcanique s'observe sous forme de tufs (volcanisme de nature explosive).

Les roches flyschoïdes sont les produits du démantèlement de la Chaîne libérienne. On les rencontre sur un vaste espace localisé dans les bassins versants des affluents Hana et Lobo que Papon et Lemarchand (1973) ont désigné par « unité Hana-Lobo ». Ils ont interprété les formations de cette unité comme une série géosynclinale épi- à méso-métamorphique plissée. Ce concept appartient à l'histoire de la géologie des Alpes : il est aujourd'hui dépassé et ce cycle orogénique mériterait d'être relu à la lumière de théories tectoniques plus récentes, travail qui a déjà été engagé par certains auteurs dans d'autres régions de la Côte d'Ivoire (Vidal, 1987) mais dont la présentation et la discussion serait en-dehors des objectifs de ce mémoire de thèse.

2.2.2.1 Roches flyschoïdes

Cette unité est constituée de diverses formations schisteuses dont les faciès interstratifiés sont d'épaisseurs inégales. Toutes ces roches sont des variantes d'arénites plus ou moins quartzieuses ou arkosiques dont la disposition dessine, perpendiculairement à la faille NO-SE, un gradient décroissant en argiles et croissant en quartz et feldspath à mesure que la source des minéraux détritiques, le relief du compartiment sud à forte composante plutonique à la fois libérienne et éburnéenne, devient plus proche.

Les caractéristiques des faciès rencontrés dans la région de Soubré sont énumérées ci-dessous.

Schistes chloriteux et sériciteux, roches de type grauwacke à couleur grise ou verte et à caractère dominant feldspathique. Ces roches présentent en outre une abondance de quartz et d'oligoclase associés à la tourmaline, à la sillimanite et à la magnétite. La texture est schisteuse et souvent plissotée. Elles constituent la formation principale de l'unité Hana-Lobo, et expriment donc les conditions qui ont régné dans le bassin de sédimentation éburnéen. On en rencontre des affleurements aux abords du fleuve Sassandra, non loin de Dapéoua.

Schistes gréseux, où l'on trouve en majorité du quartz, de la séricite, chlorite et biotite, ainsi que quelques cristaux de plagioclase. La couleur de la roche est vert-clair. Ces schistes sont abondants près des bordures sud et nord de l'unité Hana-Lobo : ils semblent constituer un faciès de bordure de l'ancien bassin de sédimentation, faciès localisé dans des tranchées parallèles à associer à un système de failles SO-NE.

Schistes quartzeux, qui se rencontrent sur les affluents en rive gauche de la Hana, donc au voisinage de la faille, qu'ils bordent sur presque toute sa longueur. Les minéraux qui composent ces schistes sont le quartz (abondant), la biotite (en petites lamelles), et la chlorite (accessoire). Ils diffèrent des schistes gréseux par une plus grande abondance de quartz sous forme de grains de petite taille disposés en mosaïque, l'absence de plagioclase, et par une schistosité plus fruste, ce qui témoigne d'un dépôt plus tardif.

Schistes quartzo-feldspathiques, avec des proportions équilibrées de quartz et de feldspaths. Ils participent au couloir dessiné par le faciès précédent, bordant la faille dans le compartiment nord. Ils forment une bande longue de 20 km seulement, au contact direct de la faille, localisée au nord-ouest de Yabayo.

Grès feldspathiques tufacés, de couleur gris verdâtre dont l'orientation est bien matérialisée par des lits de muscovite séparés par des lits essentiellement quartzeux. Quelques grains de microcline albitisé s'observent dans le ciment qui est parsemé de nombreux grains subautomorphes d'albite, très souvent disposés en travers de la schistosité. Situés du côté sud de la faille, ces grès forment une zone intermédiaire entre les schistes précédents et l'unité plutonique. Ces grès tufacés ont d'ailleurs été désignés par Letalenet (1964) sous le nom de « gneiss », ambiguïté qui s'explique par le degré plus fort du métamorphisme.

Nous notons enfin, la présence de **micaschistes** dans la pointe sud-ouest du département de Soubré et au nord du triangle de l'unité de Hana-Lobo. Ces micaschistes forment une bande d'un km de puissance apparente entre les grès feldspathiques tufacés (compartiment sud) et les schistes quartzo-feldspathiques (compartiment nord). En position proximale par rapport à la faille, le métamorphisme y est plus intense que dans les autres faciès.

2.2.2.2. Roches volcano-sédimentaires

Les formations volcano-sédimentaires sont représentées par les quartzites, des schistes, et les tufs, et sont contemporaines de l'orogénèse éburnéenne et du fonctionnement du bassin sédimentaire au nord.

Les quartzites sont constitués de granoblastes de quartz et de quelques lamelles de muscovite disposées selon la schistosité. Des **quartzites purs saccharoïdes** s'observent en petits éboulis entre les villages de Zadiéguhé et de Zakeoua : ils sont de couleur claire, grisâtre, parfois avec une légère pigmentation de magnétite à grains toujours très fins, et le quartz forme la quasi-totalité de la roche.

Les schistes quartzo-feldspathiques et tufs, de couleur claire ou sombre, ont une texture granolépidoblastique avec du quartz anguleux et en lits. Ils sont rares et affleurent

seulement au bord du fleuve Sassandra près de la source de la rivière Vouo, à l'ouest de Yabayo. En raison d'une difficulté d'interprétation, nous les avons déjà cités dans les roches flyschoïdes.

2.2.2.3. Roches plutoniques

✓ Granodiorite orientée

Ces roches forment un massif allongé du sud-ouest au nord-est, parallèlement à la faille, sur une étendue allant de Gnamagui à la ville de Grand-Zattry en passant par Yabayo. Elles ont été métamorphosées au cours de la phase orogénique majeure du cycle éburnéen, voire localement cataclasées. Dans le département de Soubré, nous observons surtout une granodiorite orientée à faciès orthogneissique, essentiellement feldspathique, avec 10 à 15 % de quartz (photo 2). La texture orientée de cette roche évoque une mise en place synchrone d'un fonctionnement cisailant de la faille de Hana-Lobo, avant la fin du métamorphisme M_2 associé à la phase de déformation D_2 (cf. section 2.2.4) mais après sa phase apogée car elle est relativement peu affectée.



Photo 2. Aspect de la granodiorite orientée du département de Soubré (carrière de Gnipi II)

✓ Granite à deux micas

Ce type de granite est disséminé dans toute la région et constitue l'essentiel des massifs de la forêt de Taï se trouvant à l'extrême ouest du département de Soubré (Jeambrun, 1965 et 1966). Les beaux affleurements se situent aux abords du fleuve Sassandra (au nord de Buyo)

où ils sont associés à la granodiorite orientée, intrusifs dans les schistes de l'unité de Hana-Lobo. En aval, au sud de Soubré, on les trouve dans la région de Méagui où ils sont intrusifs dans les gneiss d'âge libérien et présentent une texture planaire nettement orientée avec de grosses lames de muscovite, comme la granodiorite orientée de la région de Yabayo. Ils sont donc en gisement concordant de type Bondoukou (Arnould, 1961) donc on est là aussi avant la fin du métamorphisme M_2 .

✓ Syénite

Ces roches forment six massifs d'inégale importance, encaissés dans les gneiss à biotite ou dans les migmatites. Trois de ces massifs correspondent aux reliefs regroupés sous le nom de Mont Troquoi. L'un d'eux affleure au nord de Koziyao et à l'est d'Okrouyo.

Le microcline est très abondant en porphyroblastes ou grains réguliers. La biotite est peu colorée au microscope, et le pyroxène est associé à une amphibole sodique. L'albite pratiquement pure est en grains de dimension variable.

La syénite a une texture porphyroblastique avec de grands cristaux de feldspaths orientés aléatoirement (voir photo 3). Des enclaves de gneiss à biotite et amphibole subsistent. Ces caractères induisent une mise en place très tardive (post M_2) dans le cycle éburnéen.

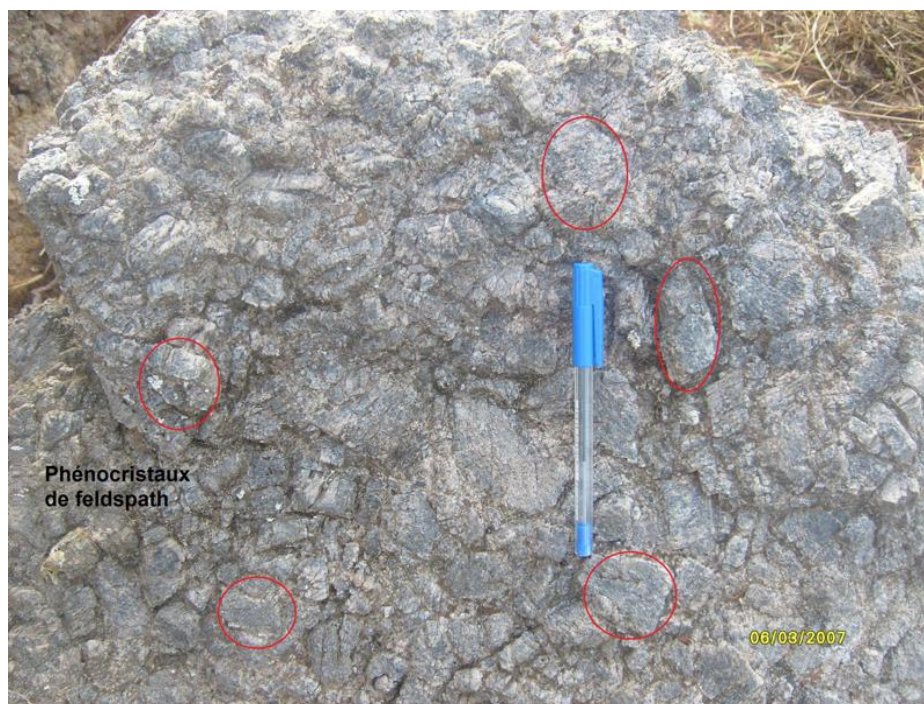


Photo 3. Texture porphyroblastique de la syénite du mont Troquoi (Okrouyo)

✓ Amphibolite et amphibolo-pyroxénite

Ces roches fini-éburnéennes se présentent sous forme de filons verticaux observables en plusieurs points, souvent encaissés dans les tufs comme dans la région de Buyo. Ces roches

peuvent affleurer en éboulis comme dans la localité de Zakéoua (au nord de Grand-Zattry), ou encore subsistent au sein des granites éburnéens. Les amphibolites sont souvent affectées de schistosité alors que la texture des amphibolo-pyroxénites est moins litée.

2.2.2.4. Filons

Au cours de l'orogénèse éburnéenne, de nombreux filons ou veines, notamment des pegmatites et des filons de quartz, se sont mis en place dans toutes les roches des deux unités.

Filons de pegmatites : ils sont liés à la granitisation éburnéenne et s'observent aussi bien dans les gneiss et les migmatites où ils peuvent représenter des exsudations quartzo-feldspathiques, que dans les formations birimiennes métamorphiques ou dans les intrusions granitiques.

Filons de quartz : ils sont de filiation pegmatitique, à l'exception des filonnets de quartz d'exsudation visibles dans les schistes de l'unité de Hana-Lobo. La plupart des filons de quartz paraissent liés soit aux granites à deux micas, soit aux granodiorites et syénites. Le quartz est blanc, saccharoïde ou laiteux, renfermant parfois des sulfures à l'état de traces (photo 4). Leur puissance peut être de l'ordre de deux mètres.



Photo 4. Filon de quartz dans un massif de granite à deux micas à Bakayo (nord-est de Soubré)

2.2.3. Formations post-éburnéennes

Comparé au reste de la Côte d'Ivoire, le Sud-Ouest est particulièrement riche en filons ou petits stocks de dolérites plus ou moins parallèles. Ces filons se sont mis en place dans des zones de moindre résistance, qui, dans la plupart des cas, sont des fractures orthogonales (direction NO-SE) à la direction des plis éburnéens. Ces intrusions, datées de 1 400 à 1 000 Ma, sont des manifestations du volcanisme fissural post-orogénique.

Les formations post-éburnéennes sont donc essentiellement représentées par des dolérites riches en labrador et en pigeonite. Ces filons affleurent le plus souvent sous forme d'éboulis en blocs plus ou moins arrondis de teinte grisâtre, très durs à casser. Les affleurements types sont très peu nombreux, mais on peut les voir dans la région de Méagui et au nord-est d'Okrouyo (figure 11).

2.2.4. Géologie structurale

On décrit ici les deux phases de déformation qui ont structuré le socle de la zone d'étude à l'Éburnéen.

✓ Unité Hana-Lobo

Selon Rompel et *al.* (1998), deux événements tectoniques distincts sont reconnaissables dans la structuration de cette unité. La plus ancienne déformation (D1) répond à une phase de compression NO-SE, avec un plissement isoclinal précoce d'axe SO-NE de la stratification (S0) suivi de la création d'une schistosité (S1) orientée SSO-NNE en jeu senestre. Les intrusions de granite à deux micas sont tronçonnées par une série de failles NO-SE. Par ailleurs, des failles NO-SE s'observent aussi dans les schistes et métasédiments où elles sont ponctuées de quelques tronçons mylonitiques (Geomines, 1982). Parmi elles, notons la faille dite « du Sassandra », matérialisée sur toute sa longueur par le cours moyen et supérieur du fleuve Sassandra. À l'entrée du département de Soubré, elle change de direction, passant de N-S à NO-SE, direction que prend le cours inférieur du Sassandra (aval du barrage de Buyo). Il est vraisemblable que cette direction de discontinuité corresponde à la phase tectonique D1.

Après une rotation du système de contrainte qui passe en compression O-E, commence une seconde phase de déformation (D2), avec ouverture de filons de quartz O-E disséminés dans presque toutes les roches de la ceinture birimienne. Cette phase D2 s'accompagne d'un cisaillement dextre suivant la direction SSO-NNE : malgré la préexistence à cette époque de plans de failles distincts selon une direction assez proche (cf. la deuxième famille régionale, N30° à N40°, présentée à la section 2.1.1.3) qui auraient pu concentrer la déformation, ce

cisaillement s'exprime de façon pénétrative sur les surfaces de schistosité préexistantes de S1, comme l'indique la présence d'indices de glissement dextre sur la plupart des plans S1.

Des fentes observées dans les formations méta et volcano-sédimentaires, organisées en échelons de direction régionale SSO-NNE à N-S compatible avec la phase D1, ont une forme sigmoïdale exprimant la rotation des contraintes entre D1 et D2.

✓ **Dans le compartiment sud**

Quelques failles secondaires de longueur maximale 15 km et orientées NO-SE le plus souvent ou parfois N-S, marquées par des mylonites, sont dispersées dans les granodiorites et les migmatites. La présence de dykes doléritiques NO-SE est aussi signalée. On retrouve ainsi la direction de la faille majeure du Sassandra et de la phase D1 décrite ci-dessus.

Cependant, dans l'unité sud, les fractures s'orientent majoritairement selon trois directions principales : SSO-NNE, SO-NE et N-S. Les failles de direction SO-NE traversent la partie nord-ouest du compartiment sud sur une distance d'environ 65 km. Cette anisotropie fortement marquée dans le premier cadran trouve son explication, étant donné la corrélation évidente avec la direction de la faille de Hana-Lobo elle-même et de l'ensemble du domaine SASCA, dans une expression diffuse du cisaillement dextre de la phase D2.

2.3. Contexte hydrogéologique

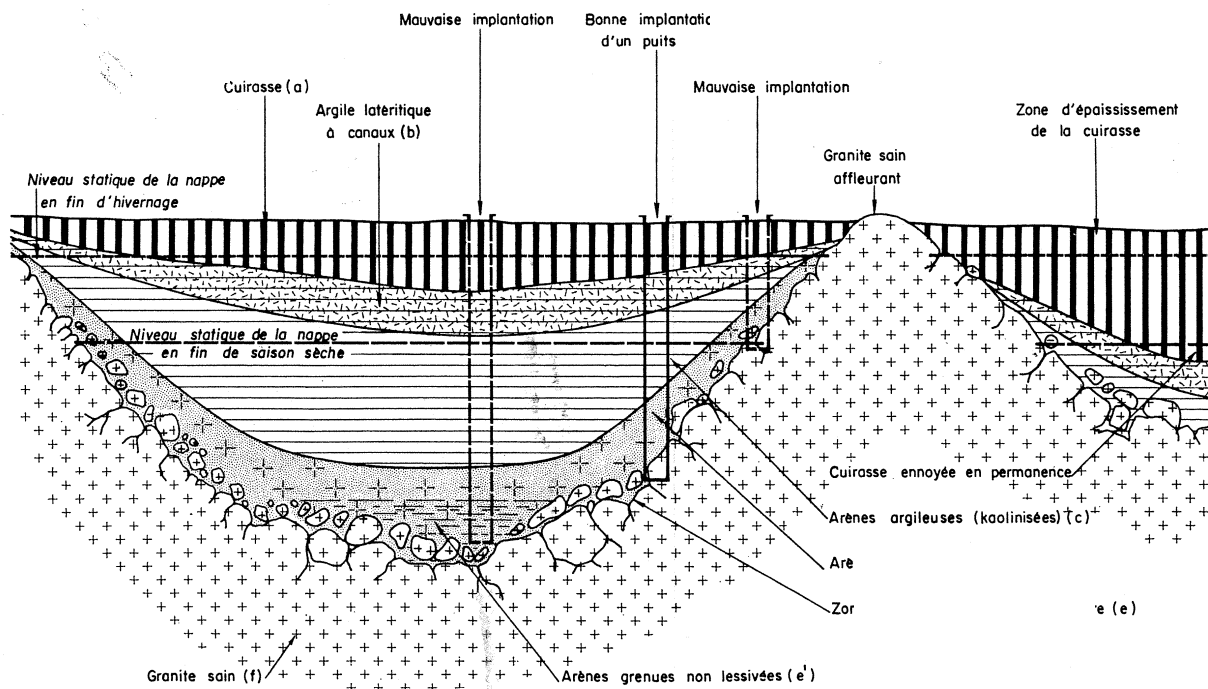
Les premières études hydrogéologiques menées en Côte d'Ivoire remontent à avant l'indépendance (1960). Ce sont les travaux d'Hubert (1915) et Bolgarsky (1941) cités par Archambault (1960) qui ont permis d'approvisionner les grandes villes en eau potable. Pendant longtemps, il a été admis qu'il n'existait pas d'eau en quantité exploitable pour de fortes concentrations humaines dans les aquifères de socle (Lelong et Lemoine, 1968). La grande sécheresse de 1973 et son corollaire, l'assèchement des puits et marigots des localités rurales, ainsi que le besoin de lutter contre les maladies hydriques, ont orienté les recherches vers les eaux souterraines. Les études et la prospection se sont multipliées, en particulier dans le socle qui représente 97,5 % de la superficie du pays, afin de résoudre d'épineux problèmes d'alimentation en eau dans les régions de socle (Darmendrail, 1984). Ainsi, depuis bientôt quatre décennies, des recherches ont accru la connaissance de l'hydrogéologie du socle de la Côte d'Ivoire et de nombreux auteurs dont Faillat et Leblond (1982) et Biémi (1992) ont montré comment ce milieu recèle une grande part des ressources en eau souterraine et peut fournir une eau potable abondante, dans certaines conditions naturelles de fracturation du socle qui sont encore en débat aujourd'hui.

Selon le bilan réalisé par le CEFIGRE (1992), les meilleures zones aquifères que l'on peut rencontrer en pays de socle précambrien, par exemple dans le département de Soubré, correspondent à la conjonction de deux conditions qui se rapportent aux deux fonctions hydrodynamiques fondamentales, emmagasinement et diffusivité :

- ✓ zones dans lesquelles la tranche altérée a une épaisseur assez grande, tout en étant formée de matériaux aussi grossiers que possible pour une arène granitique, qui sont favorables à l'accumulation des eaux souterraines ;
- ✓ zones de fractures et autres discontinuités dont certaines présentent une perméabilité longitudinale significative en raison de l'arénisation des épontes ou de leur ouverture dans le régime tectonique actuel, favorables à la circulation des eaux souterraines.

Le rapport de synthèse du Burgéap (1974) sur la construction des puits en Afrique tropicale était fondé sur l'observation que l'épaisseur de la tranche d'altération sur substratum granitique a une épaisseur très variable, indépendante de la topographie, qui donne naissance à des « fosses d'altération » d'extension imprévisible (figure 12). Ces fosses constituent des aquifères plus ou moins distincts, voire indépendants. Le rapport montre le schéma d'une telle fosse et la coupe de sol typique qui correspond (en milieu de savane actuelle), et discute de la position d'un forage par rapport à la structure de cette fosse. Il faut éviter le milieu de la fosse où l'horizon d'arène argileuse (qu'elle soit compacte ou fluante, mais dans ce dernier cas, la mise en place du puits est difficile) est le plus épais, et privilégier les flancs de la fosse si on a été capable de les localiser. En effet, l'horizon ferrugineux (a) formant parfois une cuirasse latéritique vacuolaire peut atteindre 20 m d'épaisseur et produit un débit de 5 à 20 m³.h⁻¹. Plus en profondeur, on rencontre successivement un horizon (b) de quelques mètres d'argiles latéritiques à canalicules (quelques mètres), et un horizon (c) d'arènes argileuses qui peut faire plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. En forant pour franchir cet horizon très peu perméable, on atteint un horizon (d) d'arènes grenues où la texture de la roche mère est conservée (toujours moins d'un mètre d'épaisseur), puis la zone d'altération (e) de la roche mère, transition d'épaisseur très variable (parfois plusieurs mètres) entre les arènes et la roche saine. Enfin on atteint la roche saine plus ou moins fissurée (f) qui est aquifère sur 20 à 30 m sous la zone de transition.

Cette coupe de sol un peu simplifiée est fidèle à celle proposée dans le rapport d'Engalenc (1978). Les horizons les plus perméables sont surtout (e + d) qu'il faut s'efforcer d'atteindre en minimisant l'épaisseur de recouvrement à forer, et dans une moindre mesure (a + b) dont on peut rarement se contenter.



(d'après document 5 modifié)

Figure 12. Schéma d'une « fosse d'altération » sur substratum granitique (d'après Burgéap, 1974)

En pratique, la prospection hydrogéologique en Afrique occidentale francophone reste guidée par les techniques préconisées par le Comité interafricain d'études hydrauliques (CIEH, 1981). Pour localiser les points qui sont potentiellement les plus productifs pour un forage d'AEP (alimentation en eau potable), comme il est difficile de connaître l'épaisseur de la tranche altérée du socle sur un site sans faire un forage, les deux principaux outils sont des techniques distantes : la recherche de zones d'intersection entre des failles visibles sur la photographie aérienne et ensuite le traîné électrique au sol sur une centaine de mètres (voire un peu plus) pour détecter un volume densément fracturé. Mais bien sûr, le critère principal de décision reste la position la plus commode pour les utilisateurs.

Depuis quelques années, des recherches conduites sur différents continents (Wyns et al., 1999 ; Cho et al., 2003 ; Maréchal et al., 2004 ; Lachassagne et al., 2005) ont mis en valeur le rôle de l'horizon (e + f) du Burgéap, c'est-à-dire de la tranche aquifère située sous les altérites meubles, qualifiée simplement par ces auteurs « d'horizon fissuré ». En simplifiant la structure très complexe du socle, on peut alors distinguer trois types de réservoirs, aux caractéristiques physiques et hydrogéologiques très différentes. La figure 13 présente de la façon la plus générale la structure des aquifères qui se rencontrent en zone de socle, que ce soit en Afrique ou ailleurs dans le monde.

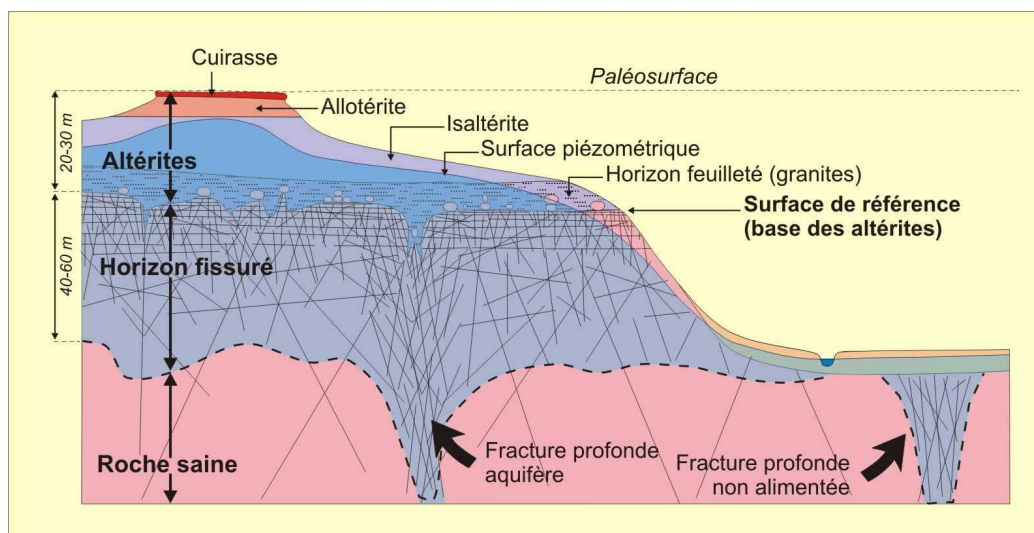


Figure 13. Modèle conceptuel stratiforme de la structure hydrogéologique des aquifères de socle In : Wyns et al. (1999)

2.3.1. Réservoir supérieur d'altérites

Les altérites meubles proviennent de la décomposition prolongée de la roche mère. Le profil d'altération confère aux roches de socle leurs propriétés aquifères. Ainsi, les altérites constituent le premier réservoir, le plus accessible, et assurent une fonction de stockage d'eau souterraine. Les stocks d'eau de ces réservoirs dépendent de leur volume (épaisseur et extension spatiale), de la perméabilité verticale des horizons superposés qui contrôle l'infiltration, et du niveau piézométrique des altérites.

Le régolithe présente une épaisseur moyenne de 30 m sur l'ensemble de l'Afrique. Dans les granito-gneiss, ce réservoir est généralement de quelques mètres moins épais que dans les schistes, où il est caractérisé par une dominante argileuse. Ainsi, en Côte d'Ivoire, l'épaisseur varie de 10 à 20 m en domaine granito-gneissique et de 15 à 20 m en domaine schisteux.

L'omniprésence des argiles dans les réservoirs d'altérites les rend capables d'emmagasiner une quantité importante d'eau. Toutefois, leur faible perméabilité (10^{-6} à 10^{-5} m.s⁻¹), avec un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 10^{-2} à 10^{-1} et une transmissivité de 10^{-5} à 10^{-4} m².s⁻¹ (Faillat et Blavoux, 1989), rend difficile l'extraction de cette ressource.

Un tel aquifère contient généralement une nappe libre : elle est alimentée directement par l'infiltration de l'eau de pluie. Son niveau piézométrique baisse significativement en saison sèche et remonte en saison des pluies (Biémi, 1992). La baisse du niveau d'eau est due au drainage des eaux souterraines vers les cours d'eau ou autres surfaces d'eau telles que les lacs, mais aussi aux puits et forages exploités (Maréchal et al., 2006).

La plupart des puits existant dans la région de Soubré captent leurs eaux dans ce réservoir supérieur, surtout dans les campements récents à cause de la léthargie dans laquelle s'est trouvé le programme d'implantation de forages dans les zones rurales depuis le début de la crise politique du pays. Un programme est actuellement financé par l'Union européenne en vue de la sédentarisation et de la sécurisation sanitaire des habitants des campements travaillant dans la nouvelle boucle du cacao pour l'exportation. Il a permis de mettre en service en 2009 une cinquantaine de nouveaux forages dans le département de Soubré, tous au Sud de cette ville. Ces forages visent les réservoirs inférieurs, avec des profondeurs atteignant souvent la centaine de mètres.

2.3.2. Réservoirs inférieurs

2.3.2.1. Réservoir de fissures

En forant, avant d'atteindre la roche saine, on rencontre une zone très fracturée et partiellement altérée vers le haut. Elle comporte de nombreuses fissures au pendage variable, ouvertes mais souvent remplies par les produits d'altération. L'« horizon fissuré » est généralement caractérisé, dans les premiers mètres de profondeur, par des fractures sub-horizontales et sub-verticales (photo5) en très grand nombre et dont la densité décroît au fur et à mesure que l'on descend (Cho et *al.*, 2003 ; Maréchal et *al.*, 2004 ; Wyns et *al.*, 2004).

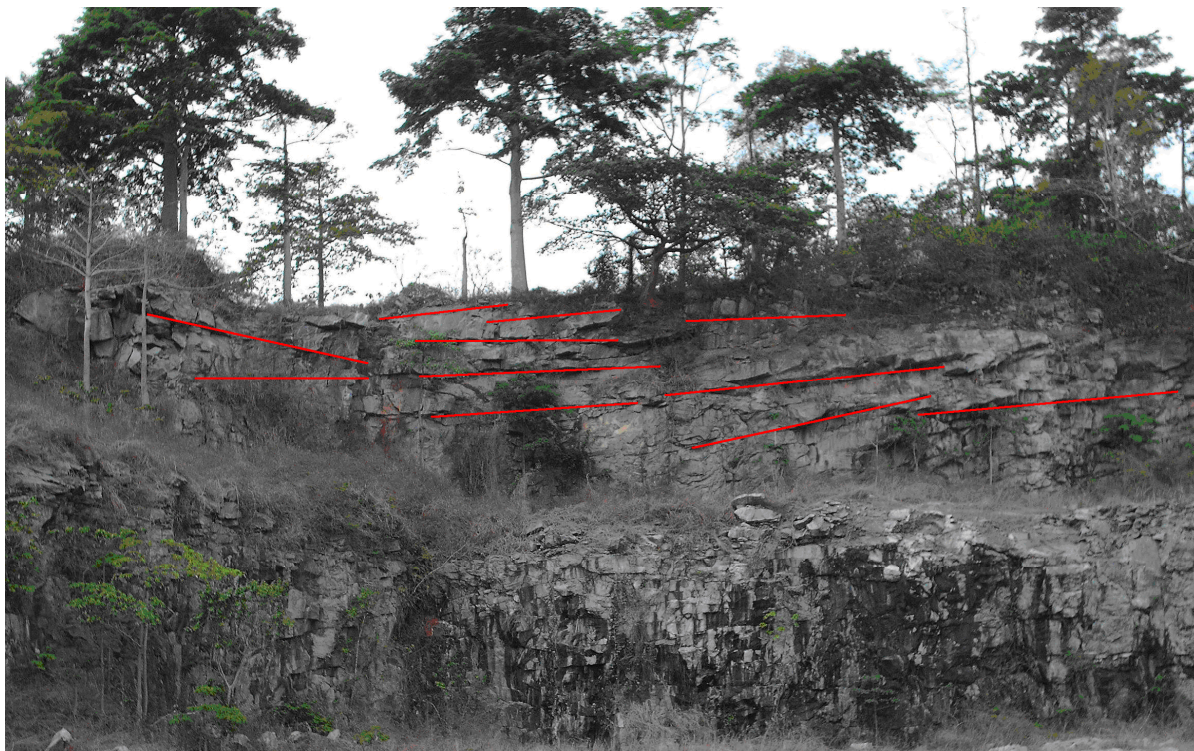


Photo 5. Horizon fissuré-altéré au sein d'un massif de granodiorite (Gnipi 2, au Sud de la ville de Soubré)

L'origine de la fissuration horizontale est problématique. Elle est généralement attribuée à un processus de relaxation de la contrainte verticale due à la décompression, produite elle-même par le décapage du sol par l'érosion. C'est donc un phénomène très lent qui peut affecter un massif sur une grande profondeur : de l'ordre de la centaine de mètres et plus, c'est selon la profondeur initiale de formation de la roche et la contrainte limite de rupture en extension. Cependant, les travaux de Wyns *et al.* (2004) démontrent qu'elle peut naître à faible profondeur si elle résulte surtout des contraintes engendrées par le gonflement des minéraux, en particulier la biotite, au cours du processus d'altération progressant de la surface vers la profondeur à la faveur des fractures tectoniques préexistantes.

N'oublions pas en effet, concernant la fracturation horizontale, que lors du refroidissement d'un pluton, il naît couramment trois familles de joints magmatiques plus ou moins orthogonaux entre eux, dont l'une peut être subhorizontale. De plus, un pluton qui s'est mis en place dans un contexte tectonique compressif, c'est le cas de ceux que nous étudions ici, développe aussi des fractures-failles inverses à faible pendage, dont certaines réactivent les joints initiaux.

L'importance du débit de forage dans les granitoïdes est liée d'une part à la densité de la fracturation de ces roches et d'autre part à la perméabilité du milieu granulaire de la tranche altérée. Dans l'ensemble, les débits obtenus dans les aquifères granitiques sont plus élevés que ceux des aquifères schisteux, comme le montrent les travaux de Biémi (1992) et Savadogo (1984). Dans les schistes, cependant, la présence de la schistosité intense augmente la porosité. On constate aussi que dans la région, ces formations sont très souvent affectées par des filons de quartz qui, une fois désolidarisés de leurs épontes granitiques, favorisent la circulation souterraine. Ceci permet au socle schisteux de jouer le rôle d'un réservoir qui peut fournir des débits très forts : c'est le cas de Belleville et de Dapéoua où les débits d'exploitation sont respectivement de $30,0 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ et $13,8 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.

L'eau emmagasinée dans l'horizon fissuré est moins sensible aux pollutions provenant de la surface que celle du réservoir d'altérites. Pour des raisons techniques (les forages sont plus profonds que les puits), elle est moins sensible à la baisse saisonnière du niveau piézométrique. Cela la rend plus fiable pour l'alimentation en eau potable de la population rurale qui consomme la plupart du temps l'eau brute des forages. La transmissivité équivalente dans ce type d'aquifère est comprise entre 10^{-4} et $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Engalenc, 1978 et 1979 ; Faillat, 1986), soit un ordre de grandeur de plus que les réservoirs d'altérites.

Il faut noter que, dans la plupart des cas, l'ensemble altérites plus horizon fissuré constitue un aquifère composite qui fonctionne comme un tout, surtout lorsqu'il est exploité au moyen de forages « profonds » (Dewandel et *al.*, 2006).

2.3.2.2. Réservoir de failles ou fractures majeures

Le socle sain est parcouru par des fractures majeures dont la longueur dépasse 1 km et peut atteindre plusieurs dizaines voire plusieurs centaines de kilomètres. Ces fractures sont très profondes, sub-verticales. Souvent, ces failles sont jalonnées par des zones broyées qui ont une largeur de quelques mètres à quelques centaines de mètres, capables de devenir ainsi des zones préférentielles de circulation d'eau souterraine, à condition qu'elles drainent un réservoir susjacent et qu'elles soient ouvertes dans le champ de contrainte actuel.

Ces couloirs de faille, si leur perméabilité est plus forte que celle de l'horizon fissuré, peuvent le drainer et mettre en communication par-dessous des compartiments d'horizon fissuré séparés par des vallées. De plus, un couloir de faille peut être recouvert directement par les altérites meubles argileuses dans une zone, où il ne sera donc pas alimenté, et se trouver ailleurs au contact de l'horizon fissuré où il est alimenté par drainage. Un couloir de faille n'est donc vraiment « sec » que s'il est isolé de la surface ou de l'horizon fissuré sur toute sa longueur, donc s'il est situé sous une vallée comme indiqué sur la figure 13, et à la fois parallèle à celle-ci. Hors, la mégafracturation offre une diversité de directions possibles et l'existence de multiples contacts avec des compartiments d'horizon fissuré est donc probable.

Dans le département de Soubré, par exemple, la profondeur et le débit très élevé de certains forages situés dans de gros villages ou villes naissantes laissent penser que ces forages rencontrent de telles fractures profondes ou zones broyées. C'est le cas du forage de Yabayo (120 m de profondeur) et, beaucoup moins profond, Glétia (75 m). Dans cette gamme de profondeur se trouvent les forages modernes (à motricité électrique) des localités de Gnipi, Gnititouadji, Koziayo et Ottawa, localités à forte densité de population.

Ce type de réservoir peut être cartographié comme un réseau de linéaments vus en photographie aérienne, ou en image satellitaire. C'est ce que nous allons tenter dans ce mémoire.

2.3.3. Forages du secteur d'étude

Dans le cadre des campagnes d'hydraulique villageoise dans le département de Soubré, 684 forages ont été réalisés depuis les années 1980 dont moins de 403 sont encore opérationnels. Dans ce qui suit, les codes entre parenthèses renvoient aux forages échantillonnés pour le volet hydrogéochimique de l'étude (cf. chapitre 7). On donne quelques

exemples de forages du secteur d'étude. La quasi-totalité des forages atteint le socle sain. Notons que l'épaisseur d'altérites au niveau des forages visités varie entre 4 et 60 mètres.

D'un point de vue technique, les forages échantillonnés sont équipés de pompes à motricité humaine (photos 6 et 7) ou électrique (photo 8). Celles à motricité électrique se rencontrent dans certains villages importants comme Ottawa, Ouregbabré et Mayo, ou villes comme Méagui, Grand-Zattry et Buyo. Les forages sont cimentés sur les premiers mètres et tubés sur toute leur longueur, à l'exception des derniers mètres où est placée la crépine.



Photo 6. Pompe à motricité humaine (type ABI)



Photo 7. Pompe à motricité humaine (type VERGNET)



Photo 8. Pompe à motricité électrique (forage d'Okrouyo)

Le plus profond est celui de Yabayo (L46), qui a une profondeur de 120 m avec un niveau piézométrique de 100 m et un débit d'exploitation de l'ordre de $15 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$. Ce forage a la plus grande profondeur dans le socle, soit 98 m dans la roche dure pour atteindre sans doute une grande fracture ou un réseau particulier de fractures ouvertes.

Le moins profond est le forage de Koperagui (L24), à 36 m avec 8,9 m d'épaisseur d'altérite. Son niveau statique est seulement à 8 m. La proximité du fleuve Sassandra (juste une centaine de mètres) peut influencer sur son régime. Quant au forage de Gnamagui (M11), malgré une profondeur de 60 m, il n'atteint pas le socle sain. Il est exclusivement creusé dans les altérites. Son débit est seulement $1,2 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ et son niveau statique est à 15 m.

D'autres forages, bien qu'atteignant le socle sain, possèdent des épaisseurs d'altérites importantes. C'est le cas des forages de Petigoa II (L38), Amanikiffikro (L36) et Niapayo (M4), qui ont respectivement 48,5 m, 44 m et 37,2 m d'épaisseur d'altérites.

Le forage de Konédougou (L28) montre 4,1 m d'altérites et un niveau statique situé à 8 m sous la surface du sol. Cette faible épaisseur d'altérites, conjuguée avec un niveau statique assez proche de la surface présente des inconvénients, notamment sa vulnérabilité face à la pollution d'origine anthropique. De même, les forages de Touadji 2 (L16') et de Sipef-CI (M7) ont des épaisseurs d'altération faibles, respectivement 4,1 m et 5,9 m. La localité de Gnipi 2 (L10) possède le forage qui a présenté le plus gros débit d'exploitation ($43 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$). Il est à une profondeur totale de 42 m avec une épaisseur d'altérites de 9 m. Il est situé non loin d'un cours d'eau, affluent important du Sassandra.

Conclusion partielle

Les principales formations géologiques du département de Soubré appartiennent au domaine éburnéen (2 500 à 1 550 Ma) et sont caractérisées par une grande diversité de massifs plutoniques. On y voit affleurer de façon très discontinue des roches granitoïdes intrusives dans un encaissant métamorphique (gneiss, migmatites) plus ancien. On observe aussi dans le compartiment nord-ouest de la région des roches flyschoïdes constituées de divers schistes et de grès, produits du démantèlement de la chaîne libérienne. De multiples phases de déformation ont affecté la région, ce qui a abouti à la mise en place d'un réseau de fracturation de grande densité.

Sur le plan hydrogéologique, on est susceptible d'y rencontrer trois types de réservoirs qui se superposent. Le réservoir d'altérites, argilo-sableux, d'épaisseur variable et de très faible perméabilité, et plus profondément, le réservoir de fissures, beaucoup plus perméable et drainé par les cours d'eau. Ces deux réservoirs fonctionnent souvent comme un aquifère composite. En dessous de cet ensemble, on trouve parfois un réservoir de fractures qui est d'origine tectonique.

L'alimentation en eau potable de la population est généralement assurée par des forages équipés de pompes à motricité humaine ou électrique, à des profondeurs très variables.

PARTIE II

MATÉRIEL ET MÉTHODES

« Tout ce qui est simple est faux, tout ce qui est compliqué est inutilisable ».

Paul Valéry.

CHAPITRE 3

MATÉRIEL

Compte tenu de la pluridisciplinarité de notre étude, une variété de matériels a été utilisée : images et outils de la télédétection, dossiers de forages, données hydroclimatiques et instruments de mesure et d'analyse en hydrochimie.

3.1. Données pour la cartographie des linéaments

Pour établir une carte des linéaments dans les limites de la zone d'étude, nous avons eu recours à des images satellitaires (données numériques de télédétection) et aux cartes topographiques et géologiques.

3.1.1. Images satellitaires

Le département de Soubré se trouve à cheval sur trois scènes ETM+. La plus grande partie se trouve sur la scène 197-56 et le reste sur deux autres scènes (198-55 et 198-56). Une seule scène Radarsat-1 s'est avérée suffisante.

- ✓ Les trois scènes ETM⁺ de Landsat-7 : 197-56 du 8 février 2001, 198-55 du 18 février 2003 et 198-56 du 3 janvier 2001 ont été prises pendant la saison sèche ; la résolution (surface au sol représentée par un pixel) de ces images est 30 m x 30 m ; ces images ont été téléchargées *via* le site <http://glcf.umiacs.umd.edu/index.html> ; nous avons opéré une mosaïque de ces trois scènes afin d'obtenir l'image complète (figure 14).
- ✓ une scène Radarsat-1 de résolution 50 m x 50 m prise en janvier 2001 (figure 15). L'image radar (Radio Detection And Ranging) a été fournie par le Centre universitaire de recherche et d'application en télédétection (CURAT) basé à l'université de Cocody.

3.1.2. Données cartographiques

Cet ensemble de données est composé de cartes topographiques et géologiques :

- ✓ les cartes topographiques sur support papier à l'échelle 1/200 000 des degrés carrés de Soubré, de Daloa et de Duékoué datant toutes de 1971, éditées par le Centre de cartographie et de télédétection (CCT) du Ministère des infrastructures économiques ; le département de Soubré se trouve à cheval sur ces trois cartes ;
- ✓ une carte géologique sur support papier à l'échelle 1/500 000 du domaine SASCA établie par Papon en 1973, éditée par la Société de développement minier (Sodemi) du Ministère des mines et de l'énergie.

La conversion de ces cartes en format numérique par « scannerisation » au format A₀ puis leur géoréférencement nous a permis de les utiliser dans un espace de travail à coordonnées spatiales exprimées soit en degrés (longitude, latitude), soit en mètres (x,y) dans le système de coordonnées « Universal Transverse Mercator » (UTM).

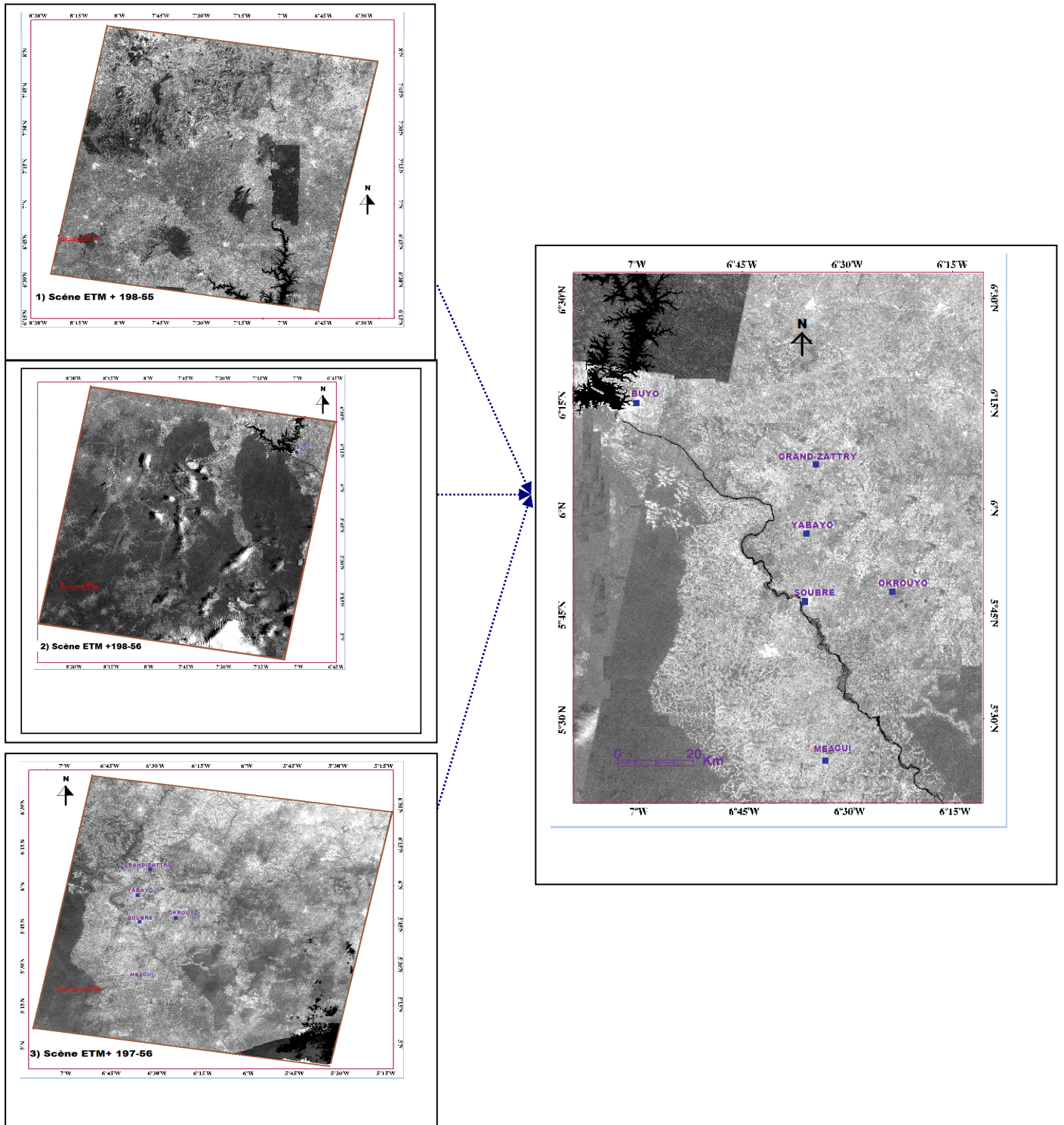


Figure 14. Mosaïque des trois scènes ETM⁺ couvrant le département de Soubré

On a alors pu extraire de ces cartes les informations utiles (routes, lignes à haute tension, chemins, etc.) pour s'assurer que les linéaments cartographiés ne sont pas de nature anthropique.

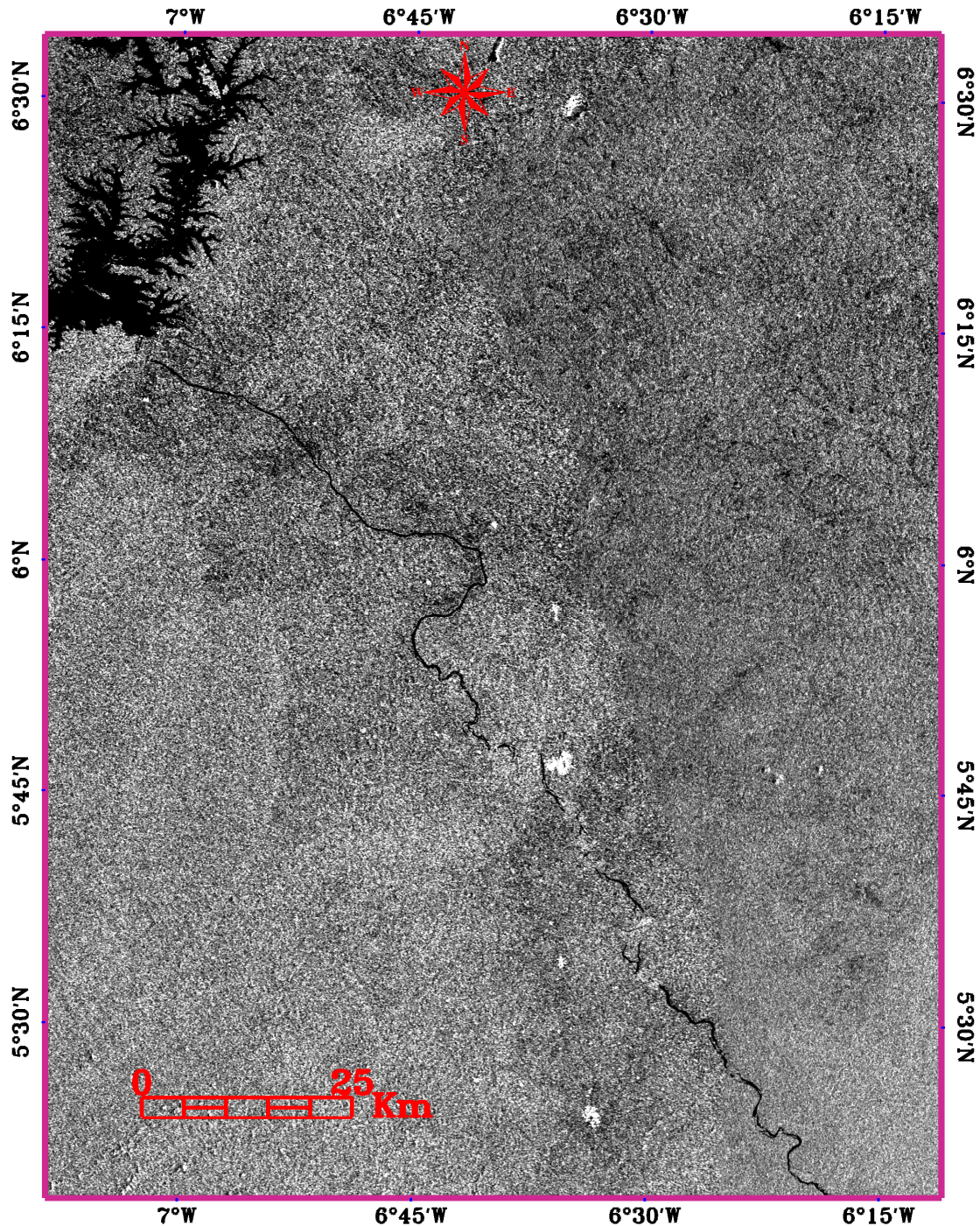


Figure 15. Scène Radarsat de la région de Soubré (5°19 - 6°34 N et 7°08 - 6°12 W)

3.2. Données nécessaires pour la modélisation de la surface piézométrique

3.2.1. Données techniques des forages

Les paramètres des forages ont été recueillis lors d'une mission auprès de la Direction régionale de l'hydraulique (DRH), sise à San Pédro (principale ville du sud-ouest de la Côte d'Ivoire). Ils ont été collectés à partir du dépouillement de 208 dossiers-villages dont seulement 105 forages disposent de données complètes.

Les données recueillies pour chaque forage sont : la nature de l'ouvrage (forage ou puits), ses coordonnées géographiques, l'altitude du sol (cote par rapport au niveau de la mer) à la tête du forage, la profondeur totale (Pt), l'épaisseur de l'horizon d'altérites (Na), l'épaisseur de socle sain traversée (Ps), le niveau statique (Ns), le débit de soufflage, et la lithologie de l'encaissant (annexe 4).

Bon nombre de dossiers de forages ne recèlent pas toutes les informations nécessaires. Il peut manquer les coordonnées géographiques, la cote de la tête du forage, le niveau statique dans le forage, et/ou le débit de soufflage. Pour l'analyse des données, on se limitera de préférence aux forages où l'on a les données complètes, car considérés comme plus fiables.

3.2.2. Modèle numérique d'altitude

Le modèle numérique d'altitude (MNA) de la région a été obtenu à partir des images de la mission topographique américaine *Shuttle Radar Topographic Mission* (SRTM) réalisée en février 2000 depuis la navette spatiale Endeavour. Cette mission a cartographié le relief terrestre d'environ 90 % de la surface mondiale émergée en utilisant la technique du radar interférométrique (anonyme 1, 2008 et anonyme 2, 2008). Elle a permis de disposer en tout point du territoire d'une image offrant une représentation numérique de la topographie qui est définie sur une maille de 90 m x 90 m.

Le MNA fournit des valeurs d'altitude qui reposent sur un quadrillage de 0,324 seconde d'arc en coordonnées géographiques (anonyme 3, 2008). L'incertitude absolue en Z est d'environ 10 mètres et son incertitude relative est de 4 mètres.

De cette image, nous avons extrait la carte du modèle numérique d'altitude du département de Soubré présentée à la figure 16 en niveau de gris. Le blanc ($R = G = B = 255$) correspond aux points hauts et le noir ($R = G = B = 0$) aux points bas. On y voit avec une netteté spectaculaire l'ensemble du réseau hydrographique du territoire d'étude jusqu'au niveau 5 (le niveau 1 étant le fleuve Sassandra) ainsi que les limites entre les bassins versants.

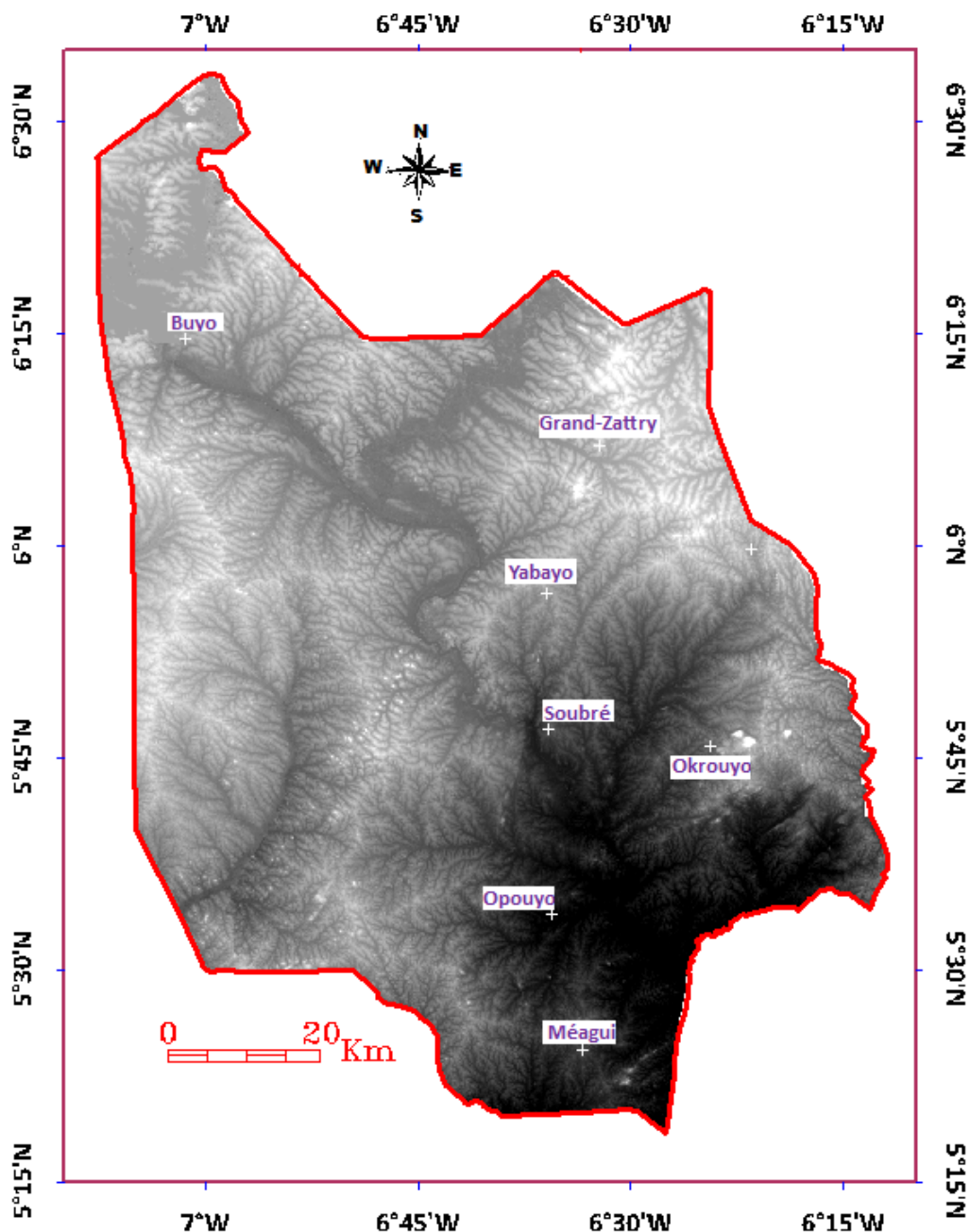


Figure 16. Modèle numérique d'altitude (MNA) en échelle de gris du département de Soubré, visualisé avec ENVI 4.1

3.2.3. Données hydroclimatiques

Les données climatologiques proviennent des stations de Soubré, de Gagnoa et de Buyo. En effet, il n'existe pas de station climatologique complète dans le département de Soubré. Les données de la station de Gagnoa (ville située à 80 km à l'est de Soubré) ont été prises pour compléter les informations manquantes (en occurrence la température). Ces deux régions sont dans la même zone climatique et par conséquent, présentent des températures *quasi* identiques.

Elles ont été mises à notre disposition par la Société de développement et d'exploitation aéroportuaire et maritime (Sodexam) et par la Compagnie ivoirienne d'électricité (CIE). Cette dernière gère les données climatologiques de la station de Buyo parce qu'elle est en charge de l'exploitation du barrage hydro-électrique.

Les données obtenues comprennent les valeurs des précipitations (en mm), de la température (en °C), l'humidité (en %), la durée de l'insolation (en h/j).

Elles ont été utilisées à deux fins : la description des caractéristiques du climat (chapitre 1) et la correction du niveau statique des forages (chapitre 6). Pour la seconde utilisation, seules les données pluviométriques ont été utiles.

3.3. Matériel d'acquisition de données hydrochimiques et isotopiques

Nous avons effectué deux campagnes d'échantillonnage et de mesure des paramètres physico-chimiques des eaux : la première en mai 2007 et la seconde en mars 2008. Ces missions furent menées en collaboration avec le Laboratoire des sciences techniques de l'eau et de l'environnement (LSTEE) de l'université de Cocody. Elles ont permis de collecter les échantillons nécessaires à l'étude hydrogéochimique.

La première campagne a eu lieu au début de la période pluvieuse, du 15 au 24 mai 2007, après inventaire des forages à échantillonner. Elle a permis d'échantillonner 42 points d'eau dont 3 échantillons d'eau de surface et un échantillon d'eau de pluie. Les eaux de surface proviennent de la Lobo (à Loboville), du lac de Buyo (au barrage), et du Sassandra (Soubré). L'eau de pluie a été recueillie à Soubré dans le quartier résidentiel le 20 mai 2007 à 15 heures.

La première mission ayant eu lieu alors que l'on était déjà avancé dans la saison des pluies, on s'est posé la question de l'influence de ces premières pluies sur la chimie des eaux souterraines. Pour cerner cette question, on a décidé d'effectuer la seconde campagne en fin de saison sèche, du 3 au 9 mars 2008 et de comparer la chimie de l'eau en quelques points. Pour cela, nous avons effectué une nouvelle mesure en 6 points déjà visités lors de la première mission.

De plus, la seconde mission a amélioré notre couverture du territoire avec 15 autres échantillons d'eau souterraine en des nouveaux points. Au total, nous avons recueilli 57 échantillons d'eau en des points différents lors de ces deux campagnes de terrain.

Les caractéristiques et les coordonnées des forages échantillonnés (prélèvement d'eau) sont consignées dans l'annexe 4 et leurs positions géographiques sont reportées sur la carte du chapitre 7. Les codes de ces forages sont fonction des deux missions de terrain : les lettres L

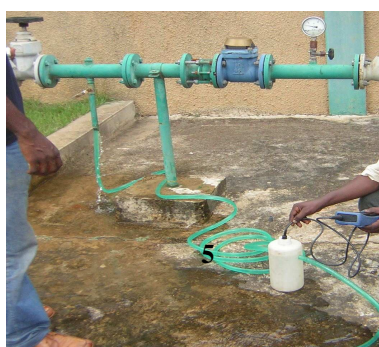
et K font référence aux forages échantillonnés lors de la première mission, en mai 2007 ; la lettre M est utilisée pour la seconde mission qui s'est déroulée en mars 2008.

Le choix initial de ces forages a été guidé par notre souci d'échantillonner au plus près possible des grandes fractures visualisées lors des travaux de télédétection. Ce choix n'a pas toujours été respecté à cause de nombreuses contraintes, telles que l'inaccessibilité de certaines localités (routes impraticables, véhicule inadapté, etc.), des pannes de forage, l'absence du gestionnaire du forage, etc.

3.3.1. Matériel de mesure *in situ*

Pour chaque échantillon d'eau, les paramètres mesurés lors de nos campagnes de terrain sont : la température, le pH, la conductivité électrique (CE), l'alcalinité et le titre hydrotimétrique total (THT). Nous avons procédé aux mesures de terrain à l'aide d'un dispositif (adapté à chaque forage) et d'appareils spécifiques (photo 9) :

- ✓ un pH-mètre de type Ciba Corning. L'incertitude (reproductibilité) de cet appareil est estimée à $\pm 0,1$ unité de pH, valeur moyenne de la reproductibilité (nous avons fait pour chaque échantillon trois mesures successives) ;
- ✓ un conductimètre de type WTW LF 318, avec un écart-type de reproductibilité de ± 3 à 7 % selon la minéralisation de l'échantillon. Le thermomètre incorporé a mesuré la température de l'eau avec une précision de ± 2 %.



1 : Mallette de terrain comprenant le pH-mètre et ses accessoires
2 : GPS ; 3 : PH-mètre
4 : Coffret de mesure du THT

5 : Mesure des paramètres *in situ*.

6 : Conductimètre

Photo 9. Matériel de mesure *in situ*

L'alcalinité des eaux est déterminée à l'aide d'une languette de titre alcalimétrique (TA). L'échelle de cette languette est comprise entre 40 et 180 mg.L^{-1} de CaCO_3 avec un pas de 40 mg.L^{-1} de CaCO_3 , soit 5 échelons.

Quant au THT, il est mesuré dans les eaux au moyen d'un coffret de test de dureté totale Aquamerck® contenant une solution de titrage et un réactif indicateur coloré (Noir Eriochrome T). Les coordonnées des forages échantillonnés ont été relevées à l'aide d'un GPS de marque Garmin.

3.3.2. Matériel d'échantillonnage

Le matériel nécessaire pour l'échantillonnage des eaux se compose de divers accessoires. Il s'agit d'unités de filtration, munies de membranes filtrantes de diamètre 47 mm avec un seuil de rétention de 0,45 µm, et de flacons en polyéthylène ou en polypropylène (1 L, 250 mL, 50 mL, et 15 mL pour le dosage isotopique). Pour une meilleure conservation des échantillons destinés au dosage des cations, on a procédé sur place à l'ajout d'environ 0,5 mL de solution d'acide nitrique (HNO₃) de qualité Suprapur®. Les échantillons ont été conservés à l'abri de la lumière et de la poussière dans une glacière, puis stockés au réfrigérateur à une température de 4°C dès le retour du terrain.

3.3.3. Matériel de dosage chimique et isotopique

Les teneurs en ions majeurs (cations et anions), en trois éléments en trace (Fe²⁺, Mn²⁺ et Al³⁺) et en isotopes stables de la molécule d'eau (²H et ¹⁸O) ont été dosées dans les échantillons. Les travaux d'analyse des éléments chimiques se sont déroulés au laboratoire de Génie analytique du Cnam et les isotopes ont été dosés au laboratoire IDES de l'université Paris-Sud (Orsay).



A. Spectromètre d'absorption atomique

B. Spectrophotomètre

Photo 10. Appareils de dosage des ions (Laboratoire de génie analytique)

Les cations ont été dosés par un spectromètre d'absorption atomique (AAS) de type VARIAN (photo 10 A). La détermination des teneurs en anions a été faite par colorimétrie (titration) ou par spectrophotométrie (photo 10 B). À cet effet, nous avons eu recours à divers réactifs détaillés au paragraphe 4.5.3.1 et des accessoires de labo (verrerie, balance, etc.).

Les teneurs des éléments en trace ont été obtenues par spectrométrie d'émission atomique utilisant une source à plasma d'argon généré par couplage inductif (ICP-AES).

3.4. Logiciels et matériels informatiques utilisés

Notre travail d'analyse de données a été exécuté à partir d'outils informatiques et de logiciels dont disposent les différents laboratoires qui ont contribué à la thèse. Le matériel informatique utilisé est constitué d'un micro-ordinateur (Intel Centrino 2) cadencé à 3 GHz et avec une mémoire RAM de 4 GO. Les logiciels utilisés sont ici succinctement présentés.

3.4.1. Logiciels de traitement numérique des images et de cartographie

Tous les travaux de prétraitement et de traitement de l'image ETM⁺ et radar ayant abouti à l'établissement de la carte des linéaments détaillés ont été exécutés au moyen du logiciel ENVI 4.1 (Environment for visualising image), conçu par Research Systems, Inc. en 2004. Ce logiciel complet a permis de vectoriser des informations tirées des images satellitaires pour établir et faire l'habillage des cartes thématiques (carte d'altitude de la surface topographique, la pente du terrain, et carte de l'occupation des sols).

Le logiciel VISILOG 4.0, conçu par Noesis en 2001 a servi à l'analyse géométrique de la carte et à la mise en évidence des « blocs ». Le logiciel MAPINFO 7.5 a permis également de vectoriser des informations tirées de la carte topographique (le réseau hydrographique, le contour du département, les routes et pistes, etc.), de superposer des couches d'informations et de réaliser la carte géologique en noir et blanc. Quant au logiciel SURFER 8.0, il a servi à réaliser par krigeage les différentes cartes de variation spatiale (cartes d'isovaleurs) de l'épaisseur des altérites et du niveau piézométrique. Le krigeage est une méthode d'interpolation issue de la géostatistique. Il a été formalisé pour la prospection minière par Georges Matheron (1930-2000) à l'École des Mines de Paris. Depuis, le domaine de ses applications a largement été étendu, touchant notamment la météorologie, les sciences de l'environnement et l'électromagnétisme. Le krigeage est une méthode d'interpolation spatiale, parfois considérée comme la plus juste d'un point de vue statistique, qui permet une estimation linéaire basée sur l'espérance mathématique et sur la variance de la donnée

spatialisée. Le krigeage s'appuie sur le calcul, l'interprétation et la modélisation du variogramme, fonction qui apprécie la variance en fonction de la distance entre données.

3.4.2 Logiciels de traitement statistique de la géométrie de réservoirs

La carte de fracturation générée sous ENVI 4.1 dans le format EVF est convertie en fichier image (format BMP). Le logiciel ARCVIEW 3.2 a permis de générer automatiquement la table attributaire contenant la longueur et les coordonnées des extrémités des différentes fractures. Cette table attributaire permet de calculer l'orientation de chaque fracture. En utilisant ces orientations, le module Rose de RU₃ permet de dresser les diagrammes directionnels. Le logiciel RAFESP (Razack, 1978), est utilisé pour calculer les espacements entre les fractures. L'analyse statistique et l'ajustement d'une loi de distribution sont réalisés grâce au logiciel STATISTICA 6.0 à partir des longueurs et des espacements obtenus ci-dessus.

3.4.3. Logiciel de traitement hydrochimique

Le calcul des paramètres du système calco-carbonique et la représentation des échantillons d'eau dans les différents diagrammes (Piper et Schoeller) ont été effectués à l'aide du programme DIAGRAMME 4.0 conçu par Roland Smiler du laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon (Smiler, 2007). STATISTICA 6.0, SIGMAPLOT 10.0 et EXCEL 2003 de Microsoft ont été utilisés pour le traitement statistique des données de terrain et résultats des travaux de laboratoire. Ces logiciels ont également servi à la construction des graphiques.

Conclusion partielle

Le travail préliminaire de cette étude a été la collecte des données. Les démarches effectuées (recherche sur Internet, visite aux administrations ou entreprises concernées, travaux de terrain, dosages des échantillons d'eau, etc.) ont permis d'acquérir les nombreuses informations utiles. Cette base de données initiale est composée de données satellitaires, cartographiques, hydroclimatiques, de fiches techniques des forages et des résultats de mesure et dosage des paramètres physico-chimiques. Cette base de données a été traitée à l'aide du matériel et des logiciels appropriés conformément à l'approche méthodologique qui nous présentons au chapitre suivant.

CHAPITRE 4

MÉTHODES

La méthodologie adoptée dans le cadre de ce travail s'articule autour de quatre points.

Elle débute par la présentation des méthodes de télédétection pour la cartographie structurale, méthodes développés au CURAT (Centre universitaire de recherche sur les applications de la télédétection, Abidjan) et illustrées par les thèses d'Etat des enseignants-chercheurs de l'université d'Abidjan en hydrogéologie (Biémi, 1992 ; Savané, 1997 ; Jourda, 2005) ou par des travaux conduits ailleurs en Afrique (Solomon et Quiel, 2006). Pour les exploiter de façon efficace, ces méthodes sont couplées avec un système d'information géographique (Krishnamurthy et *al.*, 1996 ; Hoffmann et Sander, 2007).

Puis, pour caractériser la géométrie de la carte de linéaments obtenue, nous faisons appel à des méthodes d'analyse statistique observées chez Bodin et Razack (1999), et utilisées par Kouamé (1999), Lasm (2000), et Youan Ta et *al.* (2008). Ces auteurs ont fondé leur analyse sur l'idée qu'un réseau de fracturation obéit toujours à une loi fractale et c'est cette idée que nous testons ici. Ces auteurs s'appuient ensuite sur la théorie de la percolation pour aborder le comportement hydrodynamique du milieu résumé à son réseau de fractures. Nous considérons que l'écoulement souterrain ne se résume pas à une percolation dans le réseau des fractures, mais que les blocs découpés par ce réseau sont autant de domaines aquifères qui devraient être étudiés individuellement en fonction des conditions aux limites à préciser dans les fractures, non nécessairement conductrices. Nous prenons donc une perspective différente des auteurs ci-dessus en étudiant la blocométrie du réseau bidimensionnel des linéaments.

Ensuite, on approche la géomorphologie de façon descriptive au moyen de la carte géologique, du modèle numérique d'altitude, et des données obtenues en forage sur la tranche d'altération du terrain, en reprenant le modèle conceptuel de Dewandel et *al.* (2006). De plus, on réalise une modélisation de la surface piézométrique à l'échelle du département en s'appuyant sur la méthodologie proposée par Wyns et *al.* (2004).

Enfin, pour la caractérisation hydrochimique des eaux, on a appliqué des méthodes d'analyse et de traitement des données chimiques et isotopiques classiques, similaires aux travaux de Oga (1998), Soro (2002) et Adiaffi (2008), tout en remettant en question le mode d'interprétation des résultats de ces méthodes à la lumière du modèle conceptuel présenté ci-avant.

4.1. Méthodologie de cartographie des linéaments

4.1.1 Justification de la méthode

En milieu de socle, les campagnes de forage ont montré qu'une minorité de fractures d'origine tectonique est le siège de venues d'eau et que leur rareté conduit souvent des forages à l'échec. C'est pourquoi depuis quelques décennies, les hydrogéologues s'orientent vers la recherche de ces fractures particulières que l'on ne sait toujours pas vraiment détecter ou reconnaître autrement que par le constat... qu'elles fournissent de l'eau dans un forage. Partant de l'idée qu'on a plus de chances d'en rencontrer là où la densité de fracturation d'origine tectonique est grande, ils établissent d'après la photographie aérienne des cartes de linéaments qui les guident vers les zones supposées favorables à l'exploitation de l'eau souterraine.

Les travaux de Lattman et Parizek (1964) sont considérés comme précurseurs dans cette approche qui convient très bien aux massifs calcaires (Delay et *al.*, 1992 ; Tam et *al.*, 2004). Elle s'est avérée plus difficile de mise en œuvre dans les régions de socle complexe, en partie volcanique et en partie granitique ou schisteux, nécessitant alors une méthodologie très lourde pour valider les linéaments par des observations sur le terrain : c'est le cas de Mabee et *al.* (1994) qui ont travaillé sur le socle du Maine (États-Unis) sur une zone de 44 km², ou encore de Chandra et *al.* (2006) sur le socle en Inde.

Le terme « linéament » désigne, selon Hobbs (1904), une ligne significative du paysage, ayant un tracé rectiligne ou curviligne, causée par des joints ou des failles, et qui révèle l'architecture du substratum géologique. La définition a évolué selon les applications développées (O'Leary et Pohn, 1976) mais le problème pour son application en hydrogéologie reste de savoir quelle signification donner à ces linéaments. Ainsi, pour Moore et Holliday (1975), les linéaments significatifs du point de vue hydrologique, outre ceux qui participent au réseau de drainage superficiel, sont les plus nets (contrastés ou marqués par un relief), longs et continus, et les plus organisés en familles de traces parallèles.

Dans les critères choisis, c'est bien souvent la fonction conductrice d'eau des linéaments qui est sous-entendue (Waters et *al.*, 1990). Mais on peut penser aussi que des linéaments parmi les plus flous, les plus larges, très végétalisés, d'altération intense... sont les plus pertinents par leur fonction de stockage ou de recharge (Jackson, 2002). Des travaux sur le socle précambrien de Scandinavie (Banks et *al.*, 1992, 1993 ; Banks and Robins, 2002) ont montré que les grandes failles ne sont pas les plus nuisibles en terme d'arrivée d'eau pour les chantiers de tunnels. Mais le socle de cette région du monde a subi des altérations de nature

fort différente (glaciaire) de l'Afrique de l'Ouest et il est impossible de généraliser ce résultat. D'autres auteurs ont travaillé en Afrique mais sur un socle qui évolue depuis longtemps en climat aride à semi-aride (Boeckh, 1992 ; Greenbaum, 1992 ; Leblanc et *al.*, 2007) et là encore, on ne peut pas extrapoler leurs conclusions. En fait, les critères restent très subjectifs et des interprètes travaillant sur une même image peuvent classer leurs linéaments de façon très différente.

Cependant, si l'on en croit Minor et *al.* (1995) ou Sander et *al.* (1997) qui ont travaillé sur le Ghana, le pays voisin à l'est de la Côte d'Ivoire, et contrairement à ce que pensaient des auteurs antérieurs (Siegal et Short, 1977), la variabilité entre opérateurs n'est pas si grande. Globalement, ils trouvent que 50% des objets levés sont classés de la même façon par trois opérateurs, 40% diffèrent par leur longueur et leur continuité, leur position, voire leur orientation, ou par la classe à laquelle on les affecte, et seulement 10 % posent problème et représentent une erreur plus grave. Il est donc recommandé de bien fixer les critères de levé et de classement à l'avance, et de procéder par une approche consensuelle entre des opérateurs travaillant simultanément. En procédant ainsi, on relève moins de linéaments et ils sont fiables à 90 % (Sander, 2007).

Depuis les années 1980, des moyens puissants pour cartographier les linéaments à une échelle plus vaste sont offerts par les techniques de télédétection embarquées sur satellites (Scanvic, 1983). Dans la plupart des régions du monde, l'utilisation de la télédétection passive (images optiques) a contribué à la réalisation de cartes de linéaments qui, après validation par des données de terrain, sont désignés par le terme « fractures ». En Côte d'Ivoire, les travaux de Biémi (1992) dans la Haute-Marahoué, de Savané (1997) dans la région du Denguelé, de Kouamé (1999) et de Saley (2003) dans la région semi-montagneuse de Man, et de Jourda (2005) dans la région de Korhogo en sont des exemples. Ils exposent aussi la méthodologie qui permet de passer des images satellitaires aux cartes de fracturation.

Toutefois, les images optiques, bien qu'elles permettent de caractériser l'état de la surface du sol (informations spectrales détaillées), ne satisfont pas toujours à une observation optimale en milieu tropical en raison du couvert nuageux et végétal. Or, la région de Soubré est une zone de socle qui bénéficie d'un couvert végétal important (forêts et plantations). C'est pour s'affranchir de cette contrainte que la télédétection active (images radar ou Radio Detection And Ranging) fut d'abord utilisée (Evans, 1992). On en trouve des applications dans les travaux de Rudant et *al.* (1994) en France (milieu tempéré et calcaire), Chotin et *al.* (1995) au Maroc (milieu méditerranéen), et un bilan de l'efficacité de la méthode est donné par Desjardins et *al.* (2000). Les images radar permettent donc de visualiser de vastes régions

dans des conditions atmosphériques diverses. Elles sont surtout sensibles à la topographie, à la rugosité et à l'humidité de la surface et pénètrent la végétation et la couverture pédologique, même épaisses. Il est donc intéressant, pour rechercher des fractures tectoniques kilométriques qui sont susceptibles d'intervenir dans la circulation des eaux souterraines, de combiner des images optiques avec des images radar.

Nous ne négligeons pas le fait que la cartographie des fractures par traitement d'images satellitaires puisse être source de biais et d'erreurs (Sander, 2007 ; Brunner et *al.*, 2007). C'est pourquoi nous admettons que le relevé de linéaments est une simplification de la réalité influencée par l'opérateur. Cependant, nous avons fait le choix du levé visuel et manuel plutôt que de recourir à une procédure automatique (Moore et Waltz, 1983 ; Karnieli et *al.*, 1996 ; Deb et *al.*, 2008) dans laquelle la subjectivité, et donc le discernement en fonction de l'application, serait exclue.

L'ensemble des procédés de traitement, de combinaison et d'extraction d'informations à partir de ces images est illustré par la figure 17.

4.1.2 Prétraitement des images satellitaires

4.1.2.1. Correction géométrique des images Radarsat-1 et Landsat-7

Pour rendre les images traitées superposables à un système de représentation cartographique, il est nécessaire d'appliquer plusieurs corrections géométriques : correction pour la distorsion due aux variations de la géométrie sol-capteur, et transformation des données en coordonnées (latitude et longitude) sur la surface de la Terre.

La projection cartographique appliquée à notre zone d'étude est le World Geodesic System (WGS-84) de la zone 29 de l'hémisphère nord. Les bandes ETM⁺ ont été corrigées à l'aide de 7 points de calage relevés sur les différentes cartes topographiques citées plus haut. Il s'agit donc d'une correction d'image à carte. Une transformation polynomiale de degré 2, suivie d'un re-échantillonnage par interpolation bilinéaire ont été effectués.

Concernant l'image radar, nous avons eu recours à une correction d'image à image car nos points de calage ont été relevés sur les bandes ETM⁺ précédemment corrigées. Cinq points de calage ont été utilisés dans une transformation polynomiale de degré 1, suivie d'un re-échantillonnage par la méthode de convolution cubique. Les procédures de ces corrections sont résumées dans le tableau I.

Lors de l'échantillonnage des points de contrôle, le logiciel ENVI indique l'erreur résiduelle moyenne (Erreur RMS) de positionnement que produit la transformation sur les

points de contrôle eux-mêmes. L'erreur résiduelle moyenne RMS est de l'ordre de 10,5 cm pour les images Landsat-7 et de 21 cm pour celle de Radarsat-1.

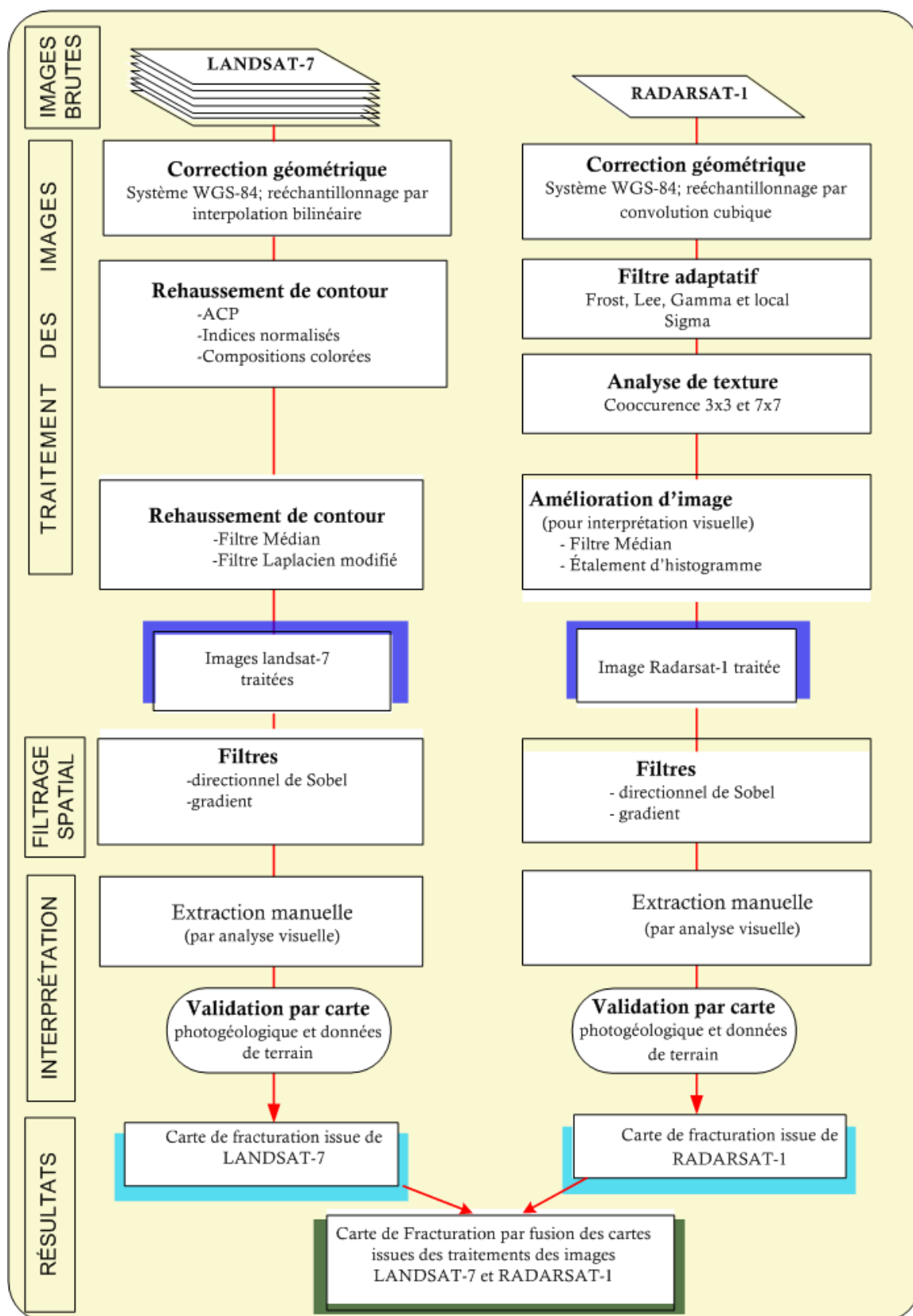


Figure 17. Organigramme de traitement et d'intégration des images optiques et radar

Tableau I. Résumé du processus de correction géométrique

Image	Points de contrôle	Type de correction	Méthode d'interpolation Bilinéaire	RMS (pixel)	RMS (m)
LANDSAT-7	7	Image à carte	Degré 2 (cubique)	0,0035	0,105
RADARSAT-1	5	Image à image	Degré 1	0,004	0,215

4.1.2.2. Méthodologie de réduction du chatoiement sur l'image radar

La réduction du chatoiement (fort bruit multiplicatif né d'un nombre élevé d'interférences) concerne l'image radar (Radarsat-1). Selon Pénicand et *al.* (1995), la présence de chatoiement dégrade la résolution radiométrique de l'image, réduisant ainsi la possibilité de discriminer les structures fines.

La réduction du chatoiement dans l'image radar utilisée a été obtenue au moyen de filtres adaptatifs (Lee, Frost, Gamma et Local Sigma).

4.1.2.3. Mosaïque et découpage de l'image du département de Soubré

La plus grande partie du département de Soubré se trouve sur la scène 197-56 et le reste sur deux autres scènes (198-55 et 198-56). Nous avons donc opéré une mosaïque de ces trois scènes afin d'obtenir l'image complète de la région.

Le découpage suivant les longitudes 6°10' et 7°09' O et la latitude 5°18' et 6°34' N permet d'extraire, d'une part de la mosaïque (des trois scènes des images optiques) et d'autre part de l'image radar, une sous-image de forme rectangulaire à l'intérieur de laquelle se situe le département de Soubré. Sur cette sous-image, on surimpose le contour du département préalablement numérisé sur la carte topographique. Le fichier vecteur de ce contour permet de construire une image binaire appelée « masque ». L'application du masque à la sous-image permet d'extraire une image masquée, c'est-à-dire découpée suivant le contour.

4.1.3. Traitement des images satellitaires

L'amélioration du contraste dans les images nécessite que les différentes bandes spectrales soient combinées. Ainsi, des opérations arithmétiques sont faites pour transformer les bandes originales en de nouvelles images composites. Les traitements qui suivent traduisent les procédés d'amélioration du contraste dans les images multispectrales (ETM⁺) et Radarsat-1.

4.1.3.1. Amélioration du contraste

Afin de faciliter l'interprétation des images corrigées géométriquement, des étalements linéaires leur ont été appliqués. Par ce procédé, les valeurs les plus basses de niveaux de gris

sont ramenées à zéro et les plus fortes sont portées à 255. Les valeurs de niveaux de gris intermédiaires sont distribuées linéairement entre ces deux extrémités. L'ensemble des amplitudes occupe plus efficacement l'échelle de gris disponible et on obtient des images plus contrastées que les images d'origine.

La méthode par égalisation d'histogramme permet d'obtenir le même nombre de pixels par intervalle de niveau de gris. Cette technique a également été appliquée et a contribué à rehausser le contraste des images ETM⁺.

4.1.3.2. Analyse en composantes principales (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP), ou transformée de Hotelling, est une transformation mathématique basée sur l'analyse de la covariance de l'image ou de la matrice de corrélation de plusieurs séries de données (Bonn et Rochon, 1992). Cette transformation génère des nouvelles images, composantes ou axes, qui sont en combinaison linéaire avec les images originales. Les trois premières composantes contiennent un grand pourcentage de la variance totale présente dans les six bandes originales des canaux ETM⁺. Le processus de transformation maximise la variance des pixels des images ETM⁺ selon une hiérarchisation des composantes. La première composante est calculée dans la direction de l'espace suivant laquelle la variance est maximale. La seconde obéit à la même règle dans l'espace restant et ainsi de suite. Cette méthode a été appliquée aux sept bandes de notre image Landsat-7 ETM⁺.

Une base de données a été réalisée à partir de ces sept bandes pour la réalisation de l'ACP. L'état de corrélation entre les différentes bandes ETM⁺ de Landsat-7 est présenté par le tableau II.

Tableau II. Corrélation entre les différents canaux de l'image multispectrale.

Bandes ETM ⁺	1	2	3	4	5	6	7
1	1,000						
2	0,964	1,000					
3	0,949	0,948	1,000				
4	0,884	0,872	0,785	1,000			
5	0,871	0,908	0,929	0,863	1,000		
6	0,660	0,656	0,636	0,578	0,762	1,000	
7	0,780	0,786	0,908	0,437	0,883	0,747	1,000

La lecture du tableau II révèle que les bandes ETM⁺ de Landsat-7 contiennent des informations corrélées. Les bandes du visible (1, 2 et 3) sont fortement corrélées entre elles

(coefficient de corrélation supérieur à 0,94). Il existe également une forte corrélation entre ces bandes et les bandes 4, 5 et 7, avec des coefficients supérieurs à 0,78. L'utilisation conjointe de ces canaux donne des informations redondantes, car ils renferment les mêmes données. L'ACP permet de rehausser la qualité de ces images multispectrales ETM^+ en éliminant la redondance des données contenues dans les différents canaux. Les différentes opérations ont consisté à calculer :

- ✓ les matrices de covariance ;
- ✓ les valeurs et vecteurs propres de la matrice de covariance ou de la corrélation (selon l'algorithme de Jacobi) ;
- ✓ les composantes principales de l'image multispectrale.

En exploration géologique, l'extraction d'informations, surtout les structures présentes dans l'image, est plus facile au niveau de la première composante principale que sur l'image multispectrale (Foucart, 1982 *in* Rakotoniaina, 1998). Le néo-canal PC1 sera utilisé pour l'étude des traits se rapportant à la géologie du terrain et permettra de minimiser l'effet du couvert végétal.

4.1.3.3. Rapports de bandes

La méthode des rapports de bandes est fondée sur la notion de réflectance, qui est le rapport, mesuré par un radiomètre, entre la quantité de radiations réfléchies par un matériau et la quantité d'énergie qu'il reçoit pour une longueur d'onde donnée (Scanvic, 1983). Les rapports de bandes sont donc une technique d'amélioration de la perception des images basée sur de simples opérations arithmétiques appliquées aux différentes bandes de l'image satellitaire.

Pour obtenir un meilleur contraste entre les différentes structures géologiques et une discrimination des linéaments au sol ainsi que pour visualiser les linéaments rattachés au réseau hydrographique, l'opération suivante a été effectuée :

$$\frac{ETM^+_7 - ETM^+_4}{ETM^+_7 + ETM^+_4}$$

Ou bien :

$$\frac{PC_1}{ETM^+_7}$$

4.1.3.4. Compositions colorées

Cette méthode a été utilisée comme technique d'amélioration de l'image et de sa perception visuelle. La technique RGB (Red (R), Green (G), Blue (B)), ou transformation

RGB, a été employée. Elle permet d'obtenir une image multichrome à partir de trois images monochromes.

Les compositions qui nous ont donné les résultats les plus intéressants sont : ETM^+_7 (R), ETM^+_4 (G) et ETM^+_5 (B), ainsi que ETM^+_6 (R), ETM^+_3 (G) et ETM^+_2 (B). Elles ont permis la distinction des sols nus, des secteurs bâtis, des étendues d'eau et des linéaments régionaux et même très souvent locaux. Particulièrement, la combinaison des bandes ETM^+ (7, 4, 5) a été utile pour cartographier l'occupation du sol telle qu'elle était entre 2001 et 2003 (figure 5), période où les images ETM^+ utilisées au cours de ce travail ont été prises.

4.1.4. Accentuation des discontinuités par filtrage spatial

Les filtres spatiaux sont des algorithmes (sous forme de matrice) dont l'application a pour but d'accentuer les contrastes dans les images afin de relever les linéarités correspondant à des discontinuités lithologiques et structurales.

4.1.4.1. Filtres utilisés

Les différents filtres utilisés figurent dans le tableau III. Ils sont regroupés en filtres non directionnels (Laplacien modifié et gradient) et en filtres directionnels (Sobel).

Le filtre de Sobel est un filtre asymétrique et directionnel. La direction se manifeste par l'opposition des signes selon un axe de la matrice de convolution. Le filtrage directionnel consiste à mesurer la première dérivée des niveaux de gris d'une image dans des directions précises (Kouamé, 1997). Ainsi, la dérivée Est-Ouest permet de mettre en évidence les linéaments N-S et l'image filtrée présente un effet d'ombrage avec la partie Est éclairée, indiquant la provenance de la source de rayonnement.

Les filtres directionnels sont conçus de façon à faire ressortir ou à masquer certaines caractéristiques d'une image en se basant sur sa texture (Himyari *et al.*, 2002). Cette dernière fait référence à la fréquence de variation des différents tons qui apparaissent dans une image. En Sciences de la Terre, ces filtres directionnels sont utilisés pour la détection de familles de fractures de grande intensité (Bonn et Rochon, 1992).

Antérieurement à l'utilisation de ces filtres, un filtrage médian 3x3 a été appliqué aux différents canaux de l' ETM^+ ainsi qu'au néo-canal PC_1 . Ce filtrage initial a amélioré l'apparence et la perception visuelle des images.

Sur le néo-canal PC_1 un Laplacien modifié 5x5 a aussi été appliqué, accentuant ainsi dans l'image filtrée des discontinuités qui correspondent à des variations brusques d'intensité.

Les discontinuités-images ont été révélées par l'application des filtres directionnels de Sobel et du filtre gradient (Yesou *et al.*, 1993). Ces filtres ont été utilisés sur le néo-canal PC_1

issu de l'analyse en composantes principales des images ETM⁺ de Landsat-7 et sur l'image Radarsat. Ils accentuent les discontinuités dans les directions N-S, NE-SO, NO-SE et E-O afin de faciliter leur extraction.

La taille du filtre influence les linéaments rehaussés. Selon Colwell (1983), seuls les linéaments de taille supérieure ou égale à la moitié de la fenêtre de convolution sont détectés tandis que ceux de taille inférieure se confondent avec le bruit de l'image.

Tableau III. Les matrices des filtres spatiaux utilisés

Filtre non directionnel Laplacien modifié 5x5							Filtre gradient Yesou et al. (1993) : filtre 7x7						
0	0	-1	0	0			1	1	1	1	1	1	1
0	-1	-2	-1	0			1	1	1	1	1	1	1
-1	-2	16	-2	-1			0	0	0	0	0	0	-1
0	-1	-2	-1	0			-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
0	0	-1	0	0			-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
							-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1
Filtres directionnels de SOBEL 7x7													
Sobel N-S							Sobel E-O						
1	1	1	2	1	1	1	-1	-1	-1	0	1	1	1
1	1	2	3	2	1	1	-1	-1	-2	0	2	1	1
1	2	3	4	3	2	1	-1	-2	-3	0	3	2	1
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 NO-SE							Sobel NE-SO						
2	1	1	1	1	1	0	0	1	1	1	1	1	2
1	3	2	2	2	0	-1	-1	0	2	2	2	3	1
1	2	4	3	0	-2	-1	-1	-2	0	3	4	2	1
1	2	3	0	-3	-2	-1	-1	-2	-3	0	3	2	1
1	2	0	-3	-4	-2	-1	-1	-2	-4	-3	0	2	1
1	0	-2	-2	-2	-3	-1	-1	-3	-2	-2	-2	0	1
0	-1	-1	-1	-1	-1	-2	-2	-1	-1	-1	-1	-1	0

4.1.4.2. Extraction des linéaments

En utilisant, d'une part, les images issues des traitements effectués, notamment des techniques d'amélioration du contraste et de filtrage, et d'autre part, les critères définissant les discontinuités-images, la cartographie de toutes les structures linéaires visibles a été effectuée. Auparavant, nous avons procédé à la vectorisation des linéarités que sont les routes, les zones défrichées le long des réseaux électriques et les limites des plantations industrielles (hévéa et palmier à huile). Leur relevé permet de les ignorer lors de l'extraction des linéaments.

Les discontinuités-images correspondant à des linéaments supposés structuraux ont été relevées manuellement, suivant une analyse visuelle à l'écran. Cela a consisté à représenter par un segment de droite les discontinuités-images et les changements brusques de tonalité observés sur les images traitées. Il s'agit des alignements observés dans le couvert forestier, des ruptures de pente, du réseau hydrographique et des alignements géologiques. Quand on observe un tracé courbe, on pointe les tronçons linéaires de cette courbe.

Après avoir tracé les linéaments régionaux visibles sur une vue globale de la zone d'étude, de petites fenêtres de 1 024×1 024 (pixels en colonnes, pixels en lignes) ont été ouvertes et déplacées sur toute la surface de l'image, afin de repérer et cartographier les linéaments de petite taille (< à 480 m). La taille de ces fenêtres est appropriée pour identifier les petits linéaments contenus dans l'image.

On enregistre ces linéaments supplémentaires dans le même fichier vecteur contenant les premiers linéaments cartographiés. Cette procédure présente l'avantage de répertorier tous les linéaments identifiés à partir de sources différentes dans une seule couche de données géoréférencées, facilement intégrable dans un système d'information géographique.

On verra que malgré ce travail fastidieux, seul un nombre négligeable de petits linéaments a été trouvé.

La carte de linéaments obtenue constituera un support numérique très important en hydrogéologie des milieux discontinus à condition de valider la nature structurale de ces objets.

4.1.4.3. Validation des linéaments

Notre levé linéamentaire détaillé permet de disposer d'une carte originale de linéaments à partir de laquelle sera initiée la phase interprétative, objet du chapitre 5. Toutefois, la phase d'évaluation et de validation des linéaments extraits du traitement numérique des images est indispensable pour juger de la pertinence de la méthode utilisée.

Or, dans un contexte cristallin et cristallophyllien et sous un climat très humide, la forêt, la variabilité de l'épaisseur d'altérites, la physiographie, rendent difficile le contrôle sur le terrain pour établir la validité des données linéamentaires. Pour cette raison, il peut s'avérer nécessaire de s'appuyer plus modestement sur les cartes géologiques ou structurales existantes et sur l'interprétation structurale du réseau hydrographique.

Dans le cas de notre étude, la vérification sur le terrain de tous les linéaments pour prouver leur origine structurale n'a pas été possible. Ils sont souvent masqués par le couvert

végétal et les altérites et en outre, nous devons invoquer des raisons plus pratiques telles que le manque de véhicule de terrain et la justesse de notre budget.

Pour pallier cette lacune, nous avons donc associé les données des cartes géologiques de Papon et Lemarchand (1973), de Biémi (1992) et la carte photo-géologique de la SODEMI, afin de confirmer l'origine structurale des linéaments détectés. Par ailleurs, les particularités et anomalies détectées au niveau du réseau hydrographique (coudes, décalages) sur les cartes topographiques renforcent la fiabilité de certains linéaments en tant qu'objets d'origine tectonique.

4.1.4.4. Fiabilité de la carte des linéaments

Le protocole d'extraction des linéaments structuraux à partir des images satellitaires que nous avons exploité n'est pas nouveau. Il a été utilisé par les nombreux auteurs que nous avons cités au début du paragraphe 4.1.1. Cependant, l'échelle des images et notre perception des petits linéaments sur les images traitées peuvent conditionner la fiabilité du levé que nous avons effectué.

S'agissant de l'échelle des images, la résolution maximale des images utilisées est de 30 m x 30 m pour les images optiques et de 50 m x 50 m pour l'image radar. Par conséquent, seuls les linéaments dont la longueur est supérieure à ces distances ont pu être cartographiés, et même supérieure à 10x cette résolution pour que l'alignement soit perceptible. De ce fait, plusieurs centaines de petits linéaments ont pu être omis, ce qui représenterait un biais considérable de l'échantillonnage.

Le second point, relatif à notre vision ou perception des linéaments, est difficile à quantifier. La subjectivité de l'opérateur est très influente : elle joue essentiellement sur le nombre de linéaments, certainement beaucoup moins sur leur orientation et sur leur longueur (Kouamé, 1999).

La phase d'évaluation et de validation des linéaments qui a suivi l'extraction des linéaments donne du crédit à notre travail en ce qui concerne les linéaments de plusieurs km. En effet, l'échelle des cartes utilisées pour la validation (1 cm = 5000 m pour la carte géologique) ne permet pas de représenter des linéaments inférieurs à 2 ou 3 km.

4.2. Caractérisation statistique de la géométrie du champ de fractures

L'analyse des paramètres géométriques du réseau 2D des linéaments est indispensable pour décrire la structure d'un bassin versant. Elle a fait l'objet de nombreuses études en Côte d'Ivoire, déjà citées ci-dessus.

Les paramètres géométriques de la fracturation étudiés dans ce travail sont la longueur et l'orientation des fractures, ainsi que l'espacement entre les fractures. L'intensité de la fracturation est exprimée de façon globale en longueur cumulée des traces de fractures rapportée à l'aire de la fenêtre d'observation, mais elle est mieux décrite par la distribution des espacements entre fractures. La longueur sera étudiée de différentes façons, selon que l'on s'intéresse aux linéaments entiers ou aux segments découpés par l'intersection des linéaments. L'étude de l'orientation des fractures, pondérée ou non par leur longueur, permettra de se raccrocher à l'histoire tectonique de la région à laquelle appartient le département de Soubré.

Nous n'avons pas pu déterminer *in situ* l'ouverture mécanique des fractures sur des affleurements dans la région. L'échelle de notre étude ne permettrait de toute façon pas d'en déduire l'ouverture hydraulique des mégafractures qui serait essentielle dans un modèle de l'écoulement souterrain dans un champ de discontinuités.

Une mégafracture ouverte dans le champ de contrainte actuel peut constituer un chemin d'écoulement (dans un sens déterminé par la topographie). Une mégafracture fermée est *a contrario* une limite qui peut être étanche ou franchissable, mais non drainante. A ce stade, nous ne savons pas si nos linéaments correspondent à des fractures conductrices ou non et nous ne nous hasarderons pas à calculer la perméabilité induite des linéaments (Francis, 1970) à partir d'une valeur de transmissivité moyenne obtenue par des essais de pompage. Nous en discuterons à la lumière de la géomorphologie et de la chimie.

4.2.1 Distribution de l'orientation des fractures

L'orientation est ici un paramètre angulaire unique car on travaille en 2D : l'angle que fait une fracture avec le nord, appelé en général sa direction (*strike*), compris entre 0 et 180°. On suppose que le pendage des mégafractures est toujours vertical, vu leur aspect rectiligne et indépendant de la topographie.

Le traitement statistique des linéaments, qui peut s'effectuer par secteur géographique homogène si nécessaire, produit donc simplement une rosace directionnelle. Une rosace montrera la distribution des fractures par classe de 10 degrés. On pourra identifier des familles de fractures, chacune pouvant être étalée sur un intervalle de 10° à 40°. Sur un intervalle assez large, si une famille a une distribution symétrique, elle pourra être ajustée par une loi normale ou par une loi uniforme.

4.2.2. Distribution de la longueur des fractures

Le paramètre longueur est analysé à partir de son histogramme de fréquence. La forme de la distribution empirique est comparée à des modèles théoriques par un test d'ajustement. Nous avons ajusté la distribution des longueurs de linéaments par les modèles de loi de probabilité (annexe 3) suivants : exponentiel, log-normal, gamma, et enfin puissance. Les tests utilisés ici sont le test du khi2 et le test K-S de Kolmogorov-Smirnov.

Le test du khi2 concerne uniquement les lois discrètes, mais on peut l'utiliser aussi pour des échantillons continus regroupés en classes. Après avoir découpé l'intervalle d'observation en k classes, on calcule la valeur du khi2 (χ^2 ou χ^2_{cal}) sur l'histogramme empirique. Cette valeur est ensuite comparée à celle du khi-deux théorique ($\chi^2_{théo}$) qui est déterminée dans la table des valeurs des centiles (χ^2_p) pour la distribution du khi2, en fonction du nombre ν de degrés de liberté, et à un seuil de signification raisonnablement fixé. Le khi2 calculé χ^2_{cal} est défini par l'expression suivante :

$$\chi^2_{cal} = \sum \frac{(F_{obs} - F_{théo})^2}{F_{théo}}$$

où F_{obs} et $F_{théo}$ désignent respectivement la fréquence observée et théorique.

Lorsque : $\chi^2_{cal} > \chi^2_{théo}$, le test est rejeté. Il est accepté dans le cas contraire. Pour nuancer la décision et comparer les modèles entre eux, on peut aussi calculer pour chaque modèle le seuil de signification correspondant à la valeur khi2 empirique χ^2_{cal} , et ainsi hiérarchiser les modèles, le meilleur étant celui qui donne le plus haut seuil de signification.

Le test de Kolmogorov-Smirnov est un test d'ajustement à une loi continue, qui prend en compte l'ensemble des quantiles. L'idée est de calculer la distance de la norme uniforme entre (maximale) entre les fonctions de répartition théorique et empirique. Si cette distance dépasse une certaine valeur, qu'on lira dans une table en fonction du seuil de signification choisi, on dira que l'échantillon ne peut pas être une réalisation de la loi.

Les modèles log-normal, gamma et exponentiel ne rendent pas toujours compte de la distribution des linéaments de façon satisfaisante (les seuils de signification sont très faibles) : nous avons donc procédé à un ajustement des longueurs de fractures à un modèle puissance (Lasm et Razack, 2001). La loi puissance est représentée dans un diagramme bi-logarithmique par une droite et son équation s'écrit :

$$n(x) = a \times x^{-p} \quad (1)$$

où :

- x : centre de classe de la variable, par exemple la longueur des fractures ;
- n : fréquence de classe ;
- a : coefficient réel à ajuster ;
- p : exposant réel à ajuster, caractéristique de la loi puissance.

4.2.3. Mesure de l'espace entre les fractures

L'espace est ici défini comme la distance séparant deux fractures intersectées successivement le long d'une ligne d'échantillonnage (figure 18), quelle que soit la famille à laquelle elles appartiennent. Selon l'idée dominante dans la littérature, plus l'espace moyen est petit, plus grande est l'intensité de fracturation, et plus forte est la probabilité d'avoir une épaisseur d'altérite importante. Cela restera à vérifier au cours de notre étude.

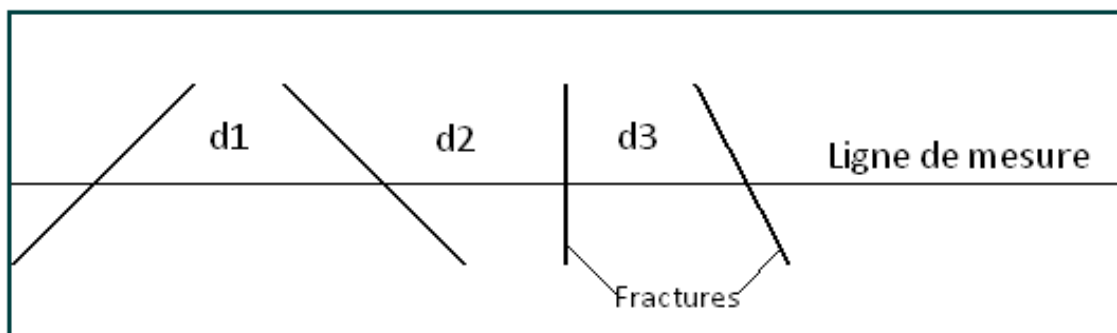


Figure 18. Définition de la distance interfracturale ou espace

Les cartes de densité de linéaments de longueur inférieure au kilomètre (obtenues sur images satellites ou par photo-interprétation) sont populaires, mais d'utilité limitée dans la plupart des cas. En effet, les cartes de potentiel en eau souterraine sont souvent fondées sur ces cartes de densité (Lachassagne et *al.*, 2001 ; Kouadio et *al.*, 2008), mais sur le terrain, quelques dizaines de mètres peuvent faire la différence entre forage productif et forage sec ! De plus, une densité élevée de linéament et de drainage peut impliquer des conditions médiocres de recharge au lieu de zones favorables à l'exploitation (Sander, 2007). Aussi avons-nous renoncé à recourir à cette méthodologie.

L'acquisition du paramètre espace a été effectuée au moyen d'une ligne d'échantillonnage tous les 10° dans l'intervalle [00 ; 180] sur les fractures majeures d'une part et dans tout le champ de fractures d'autre part. Cela ne donne qu'un estimateur biaisé de l'espace moyen, mais suffisant pour le niveau de précision que nous souhaitons.

4.3. Géométrie des aquifères discontinus : segments et blocs

Les fractures d'origine tectonique qui parcourent le socle le découpent en espaces de superficie variable. Ces espaces individualisés par des segments sont dénommés ici « blocs aquifères ». Ils peuvent être isolés du point de vue hydraulique, ou en communication les uns avec les autres. Les blocs sont ainsi délimités par des fractures, ouvertes ou fermées, pouvant avoir une fonction conductrice ou étanche, ou encore un rôle capacitif.

Cette démarche focalisée sur la désagrégation du milieu en blocs et non sur le réseau de discontinuités en lui-même s'inspire d'auteurs qui ont étudié la blocométrie probabiliste des blocs rocheux et leurs propriétés fractales, dans le cadre d'une modélisation géomécanique à l'échelle locale : cette approche a eu des applications aussi diverses que l'évaluation d'un massif hôte possible pour le stockage profond des déchets radioactifs (Fouché, 1999) ou le risque de chute de blocs rocheux en montagne (Empereur-Mot et Villemin, 2002).

4.3.1. Justification de cette approche

Jusqu'à récemment, la cartographie des aquifères discontinus s'appuyait uniquement sur le concept de « linéament » vu comme une fracture, un objet nécessairement plus conducteur que le volume rocheux compris entre les linéaments, volume alors considéré comme une matrice inactive. Cette vision du réseau percolant régional est à remettre en question car elle ne s'appuie pas sur des preuves tangibles et la présence des formations superficielles et le rôle de l'horizon fissuré y sont totalement négligés, ce qui n'est pas réaliste. L'approche novatrice par blocs nous paraît mieux adaptée à l'étude des aquifères discontinus à l'échelle régionale.

Cette approche permet en outre d'amorcer une transition de l'échelle régionale vers l'étude à l'échelle locale. Bien sûr, la caractérisation hydrodynamique des blocs aquifères nécessiterait une étude rapprochée au moyen de données plus locales sur la fracturation (photo aérienne) et de données d'essais hydrauliques. Or, nous n'avons pas de telles données. Nous ne pouvons réaliser qu'une cartographie régionale des blocs en les identifiant comme de simples objets géométriques. Mais nous pouvons ébaucher le raisonnement hydrogéologique qui permettrait de lier les deux échelles.

Dans la vision classique du réseau percolant, les petits blocs se trouvent dans des zones à haute densité de fracturation et seraient donc des zones favorables à la circulation d'eau et à l'exploitation d'un forage. Dans notre approche, les blocs sont assimilés à des aquifères plus ou moins dépendants aux conditions limites complexes. On ne peut donc pas dire de façon générale qu'un bloc, parce qu'il est petit, est favorable à l'exploitation d'un forage. Ainsi, on peut imaginer un petit bloc (de l'ordre du km² en superficie) délimité par des mégafractures

drainantes : dans ce cas, le stock d'eau dans le bloc est faible et en plus, il s'échappe... on peut alors s'attendre à l'épuisement du forage au cours de la saison sèche !

Si l'on veut atteindre une compréhension de l'hydrodynamisme dans ce milieu, il est nécessaire de considérer les blocs comme des aquifères stratifiés (cf. chapitre 2), aux limites desquels peuvent régner des conditions hydrauliques restant à déterminer bloc par bloc. Dans chacune des trois strates principales, l'écoulement obéit à la loi de Darcy sous l'effet d'un gradient de charge dû à la topographie. Il se peut aussi que dans certains cas, ces limites ne jouent pas de rôle hydraulique particulier et que l'écoulement obéisse à des conditions amont et aval à plus longue distance, sous le contrôle de la géomorphologie. Il nous paraît a priori peu vraisemblable qu'aucune de ces mégafractures n'influence l'écoulement d'un bloc à l'autre et que celui-ci soit exclusivement dirigé par la topographie à l'échelle régionale.

La connaissance statistique des caractéristiques géométriques de ces blocs (longueur de segment, aire et orientation de bloc) est une première approche de l'aquifère discontinu à l'échelle régionale. Elle nous renseignera sur la probabilité qu'une certaine configuration se produise dans le territoire étudié, par exemple l'occurrence des petits blocs. On aura en outre la connaissance de la position exacte de ces petits blocs.

Mais pour aller plus loin, il faudrait identifier une typologie des configurations locales. Pour ce faire, on devrait s'appuyer d'abord sur une caractérisation géométrique du bloc, de ses marges et de son environnement y compris du gradient hydraulique, puis sur une connaissance des conditions aux limites (mégafractures), ainsi que sur une estimation des valeurs locales de l'emmagasinement et de la transmissivité.

Pour définir une configuration type comme favorable à la mise en service d'un nouveau forage, en l'absence d'essais de pompage, on n'a guère d'autre critère que l'existence sur un site, à proximité ou ailleurs dans cette même configuration, de forages démontrés productifs à long terme.

La seule caractérisation par la géométrie et le gradient permettra-t-elle de considérer une configuration donnée comme favorable à la mise en service d'un nouveau forage ? Ce pourrait être le cas si l'on rencontre une homogénéité spatiale suffisante, à l'échelle régionale, dans la transmissivité locale et dans les conditions aux limites des blocs. Pour tester cette hypothèse, on pourra rechercher une corrélation entre l'occurrence de la configuration donnée et l'existence de forages démontrés productifs à long terme.

Connaître la distribution spatiale et la taille (surface) des blocs sera donc utile dans les études préliminaires de positionnement des forages. Ce sera l'objet du chapitre 5 dont nous présentons maintenant la méthodologie.

4.3.2. Caractérisation géométrique des segments et des blocs

Pour l'analyse de notre image, nous avons bénéficié de l'aide de Gérard Ferrière, ingénieur de recherche à la Chaire de Matériaux du *Cnam*. En général, un traitement par analyse d'images est constitué d'une suite d'opérations dont l'enchaînement est le suivant : acquisition de l'image numérique, traitement de l'image en niveaux de gris, seuillage, traitement des images binaires, mesures et validation statistique.

4.3.2.1. Méthodologie suivie

Dans le détail, les opérations suivantes ont été nécessaires pour individualiser les blocs de l'espace étudié :

1. Affichage graphique du fichier image.
2. Binarisation de l'image par « seuillage » de l'image initiale en niveaux de gris.

Le seuillage consiste, par une opération ponctuelle (anamorphose), à transformer une image en niveaux de gris en une image binaire. Les pixels de l'image initiale qui possèdent un niveau de gris compris entre deux valeurs limites sont retenus et prennent la valeur 1 ; la valeur 0 est attribuée aux autres pixels.

3. Squelettisation de l'image par réduction de l'épaisseur des linéaments à 1 pixel. Cette opération consiste à éliminer les pixels de l'élément structurant ce qui a pour but d'amincir les linéaments sans les faire disparaître. Cette opération permet donc de séparer les objets compacts de ceux qui possèdent une morphologie allongée.

4. Extraction des points extrêmes des squelettes, suivie de la dilatation des points obtenus ; la dilatation d'une image binaire consiste à donner la valeur 1 à tous les pixels qui ont au moins un voisin de niveau 1.

5. Ebarbulage pour supprimer les ramifications indésirables que laisse la squelettisation.
6. Reconstruction des réseaux de base et impasses.
7. Suppression des segments isolés.
8. Labellisation pour identifier chaque segment et réaliser des mesures individuelles.

Une labellisation est une indexation et un repérage de toutes les particules (segments ou formes géométriques) présentes dans l'image. La quantification s'applique sur chaque particule et elle concerne l'aire, le périmètre, les diamètres de Feret (projections selon les axes de la trame), diamètre de Feret maximal et minimal, allongement, orientation, etc.

9. Suppression des blocs connectés aux contours.

10. Labellisation pour réaliser des mesures individuelles sur tous les blocs dans l'image binaire.

Les nouveaux paramètres représentatifs du bloc seront pour nous l'orientation du grand-axe et le diamètre équivalent. Celui-ci correspond au diamètre d'un cercle virtuel ayant la même superficie que le bloc considéré.

Cette analyse de la fracturation par morphologie mathématique donne un document qui nous livrera des informations quantitatives (nombre de blocs, forme géométrique, superficie et diamètre équivalent, etc.) sur les blocs aquifères qui se juxtaposent en milieu de socle. Les données ainsi obtenues constitueront le document de base des travaux ultérieurs. Il s'agit d'une analyse statistique des blocs et d'un début d'analyse fractale (chapitre 5).

4.3.2.2. Erreurs sur les mesures et corrections

Erreur

Les erreurs sont inhérentes à tout ce qui touche aux mesures. L'analyse d'image n'est pas en reste.

L'image numérique est constituée d'un ensemble de pixels. La numérisation peut engendrer certaines erreurs, notamment sur la mesure des périmètres lorsque la taille des objets (blocs) est inférieure à une dizaine de pixels.

Le champ d'observation, appelé également « masque de mesure », est défini par les limites de l'image. Dans le cadre d'une analyse individuelle, les blocs de grande taille ne sont pas inclus intégralement dans le champ d'observation. Ceux situés près des bords de l'image ont une probabilité plus élevée d'être sectionnés. Comme les mesures ne concernent que les objets entiers, ceci introduit un biais statistique dans la mesure. C'est ce qui est appelé en général « effet de bord ».

Correction

On corrige l'effet de bord par la méthode de Miles et Lantuejoul (Coster et Chermant, 1989). Les objets (blocs) non connectés aux bords de l'image sont comptabilisés en leur associant un poids statistique.

$$P_i = \frac{H.L}{[H - F_y][L - F_x]} \quad (2)$$

où :

H et L représentent respectivement la hauteur et la largeur de l'image ;

F_y et F_x sont le Feret vertical et le Feret horizontal du bloc i.

Le Feret est la projection sur les axes (x,y) du plus long segment qui traverse le bloc. Le nombre de blocs dans chaque classe est ensuite corrigé par le poids statistique P_i.

4.3.3. Analyse statistique des segments et blocs du socle

Comme dans le cas des linéaments, nous procéderons à l'analyse statistique des segments et des blocs.

La première étape de cette analyse consistera à quantifier les paramètres des histogrammes : moyenne, minimum et maximum, et l'écart type.

En seconde étape, les histogrammes de la longueur des segments, du diamètre équivalent des blocs, et de l'orientation des segments et des grands-axes des blocs, seront comparés (tests d'ajustement) à des modèles théoriques (log-normal, gamma et exponentiel) comme dans le cas des linéaments.

N'obtenant pas toujours satisfaction avec ces lois de distribution statistique, nous avons recours à la loi de distribution puissance, dont nous testerons l'ajustement sur les données (longueur des segments et diamètre équivalent des blocs).

4.4. Modélisation de la surface piézométrique

4.4.1. Nécessité de la modélisation piézométrique

Dans le département de Soubré, à l'instar de plusieurs régions de socle en Côte d'Ivoire, il n'existe pas de données synchrones sur la piézométrie des nappes.

Pour trouver les premières études consacrées au régime de la variation du niveau hydrostatique dans les réservoirs d'altérites, il faut se reporter aux travaux de Lelong et Lemoine (1968), Joseph, (1969) et BRGM-CIEH (1972) dans les arènes de granites, et de Béliard et *al.* (1973) dans les schistes à Tiébissou. Haubert (1970) cité par Lenck (1977) a dressé une carte piézométrique de l'ancienne « boucle du cacao » (centre-est) de la Côte d'Ivoire à l'aide de mesures régulières du niveau piézométrique dans les puits.

En ce qui concerne l'horizon fissuré plus profond et plus aquifère, Faillat et Leblond (1982) ont étudié les variations saisonnières de la piézométrie dans des forages atteignant le socle sur un site expérimental à Yamoussoukro. Ensuite, malgré les campagnes d'hydraulique villageoise qui se déroulent depuis 1990 jusqu'à actuellement dans le Sud-Ouest, il n'y a pas eu d'observation continue et pluriannuelle du niveau piézométrique, même ponctuelle. Par conséquent, les fluctuations de niveau des nappes des aquifères de fissures sont mal connues.

Pour étudier l'hydrodynamisme souterrain, il faut disposer au moins d'un niveau de référence de la nappe. Ne possédant pas un tel niveau par la mesure, nous modéliserons le niveau piézométrique dans les aquifères à partir des informations disponibles.

4.4.2. Réalisation de cartes géomorphologiques

Le relief est un caractère déterminant pour toute étude hydrogéologique, et c'est tout particulièrement vrai dans le socle. La description du relief doit s'entendre comme la caractérisation de différentes entités topographiques mais aussi de leurs relations : cela sous-entend qu'il faut discrétiser le milieu et connaître dans chaque cellule l'altitude, la pente, le profil de sol, et le réseau de drainage superficiel.

4.4.2.1. Carte de l'altitude topographique

Le relief du département de Soubré est mis en évidence à partir du MNA. Cette image est une grille dont les cellules contiennent les valeurs de l'altitude à la surface du sol, facile à représenter sous forme d'une image de résolution choisie.

Le relief est cartographié par application de méthodes spécifiques développées en SIG pour le traitement des données d'un MNA. Ces données présentées sous la forme d'un semis régulier de points ont été interpolées au moyen d'une pondération par l'inverse de la distance (Eastman, 1999). La carte d'altitude a été générée et habillée avec le logiciel ENVI.

4.4.2.2. Carte de la pente moyenne par cellule

La pente (*relative relief* en anglais) est la dérivée locale de l'altitude selon une direction horizontale. Comme elle dépend de la direction, on choisit souvent l'angle maximal que fait une facette de terrain avec l'horizontale. Elle s'exprime habituellement en pourcentage ou en degrés. Elle a toujours été un indicateur important et largement utilisé, et est un élément essentiel des procédures d'évaluation de l'érosion des sols (Speight, 1974).

Les pentes de la carte du département sont estimées ici par la méthode de la surface quadratique de Zevenbergen et Thorne (1987) disponible dans le logiciel ENVI. L'algorithme calcule la pente moyenne dans chaque facette de terrain, i.e. chaque cellule du quadrillage.

4.4.2.3 Carte de distribution spatiale de l'épaisseur des altérites

Les diverses données d'épaisseur des altérites dans les localités où sont implantés les forages étudiés ainsi que leurs coordonnées géographiques ont été compilées pour constituer une base de données dont on s'est servi pour générer la carte de la distribution spatiale de l'épaisseur des altérites. Cette cartographie s'est faite au moyen du logiciel Surfeur 8.0 en utilisant la méthode d'interpolation par krigeage (outil de base de la géostatistique). Bien sûr, le faible nombre de points produira une surface en bosses et en creux exagérés, mais leur disposition sur la carte peut néanmoins révéler une certaine organisation.

4.4.3. Réalisation d'une carte pseudo-piézométrique

La piézométrie en milieu hétérogène et discontinu est une notion difficile à saisir compte tenu de la compartimentation des aquifères. Il faut considérer cette notion à une échelle où l'on pense pouvoir homogénéiser la structure du milieu. C'est pourquoi nous tentons seulement de donner une approximation de la surface piézométrique globale à l'échelle du département. L'étude de la mégafracturation montre que la zone d'étude est très intensément fracturée, ce qui justifie une approche homogène à cette échelle.

Nos données brutes sur la piézométrie sont des mesures de la profondeur du niveau statique à l'issue du développement du forage. Nous n'avons pas une situation synchrone de la piézométrie à un moment donné. De plus, ces données sont trop peu nombreuses pour dessiner la surface piézométrique avec une résolution suffisante. On applique une méthode d'interpolation mais là encore, le faible nombre de points produira une surface en bosses et en creux qui peuvent être autant d'artefacts. C'est pourquoi nous parlerons de carte « pseudo piézométrique » du département.

Nous traitons d'abord le caractère diachrone de nos données par une correction fondée sur la pluviométrie, puis nous compenserons le manque de points par une modélisation fondée sur la géomorphologie.

Pour déterminer la cote Z_{sol} (altitude par rapport au niveau 0) de chacun des 116 forages qui ne possédaient pas cette donnée, nous les avons simplement positionnés sur le modèle numérique de terrain d'après leurs coordonnées X et Y.

Puis, comme la valeur du niveau statique lue dans notre base de données est une profondeur (donc par rapport au niveau du sol) nous avons converti la donnée profondeur Ns_i du niveau statique à l'année i en donnée cote (altitude) piézométrique $Zs_i = Z_{sol} - Ns_i$.

La cote piézométrique de chaque forage a ensuite été corrigée (Zs_{ic}) avec l'aide d'un indice pluviométrique (Ip_i) qui correspond au rapport du total pluviométrique P_i de l'année de mise en service du forage sur la pluviométrie moyenne P_m au cours d'une période de 40 ans (1965-2005), les deux étant exprimées en mm. Son expression est donnée par :

$$Ip_i = \frac{P_i}{P_m}$$

Cet intervalle de temps a été choisi car il encadre les années où nous disposons de données sur le niveau statique.

L'hypothèse simple sur laquelle nous nous appuyons est que la nappe est captive sous le régolithe et que son excès de charge $E_i = Na - Ns_i$ (surpression) par rapport à l'état libre (où le

niveau piézométrique correspondrait au toit de la nappe, i.e. à la base du régolithe) est influencé par la pluviométrie de l'année en cours. Pour restituer en tout point la surcharge théorique que l'on aurait dû avoir si la pluviométrie était constante au cours du temps (égale à sa moyenne sur 40 ans), on propose de pondérer la surcharge observée par l'indice de pluviométrie.

On pondère ainsi l'excès de charge E_i de la nappe par l'indice pluviométrique de l'année de mise en service du forage. On obtient l'excès corrigé E_{ic} .

$$E_{ic} = \frac{E_i}{I_{p_i}} = (Na - N_{s_i}) \times \frac{P_m}{P_i} \quad (3)$$

Où :

- N_{s_i} = profondeur du niveau statique du forage mesurée au cours de l'année i ;
- Na = profondeur du niveau d'interface altérites / socle pour le forage.

Normalement, $Na > N_{s_i}$ mais aux points où l'on a le cas contraire, cela signifie que la nappe est localement libre et la pondération n'est pas appropriée en ces points particuliers.

Ensuite, chaque cote piézométrique se calcule par l'équation suivante.

$$Z_{s_{ic}} = E_{ic} + (Z_{sol} - Na) = Z_{sol} + Na \cdot \frac{P_m}{P_i} - Na - N_{s_i} \cdot \frac{P_m}{P_i} = Z_{sol} + Na \cdot \left(\frac{P_m}{P_i} - 1 \right) - N_{s_i} \cdot \frac{P_m}{P_i} \quad (4)$$

Notre base de données s'est ainsi enrichie d'un nouveau paramètre : la cote altimétrique corrigée du niveau statique dans chaque forage.

Enfin, on dessine à l'aide du logiciel Surfer 8.0 la carte que nous avons nommée « carte pseudo piézométrique » et qui représente les courbes isovalues de la cote altimétrique de l'eau dans les forages. Pour avoir une idée de la distribution des valeurs sur tout le département, on effectue une interpolation par krigeage.

L'hypothèse d'une surcharge influencée nous semble vraisemblable pour un niveau d'eau mesuré en fin de saison pluvieuse (décembre), mais elle est plus critiquable pour un niveau d'eau mesuré en fin de saison sèche (mai). Un raffinement de cette pondération serait donc à mettre au point en prenant en compte le bilan hydrologique que nous avons calculé par la méthode de Thornthwaite et la pluviométrie dans les mois précédant la mesure. Cependant, étant donné le niveau d'incertitude auquel nous travaillons, on peut se contenter d'une correction simple. En outre, on verra que cette correction temporelle a un impact très faible en comparaison de la variabilité spatiale de la surface piézométrique.

4.4.4. Principe de la modélisation piézométrique

Le niveau des cours d'eau pérennes fluctue environ 10 fois plus que la piézométrie au cours de l'année, avec un battage de l'ordre du mètre entre la saison des pluies et l'étiage. Sous l'hypothèse que la nappe n'est jamais alimentée par ces cours d'eau, le niveau d'eau à l'étiage le long des cours d'eau pérennes fournirait le vrai niveau minimum de la nappe en un grand nombre de points. Mais nous ne disposons pas plus de données de limnimétrie que de piézométrie. À défaut, nous avons donc relevé l'altitude topographique le long des cours d'eau grâce au MNA, ce qui est bien sûr moins précis mais cela va nous permettre d'acquérir une base de données complémentaire très utile pour représenter la surface piézométrique à l'échelle régionale.

Nos données ponctuelles sur le niveau d'eau ne sont pas assez nombreuses. Pour avoir une vue globale de l'influence de la topographie sur l'écoulement souterrain, une modélisation s'impose. Nous avons opté pour l'approche proposée par Wyns *et al.* 2004 dont le principe est illustré par la figure 19.

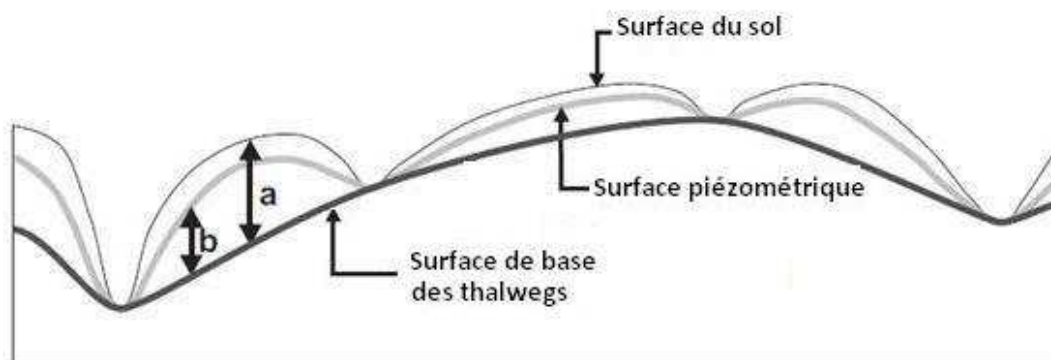


Figure 19. Modélisation de la surface piézométrique (extrait de Wyns *et al.*, 2004)

a : dénivellation entre la surface du sol et la surface de base des thalwegs.

b : dénivellation entre surface piézométrique et surface de base des thalwegs.

Elle est fondée sur plusieurs hypothèses :

- ✓ on considère que les cours d'eau permanents, détectés au cours de la période sèche de l'année, constituent les exutoires des eaux souterraines ;
- ✓ les niveaux statiques des ouvrages situés à proximité d'un cours d'eau pérenne sont toujours au-dessus du niveau de ces cours d'eau ;
- ✓ en phase de tarissement, ces niveaux statiques tendent à rejoindre l'altitude de la surface de base des thalwegs.

Cette dernière hypothèse doit se comprendre dans notre étude comme : la surface de base des thalwegs est une limite inférieure jamais atteinte. En effet, les cours d'eau pérennes que nous allons considérer sont les rivières principales et elles ne se réduisent pas à des petits ruisseaux, même en fin de saison sèche. De plus, comme on l'a rappelé au chapitre 1, le fleuve Sassandra est un fleuve à tarissement long, dont la phase finale se déroule en régime influencé par la reprise des pluies de la nouvelle saison humide.

De façon empirique, Wyns *et al.* (2004) ont observé une corrélation linéaire entre les paramètres a et b . Ainsi, connaître en tout point la surface topographique et la surface de base des thalwegs des cours d'eau pérennes serait suffisant pour fournir en tout point un niveau piézométrique théorique.

Pour mettre en œuvre cette méthode, il faut disposer d'une carte de distribution spatiale de points cotés sur les cours d'eau pérennes. Pour générer cette carte, nous nous sommes servi de 230 points dispersés sur les cours d'eau permanents de la partie du bassin versant du Sassandra située dans l'espace délimité pour identifier les blocs aquifères. L'échantillonnage de ces points s'est fait manuellement sur le MNA, donc avec une erreur verticale absolue de 10 m.

En pointant sur le MNA, à intervalle régulier le long du tracé d'un cours d'eau pérenne, nous avons extrait en chaque point une valeur de Z_t représentative d'une maille de 90m x 90m. La valeur d'altitude extraite est donc supérieure à celle du lit du cours d'eau dans la maille, avec un excès d'autant plus important que le cours d'eau est encaissé ou excentré dans la maille : cet excès est d'environ 0,5 m pour une pente de 2 % si le cours d'eau passe au milieu de la maille, et proche de 1 m s'il passe près d'un côté de la maille. Cette altitude est donc une borne supérieure du niveau d'eau dans le cours d'eau et ne représente pas l'étiage. Il est même possible que ce niveau soit supérieur au niveau réel de la nappe à proximité du cours d'eau. Les informations relevées pour chaque point sont les coordonnées géographiques (latitude et longitude) et l'altitude. Elles ont permis d'établir la carte altimétrique de la surface de base des thalwegs des cours d'eau permanents.

Disposant des données cartographiques sur la surface de base des thalwegs, une modélisation de la piézométrie sera réalisée dans l'espace sud-est ci-dessus défini, permettant de s'affranchir de la présence ou de l'absence des données telles que la cote de la tête des forages et le niveau piézométrique.

4.5. Méthodes de mesures in situ et de dosage

Après avoir cartographié les linéaments à partir des images satellitaires, nous les avons superposés à une carte administrative. Les localités se trouvant sur les grandes fractures ont été sélectionnées comme point d'échantillonnage. Il s'agissait d'échantillonner les forages les plus proches d'une même fracture majeure, dans le but de comparer la chimie des eaux qui sont reliées par un chemin hydraulique possible.

Au départ, 96 localités ont été retenues. Cependant, compte tenu des difficultés mentionnées au paragraphe 3.3, nous n'avons pas pu atteindre nos objectifs initiaux d'échantillonnage et seules 21 localités ont été échantillonnées en respectant la condition de proximité. Il s'agit de L32 et L31 ; L44 et L48 ; SAO et L24 ; L39 et L43 ; L18 et L19 ; M9 et L6 et L8 ; L10 et L11 ; L11' et L23 ; L19 et L13 ; M5 et L14'. L'incertitude de ces positions est liée à la taille du pixel, qui est de 30 m.

Par souci d'avoir une bonne couverture du territoire d'étude, d'autres localités ne respectant pas la clause de proximité ont été choisies pour échantillonnage. On peut citer : L36 ; L40 ; L54 ; L28 ; M4 ; M3 ; M6 ; M8 ; L4 ; L12 ; L56 ; L16 ; L16' ; L17. Ainsi, nous avons couvert de façon représentative la partie du bassin versant du Sassandra se trouvant à l'intérieur du département de Soubré.

Au total, nous avons prélevé 57 échantillons d'eau. La localisation des points d'échantillonnage et de mesure est détaillée sur la figure 20. Elle montre que nous avons plus de points en aval qu'en amont du bassin versant car nous avons privilégié la zone des granitoïdes.

4.5.1. Mesures sur le terrain

Le prélèvement d'échantillons représentatifs des conditions de gisement des eaux souterraines, surtout à partir de forages, est sans conteste une opération délicate qu'il faut mener avec minutie. Dans le cadre de ces travaux, le protocole d'échantillonnage préconisé par Claasen (1982), Barcelona et *al.* (1985), Thierrin et *al.* (2001) et AFNOR (1997) a été suivi lors des deux missions de terrain.

Pour s'assurer de mesurer les paramètres physico-chimiques intrinsèques de l'eau de nappe, nous avons évacué l'eau contenue dans la tuyauterie en pompant pendant environ 10 minutes. Puis, nous avons adapté à chaque pompe notre dispositif pour assurer un écoulement continu dans un milieu quasi fermé à l'atmosphère (photo 11). Nous avons ensuite mesuré le pH, la conductivité électrique et la température des eaux à l'aide du matériel décrit au § 3.3.1.

Pour la détermination de l'alcalinité, une goutte d'eau est déposée sur une languette de TA, dont la teinte prise au bout de 30 secondes indique l'alcalinité de l'eau. Nous avons procédé en outre à un dosage complexométrique rapide pour la détermination du THT de nos eaux. À une prise d'eau brute de 5 cm³, on ajoute l'indicateur coloré (Noir ériochrome T). La solution devient bleue au départ du dosage. Ensuite, on ajoute goutte à goutte la solution titrante jusqu'au virage au rouge. Enfin, on détermine le THT par la relation :

$$\text{THT (}^\circ\text{F)} = \text{nombre de gouttes} \times 1,78.$$

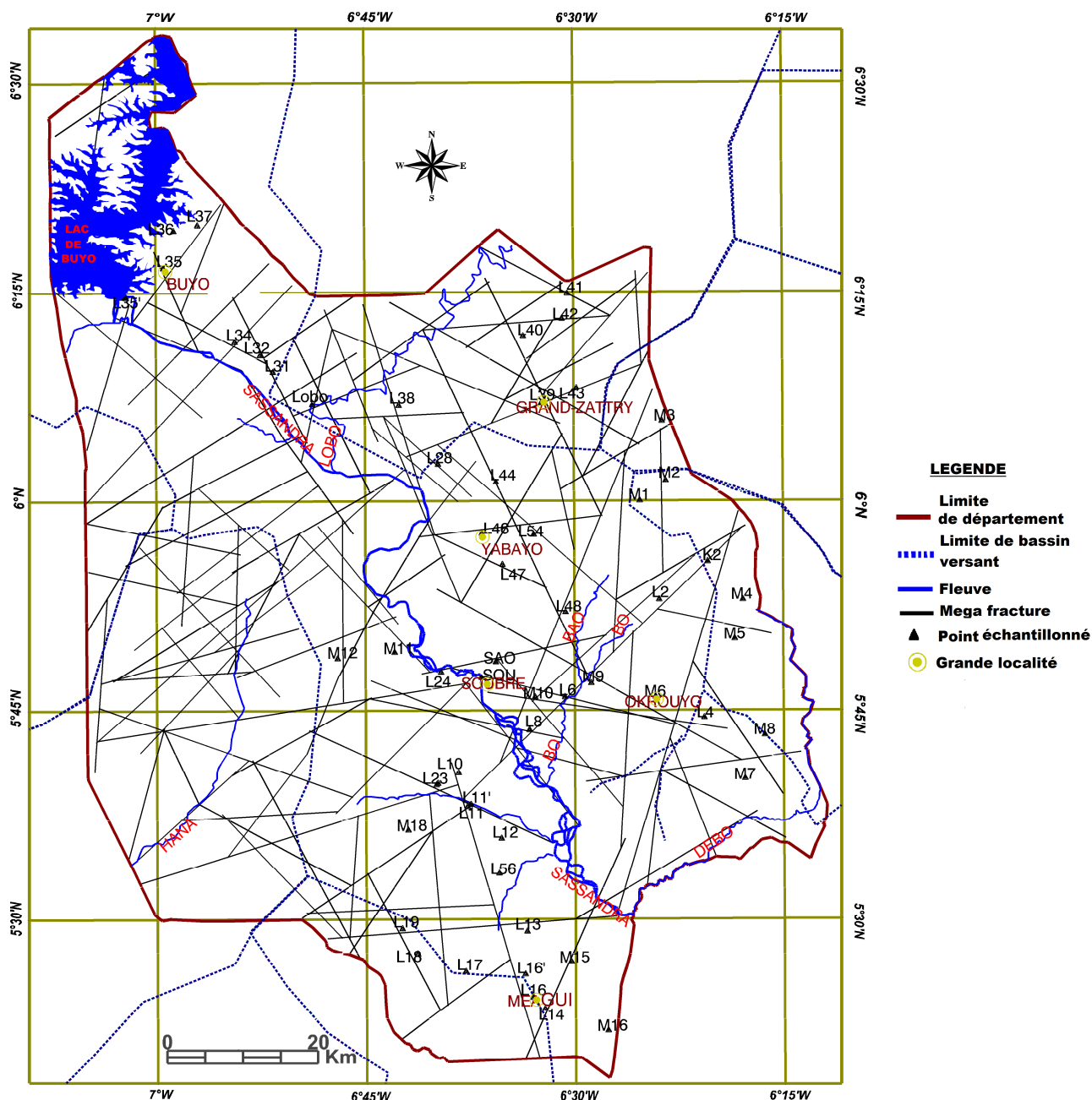


Figure 20. Localisation des points d'échantillonnage sur la carte des linéaments majeurs

4.5.2. Échantillonnage et flaconnage

Les eaux prélevées ont été filtrées sur le terrain puis réparties dans les différents flacons.

- ✓ Flacons de 50 mL destinés au dosage des cations majeurs et des éléments en traces : on les acidifie avec une solution d'acide nitrique (HNO_3) de qualité Suprapur© afin d'obtenir un pH proche de 2. Dans la pratique, le volume d'acide à mettre dépend donc du pH de l'eau échantillonnée. On a mis dans chaque flacon (50 mL d'eau prélevée) environ 0,5 mL d'acide de molarité 1N.
- ✓ Flacons de 250 mL, non acidifiés, réservés à l'analyse des anions.
- ✓ Flacons de 15 mL d'eau brute recueillie pour les analyses en isotopes stables de l'eau.



Photo 11. Dispositif mis pour la mesure des paramètres *in situ*

Pour le prélèvement des eaux de surface (fleuve Sassandra et rivière Lobo), nous avons plongé loin de la rive un bocal à environ 0,5 m en dessous du niveau de l'eau et à contre-courant. Puis, ces eaux ont été également filtrées à travers des membranes de 0,45 μm de maille de rétention puis mises en flacon. Un échantillon d'eau de pluie (15 mL) a été recueilli dans la ville de Soubré le 19 mai 2007 pour le dosage des isotopes stables.

Pour éviter la présence d'air et le dégazage du CO_2 , tous les flacons ont été remplis et bouchés sous l'eau.

4.5.3. Dosage chimique et isotopique

4.5.3.1. Ions majeurs

✓ Cations

Les cations ont été dosés par un spectromètre d'absorption atomique.

Principe du spectromètre d'absorption atomique (AAS)

Lorsque les atomes d'un élément ont été excités, leur retour à l'état fondamental s'accompagne de l'émission de lumière à une fréquence F propre à cet élément. Le même élément dispersé dans une flamme possède la propriété d'absorber tout rayonnement de même fréquence F . Il en résulte une absorption du rayonnement incident liée à la concentration de l'élément considéré.

Dans son principe, la spectrométrie d'absorption atomique est une méthode physique d'analyse chimique qui s'utilise principalement sur les liquides. Elle consiste à nébuliser l'échantillon liquide et à le soumettre à l'action d'une flamme air-acétylène ou d'un four. En mode flamme, l'équipement peut être utilisé en spectrométrie d'absorption et d'émission. La flamme est traversée par une lumière émise par une lampe émettant la longueur d'onde appropriée à l'élément recherché. En traversant la flamme, l'onde lumineuse dont la longueur d'onde correspond à l'élément à doser est absorbée par les ions excités présents dans la flamme. L'absorption A est mesurée à la sortie à l'aide d'un prisme dispersif et d'une cellule photoélectrique : elle est directement proportionnelle à la concentration de l'élément selon la loi de Beer-Lambert :

$$A = \log_{10} \left(\frac{I_{0\lambda}}{I_{\lambda}} \right) = \epsilon_{\lambda} \cdot l \cdot C \quad (5)$$

- $I_{0\lambda}$ représente l'intensité de la longueur d'onde caractéristique de l'élément à doser ;
- I_{λ} représente l'intensité de la longueur d'onde émise après vaporisation de l'échantillon dosé ;
- ϵ_{λ} : constante qui dépend de l'atome absorbant ;
- l : longueur de la flamme ;
- C : concentration de l'échantillon en élément absorbant.

Le schéma général de cette méthode d'analyse est présenté sur la figure 21.

Quantification dans les échantillons

Une gamme d'étalonnage pour chaque élément chimique recherché (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^{+} et K^{+}) est réalisée par dilution à plusieurs taux à partir d'une solution de 100 mg.L^{-1} .

En effectuant la mesure de l'absorbance (ou de l'émission) pour plusieurs concentrations d'un élément, nous avons établi expérimentalement la courbe $A = f(C)$ reliant l'absorbance et la concentration de l'élément étudié. Cette courbe est une courbe d'étalonnage. Cela permet ensuite de déterminer la concentration inconnue dans une solution par simple mesure de son absorbance et report sur le graphe $A = f(C)$.

Les teneurs en alcalino-terreux (Ca^{2+} et Mg^{2+}) des eaux ont été déterminées par absorption tandis que celles des alcalins (Na^+ et K^+) ont été obtenues par émission.

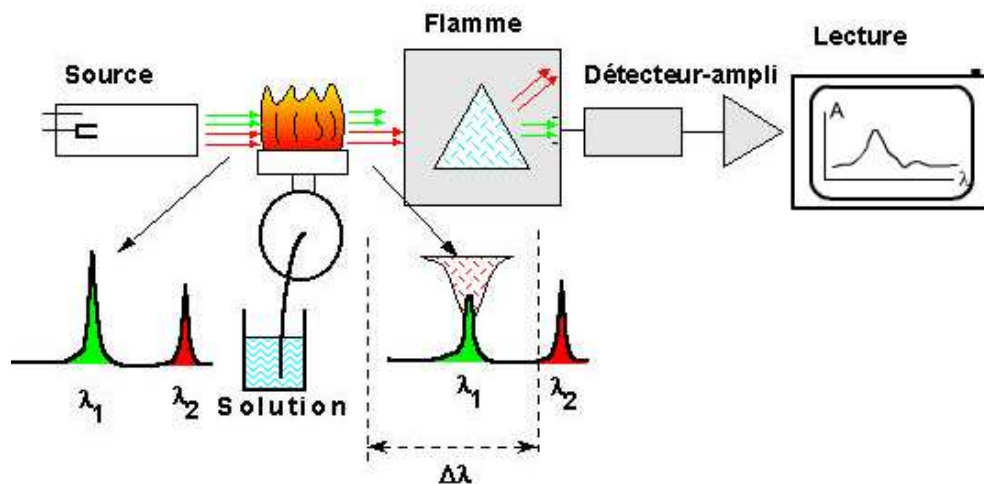


Figure 21. Schéma de principe du spectromètre d'absorption atomique

✓ Anions

Les teneurs des anions ont été déterminées par colorimétrie ou par spectrophotométrie.

Analyse colorimétrique

L'analyse colorimétrique a concerné les chlorures et les bicarbonates. La teneur en ces ions a été déterminée par titration après ajout d'indicateurs colorés spécifiques.

C'est ainsi que, pour les chlorures, nous avons utilisé la méthode de Mohr. Ce dosage est fondé sur une réaction de compétition entre le chlore ionique et le chrome ionique. Dans les solutions neutres et pauvres en matières organiques, l'ajout progressif d'une solution titrante de nitrate d'argent (AgNO_3) de molarité 0,028 N précipite le chlore ionique sous forme de chlorure d'argent. En présence de chromate de potassium (K_2CrO_4), la fin du dosage du chlore ionique (précipitation de tout le chlorure ionique sous forme de chlorure d'argent) est indiquée par la formation d'un précipité rouge-brun de chromate d'argent.

La prise d'essai est de 100 mL d'eau brute.

Pour les bicarbonates, on mesure le titre alcalimétrique complet (TAC) puisque le titre alcalimétrique (alcalis libres et ions carbonates) est nul quand le pH est inférieur à 8,3. Le

dosage est fondé sur la neutralisation d'un volume d'eau par un acide minéral (on ajoute une solution titrante d'acide sulfurique, H_2SO_4 0,036 N) en utilisant l'hélianthine comme indicateur coloré. La mesure s'exprime en mg.L^{-1} de chaux (CaCO_3). Cette alcalinité totale est également nommée « dureté carbonatée » de l'eau.

Analyse par spectrophotométrie

Les sulfates et les nitrates ont été dosés par spectrophotométrie en appliquant la loi de Beer-Lambert selon laquelle la densité optique de la solution est proportionnelle à la concentration de l'élément absorbant. Comme pour la spectrométrie d'absorption atomique, il faut préparer une gamme d'étalonnage pour chaque élément à doser.

Les teneurs en sulfates ont été déterminées par néphélométrie. En milieu acide, le sulfate de baryum est le seul précipité totalement insoluble ; il trouble donc la solution. Pour l'obtenir, on ajoute à l'échantillon d'eau du chlorure de baryum (BaCl_2) stabilisé par du Tween 20 et un réactif acidifiant et dispersant pour maintenir le précipité en suspension. Puis on agite durant un temps identique pour tous les échantillons (2 minutes), et on attend 5 minutes pour effectuer la mesure de la densité optique au spectrophotomètre à 650 nm.

Les teneurs en nitrates de nos eaux ont été déterminées par la technique de la réduction par le cadmium des nitrates en nitrites, à l'aide du réactif NitraVer 5 HACH Cat 14034 29TX en poudre stable qui contient du salicylate de sodium. Les nitrites sont ensuite dosés, en présence d'acide 2-5 dihydroxy benzoïque, par spectrophotométrie.

On ajoute à l'échantillon une dose de réactif, on agite énergiquement pendant 1 minute, puis on laisse reposer pendant 15 minutes. On obtient un dépôt de cadmium au fond du tube (à recycler en fin de manipulation comme un déchet à part) et une solution de couleur jaune ambré d'intensité proportionnelle à la concentration en nitrite. On prélève le surnageant puis on mesure sa densité optique au spectrophotomètre à 500 nm.

Le mode opératoire est délicat et une vérification soigneuse a été faite pour dépister les erreurs de mesure.

4.5.3.2. Éléments en trace

Les teneurs des éléments en trace ont été obtenues par spectrométrie d'émission atomique utilisant une source à plasma d'argon généré par couplage inductif (ICP-AES).

Principe de l'ICP-AES

Cette technique permet de mesurer les raies d'émission des éléments atomisés et excités sous l'effet thermique du plasma (Mendham, 2005). Le schéma de principe de cette technique est présenté à la figure 22.

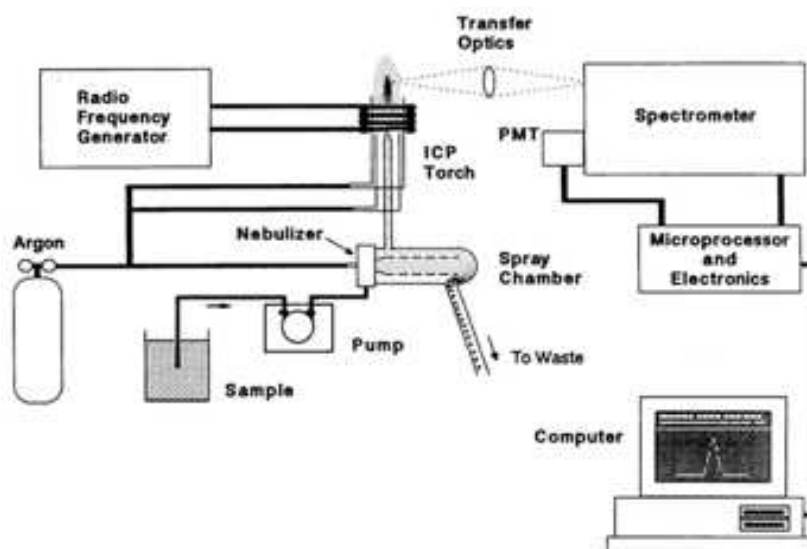


Figure 22. Schéma de principe de la technique de spectrométrie d'émission ICP-AES

L'échantillon liquide est nébulisé et séché en aérosol solide à l'aide d'un nébuliseur sous un flux d'argon qui le transporte au cœur de la torche plasma où les éléments présents sont atomisés et excités. Un spectromètre UV-visible mesure simultanément l'ensemble des photons émis aux différentes longueurs d'onde qui sont caractéristiques d'un élément donné et dont l'intensité est proportionnelle à la concentration (Page, 1983).

Quantification dans les échantillons

Cette fois, la gamme d'étalonnage est réalisée à partir d'une solution de calibration multi-élémentaire : 10 points de gamme sont utilisés entre 0 et $1000 \mu\text{g.L}^{-1}$. Les échantillons ont été dilués au dixième : ainsi, aucun échantillon n'a présenté de teneur au-dessus de la valeur maximale de la gamme.

L'appareil utilisé pour nos dosages est de la marque VARIAN qui fonctionne en mode simultané c'est-à-dire que tous les éléments sont analysés en même temps et dans les mêmes conditions opératoires. Cet appareil permet la détermination simultanée des éléments à l'état de traces (concentrations en $\mu\text{g.L}^{-1}$) en autorisant la sélection de plusieurs longueurs d'onde, une pour chacun des 5 éléments recherchés en juin 2007 : Al^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , le chrome et le cadmium. Dans les eaux analysées, ces deux derniers éléments sont en teneur non significative, c'est-à-dire en dessous du seuil de détection (inférieur à $2 \mu\text{g.L}^{-1}$). Aussi seuls sont pris en compte Al^{3+} , Fe^{2+} , et Mn^{2+} . Les limites de détection sont de $1,6 \mu\text{g.L}^{-1}$, $0,3 \mu\text{g.L}^{-1}$ et $0,1 \mu\text{g.L}^{-1}$ pour respectivement l'aluminium, le fer et le manganèse.

Ces éléments ont été choisis parce qu'ils ont en général une origine naturelle et présentent des inconvénients d'ordre organoleptique (goût, saveur, coloration) pour le

consommateur. D'ailleurs, ils font partie des paramètres de la qualité naturelle des eaux souterraines dans les normes pour l'eau potable.

4.5.3.3. Isotopes stables (^{18}O et ^2H)

L'étude de la distribution isotopique ne porte, en général, que sur les isotopes stables car l'abondance naturelle des isotopes radioactifs est très inférieure. La répartition moyenne entre isotopes stables, pour les principaux éléments rencontrés dans les substances naturelles (Remaud et al., 2004), est donnée dans le tableau IV.

Tableau IV. Répartition moyenne des isotopes au sein des principaux éléments constituant les substances naturelles

Élément	Isotopes stables	Z	A	Abondance naturelle moyenne (%)
Hydrogène	$^1\text{H}^*$	1	1	99,9844
	$^2\text{H}^{**}$	1	2	0,0156
Carbone	^{12}C	6	12	98,891
	^{13}C	6	13	1,108
Oxygène	^{16}O	8	16	99,759
	^{17}O	8	17	0,037
	^{18}O	8	18	0,204
Azote	^{14}N	7	14	99,635
	^{15}N	7	15	0,365

* : appelé communément hydrogène, désigné par H

** : appelé communément deutérium, désigné par D

La mesure des rapports isotopiques a connu un fort développement durant ces dernières années pour l'authentification des produits naturels. Actuellement il y a deux approches pour la mesure des rapports isotopiques : la spectrométrie de masse dédiée à l'analyse isotopique (connue sous le nom de SMRI : Spectrométrie de Masse des Rapports Isotopiques) et la Résonance Magnétique Nucléaire (RMN), qui a l'avantage de pouvoir déterminer des rapports isotopiques spécifiques pour les différents sites chimiques d'une molécule.

✓ Rapport et abondance isotopique

Les paramètres servant à décrire et à mesurer les phénomènes de répartition isotopique sont définis comme suit :

- *Le rapport isotopique R* est égal au quotient du nombre d'isotopes lourds sur le nombre d'isotopes légers d'un élément donné : $R = \text{Lourd}/\text{Léger}$. Ainsi le rapport isotopique du carbone-13 est défini comme : $R = ^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$, celui de l'hydrogène est $R = \text{D}/\text{H}$ (ou $R = ^2\text{H}/^1\text{H}$).

- *L'abondance isotopique A*, à ne pas confondre avec le nombre de masse, indique la proportion relative de l'isotope lourd considéré. C'est en quelque sorte une « fraction molaire isotopique » : $A = \text{Lourd}/(\text{Lourd} + \text{Léger})$. Par exemple l'abondance isotopique en carbone-13 est $A = ^{13}\text{C}/(^{13}\text{C} + ^{12}\text{C})$.

Ces deux paramètres (R et A) sont variables d'un composé à l'autre. Cependant, leur valeur peut être difficile à manier, car on observe de faibles variations sur de faibles quantités. On préfère alors exprimer cette même réalité physique à l'aide d'un troisième paramètre, quant à lui relatif, appelé *déviatio*n isotopique δ , définie comme :

$$\delta = 1000 \times (R_{\text{ech}} - R_{\text{ref}})/R_{\text{ref}} \text{ (valeur en ‰)}$$

où R_{ech} et R_{ref} sont respectivement les rapports isotopiques de l'échantillon à mesurer et de l'échantillon de référence.

Cette grandeur permet, en utilisant des références internationales, d'apprécier de faibles différences de teneurs isotopiques, mais aussi de réaliser une intercalibration entre appareils de mesure et entre laboratoires. Le tableau V rassemble les références internationales utilisées en analyse isotopique pour les principaux éléments (Remaud et *al.*, 2004).

Tableau V. Références internationales utilisées pour l'analyse isotopique

Élément	Molécule	Désignation	Origine	A* (ppm)	R** (ppm)
Carbone	CaCO ₃	PDB (Pee Dee Belemnite)	Calcaire de la Caroline du Sud (USA)	11123,3	11237,2 (±2,9)
Hydrogène	H ₂ O	V.SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water)	Mélange d'eaux océaniques	155,74	155,76 (±0,05)
Azote	N ₂	Gaz azote	Azote atmosphérique	3663	3676,5 (±8,1)
Oxygène	H ₂ O	V.SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water)	Mélange d'eaux océaniques	2001,2	2005,2 (±0,43)

* : abondance isotopique en ppm ; ** : rapport isotopique en ppm

✓ Fractionnement isotopique

L'écart de masse entre les isotopes confère aux atomes et aux molécules des propriétés physiques et chimiques sensiblement différentes. On peut distinguer les effets isotopiques cinétiques et thermodynamiques. Les effets isotopiques cinétiques sont liés à une différence de vitesse au cours de réactions chimiques ou de phénomènes de transport. L'isotope lourd a généralement tendance à réagir plus lentement que l'isotope léger. Les effets isotopiques thermodynamiques sont en relation avec les constantes d'équilibre au cours d'équilibres chimiques ou d'équilibres de phase. Ils traduisent les différences de constante d'équilibre des isotopomères contenant des isotopes lourds de ceux contenant des isotopes légers.

On peut définir *l'effet isotopique EI* pour décrire le changement de composition isotopique, observée au cours d'une transformation d'un substrat S (composé initial) en un

produit P (composé final). On exprime $EI = R_s/R_p$, (où R_s et R_p sont respectivement les rapports isotopiques du substrat et du produit) quand :

- l'effet cinétique caractérise une transformation où le produit P représente un faible pourcentage par rapport au substrat S,
- l'effet thermodynamique caractérise un équilibre entre S et P.

Pour un effet cinétique dominant, EI aura tendance à être supérieur à 1, car l'isotope lourd « restera » principalement sur le substrat (il réagit moins vite). Lorsque le processus global de transformation de l'état initial à l'état final nécessite plusieurs étapes successives, caractérisées par un fractionnement isotopique propre, le fractionnement global sera essentiellement produit par l'étape limitante.

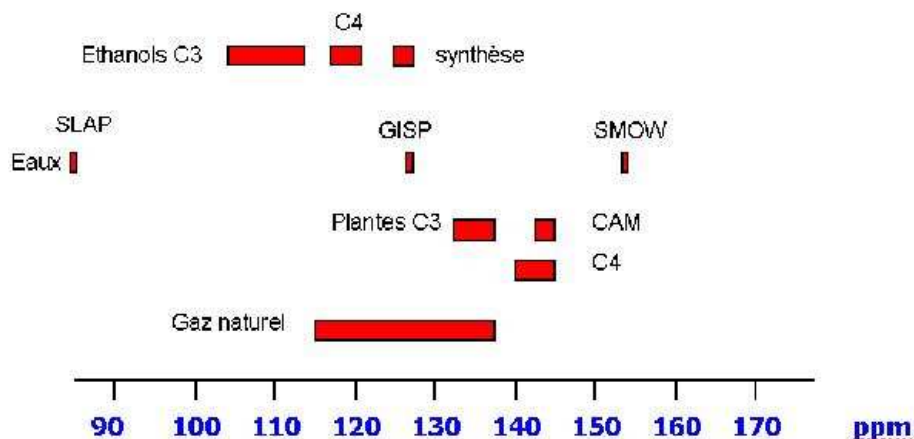
Dans le cas d'un effet thermodynamique, si $EI < 1$, le produit final sera plus riche en isotope lourd que le produit initial. Ce phénomène est, par exemple, observé pour l'équilibre entre CO_2 et HCO_3^- , où le ^{13}C (isotope lourd du carbone) se concentre dans HCO_3^- car celui-ci est plus complexe que CO_2 ($EI = 0,991$). À l'opposé si $EI > 1$, c'est le substrat qui s'enrichit en isotope lourd, comme on a pu le mesurer pour la dissolution de CO_2 dans l'eau ($EI = 1,011$).

✓ Deutérium (2H)

L'eau de pluie montre une variation importante et reproductible de la teneur en 2H en fonction de paramètres géographiques : le rapport isotopique D/H de l'eau est de l'ordre de 156 ppm aux environs de l'équateur et décroît considérablement vers les pôles, avec une valeur caractéristique au Groënland de 129 ppm. Le cycle de l'eau permet d'expliquer la grande disparité des rapports isotopiques en deutérium de l'eau. Le deutérium a une légère préférence pour l'état liquide et l'effet isotopique associé à l'équilibre thermodynamique liquide-vapeur de l'eau est $EI = 1,079$ (la vapeur est le produit et le liquide est le substrat). Les nuages sont donc constitués de vapeur d'eau qui est allégée en isotope lourd par rapport à l'eau de l'océan. Elle continue à s'appauvrir lorsque les nuages se déplacent vers l'intérieur des continents car la fraction d'eau perdue au cours des pluies, formées par condensation, sont enrichies en 2H . De plus l'effet isotopique augmente quand la température diminue. L'eau évaporée à température plus basse subissant un plus fort appauvrissement en isotope lourd, les pluies deviennent plus légères vers les régions polaires. Enfin cet effet associé à une diminution de température se traduit par une légère diminution de la teneur en 2H lorsque l'altitude augmente.

A l'échelle du globe le rapport $^2H/^1H$ diminue quand la latitude augmente et quand on s'éloigne de la mer. De plus, d'une saison à l'autre des variations isotopiques de l'eau sont visibles. L'eau qui est absorbée par la plante est en partie éliminée par évapotranspiration

(évaporation de l'eau par transpiration de la plante). Les effets isotopiques sont complexes, leur amplitude diffère selon le type métabolique de la plante (C3, C4 et CAM). Ainsi, comme le montre la figure 23, le rapport $^2\text{H}/^1\text{H}$ varie en fonction de l'origine botanique.



NB. L'éthanol est considéré comme naturel lorsqu'il est produit par la fermentation de sucres.

Figure 23. Rapports isotopiques $^2\text{H}/^1\text{H}$ moyens (en ppm) de substances naturelles

SLAP : Standard Light Antarctic Precipitation (eau de référence du Pôle Sud). GISP : Greenland Ice Sheet Precipitation (eau de référence du Pôle Nord)

La méthode de dosage est la suivante.

On procède à la réduction de l'eau par le zinc à une température de 450°C selon la méthode de Kendall et Coplen (1985) qui suit la réaction suivante (Coleman et al., 1982) :



Des essais préliminaires effectués au CEA ont permis de mettre en place le protocole suivant. Environ 150 mg de zinc (Indiana University) sont introduits dans une ampoule en verre préalablement nettoyée. Pour nettoyer le zinc, on chauffe la base de l'ampoule mise sous un vide secondaire quelques minutes à 350°C jusqu'à l'apparition de « miroirs » de zinc sublimé sur les parois. Après avoir rempli l'ampoule d'hélium, on casse le vide pour introduire $3 \mu\text{l}$ d'eau. On piège l'eau à l'azote liquide avant de refaire le vide primaire dans l'ampoule. On scelle l'ampoule au chalumeau et on réduit l'eau en chauffant à environ 500°C pendant 45 minutes. On recueille et on analyse le gaz $(\text{H,D})_2$ par spectrométrie de masse.

Comme références, nous avons :

- 3 types d'eau standard adaptés à ce type de mesure : VSMOW, SLAP et GISP (Greenland Ice Sheet Precipitation), dont le rapport D/H est respectivement égal à 156 ppm (0 ‰), 126 ppm (189,5 ‰) et 89 ppm (428 ‰) ;
- 2 bouteilles de gaz de rapport D/H égal à 156 ppm (0 ‰) et 94 ppm (400 ‰).

- Les valeurs entre parenthèses ($\delta^2\text{H}$) exprimées en ‰, correspondent à l'écart de composition en deutérium d'une eau par rapport à la VSMOW. Comme pour l'oxygène-18, la déviation de la concentration par rapport au standard admet une incertitude de $\pm 0,2$ ‰.

✓ Oxygène-18 (^{18}O)

Pour des raisons pratiques, l'isotope lourd ^{18}O a été largement plus étudié dans la littérature que l'autre isotope lourd de l'oxygène (^{17}O). Nous nous limiterons donc au rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Il a été montré une forte corrélation entre le rapport $^2\text{H}/^1\text{H}$ et $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de l'eau de pluie et issue de plantes. Il existe donc une relation entre la déviation $\delta^{18}\text{O}$ et les données géographiques (altitude et latitude) et climatiques (température et pluviométrie).

Grâce à des progrès instrumentaux récents, la mesure de la teneur en ^{18}O de l'eau est devenue une analyse de routine. De plus en plus de données seront alors cumulées, permettant une meilleure compréhension du fractionnement isotopique de l'oxygène dans les eaux et les plantes.

La mesure du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ se fait par la technique d'équilibration eau / CO_2 qui suit la réaction suivante (Dansgaard, 1953) :



Une quantité d'eau connue (1,5 mL soit 42 mmol d' O_2) est introduite dans un ballon (piégeage de l'eau par l'azote liquide puis dégazage). On injecte ensuite 0,10 mmol de CO_2 dans le ballon mis sous une pression de 800 mbar. On place le ballon dans un bain-marie à une température constante de 25°C pendant au moins 12 heures, voire 15 à 20 heures, pour atteindre l'équilibre isotopique à l'intérieur entre l'eau et le CO_2 . Il faut utiliser de préférence du CO_2 normalisé en ^{12}C (i.e. enrichi à 99,99 % en ^{12}C).

Lorsque la réaction d'échange isotopique est terminée, le CO_2 gaz est transféré vers une ligne de purification et analysé par spectrométrie de masse. Les valeurs obtenues sont comparées à un étalon de référence. Ces références sont les eaux standards VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water) et SLAP (Standard Light Arctic Precipitation), dont le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ est égal à 2 005 ppm (0 ‰) pour le premier et à 1 894 ppm (55,5 ‰) pour le second. Les valeurs entre parenthèses ($\delta^{18}\text{O}$), exprimées en ‰, correspondent à l'écart de composition d'une eau par rapport à la VSMOW, droite des eaux météoriques mondiales. L'écart de concentration en ^{18}O de l'échantillon par rapport au standard est aussi exprimé en ‰ avec une erreur de $\pm 0,2$ ‰. On notera que ces écarts ne sont pas additifs.

4.5.4. Critique du protocole d'échantillonnage et de dosage chimique

Le but de l'échantillonnage d'une eau est de fournir, pour analyse, un échantillon représentatif de son milieu. Cependant, diverses manipulations et erreurs peuvent modifier les résultats. Il paraît donc important d'évaluer la fiabilité et la validité des résultats.

D'abord, une série d'erreurs non quantifiables peut se produire lors de la prise d'échantillon et de sa conservation. Le prélèvement effectué peut ne pas être assez représentatif de l'eau brute de la nappe, même en ayant prélevé l'eau des forages après au moins dix minutes de pompage continu. La conservation de nos échantillons à une température de 4°C n'a pas été possible sur le terrain.

Ensuite, une autre série d'erreurs significatives peut être liée aux instruments de mesure sur le terrain (pH-mètre et conductimètre). Certes, nous avons calibré les différents appareils avant chaque début de journée de prélèvement mais des incertitudes de mesure relativement importantes ont été observées.

Enfin, les différents appareils et réactifs utilisés lors du dosage des ions sont une source d'erreurs pouvant fausser les résultats d'analyse. La colorimétrie et la photométrie sont des méthodes qui peuvent générer des erreurs.

En effet, pour le nitrate, le principe du dosage réside dans la réduction des nitrates en nitrites par une forte et constante agitation. Par conséquent, les résultats dépendent de l'efficacité de la réduction et donc du temps et de l'intensité de l'agitation. De plus, sur la gamme moyenne, la mesure de la couleur ambrée développée peut être faussée si l'échantillon est naturellement coloré (c'est le cas de l'eau de la rivière Lobo). L'incertitude de mesure est évaluée à $\pm 3 \text{ mg.L}^{-1}$.

Lors du dosage des sulfates, l'addition des différents réactifs aux eaux nécessite une habileté et une synchronisation des opérations. En plus, il faut que les sulfates soient précipités en sulfate de baryum et pour ce faire il faut une forte agitation du tube. Or, malgré le soin apporté à cette opération, cette agitation n'a pas été identique pour tous les échantillons. L'incertitude de mesure est estimée à 2 mg.L^{-1} .

Quant aux ions dosés par titration, le changement de couleur caractéristique au virage n'est pas toujours aisé à percevoir. Il peut y avoir une à deux gouttes de trop ou de moins. Pour les bicarbonates, il faut prendre en compte une marge d'erreur de $\pm 5 \text{ mg.L}^{-1}$. Pour les chlorures, elle est estimée à $\pm 2 \text{ mg.L}^{-1}$.

Le dosage des cations majeurs par absorption atomique flamme des échantillons semble excellent à en croire les incertitudes très faibles constatées (moins de 2 %). Cependant, le

dosage du potassium dans les eaux de Kipiri et Touadji 2 présente des incertitudes respectives de 49 % et de 21 %. Ces incertitudes seraient dues à l'interférence de certains ions non dosés : on pense à l'ammonium et au silicium.

Pour les cations en trace, les incertitudes sont considérables lorsque les concentrations lues sont faibles. Par exemple, la marge d'incertitude est négligeable pour la teneur en fer totale de l'eau de Koperagui qui est de 0,80 mg.L⁻¹ tandis qu'à Cedar où la teneur en fer est de 0,016 mg.L⁻¹ la marge d'incertitude est de 89 %.

4.6. Traitement des données physico-chimiques

L'examen chimique des eaux souterraines est un préalable à leur éventuelle utilisation, en particulier pour l'usage comme eau potable. Les paramètres chimiques sont aussi porteurs d'informations relatives aux conditions de circulations des eaux souterraines. Ce sont donc des éléments cruciaux dans la méthodologie que nous avons mise en œuvre.

À partir des résultats des analyses que nous avons effectuées, des mesures de terrain et des informations techniques sur les forages, une base de données a été créée. Ces données ont conditionné notre démarche scientifique. Elles sont suffisantes pour aboutir à une caractérisation hydrochimique de la région étudiée.

Le contrôle de la validité des résultats d'analyse a été fait par simple calcul des balances ioniques. La balance ionique (BI) d'une eau se détermine par la formule suivante :

$$\text{BI (en \%)} = \frac{\sum C^+ - \sum A^-}{\sum C^+ + \sum A^-} \times 100$$

NB. $\sum C^+ = [\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}] + [\text{Na}^+] + [\text{K}^+]$; $\sum A^- = [\text{HCO}_3^-] + [\text{SO}_4^{2-}] + [\text{Cl}^-] + [\text{NO}_3^-]$

[E] = Concentration en meq.L⁻¹ de l'élément E.

Normalement, pour une analyse de bonne qualité, la balance ionique ne doit pas dépasser 5 % (Hem, 1989). Toutefois, pour les eaux du socle une balance ionique de 10 % est acceptable.

4.6.1. Approche statistique des données

4.6.1.1 Statistiques élémentaires

L'approche statistique descriptive des paramètres physico-chimiques des eaux a été effectuée par l'intermédiaire d'histogrammes, de courbes, de tableaux et de graphiques. Les différents calculs et constructions de paramètres statistiques ont été possibles grâce aux logiciels cités au paragraphe 3.4.3.

La dispersion a été appréciée au moyen du coefficient de variation (Cv), rapport de l'écart-type à la moyenne de la variable. Cette grandeur statistique nous renseigne sur l'homogénéité des variables. Quand le Cv tend vers 1, c'est que la variable présente une forte dispersion. Lorsque la valeur du Cv tend vers 0, la variable est au contraire homogène.

Pour compléter les paramètres chimiques pris en compte dans ce travail, nous avons fait intervenir la matière totale dissoute (MTD). Ce paramètre prend en compte les sels inorganiques, y compris les cations majeurs (calcium, magnésium, sodium et potassium) et les anions majeurs (carbonates, bicarbonates, chlorures, sulfates et nitrates), mais aussi les petites quantités de matières organiques qui sont dissoutes dans l'eau. Ainsi définie, La MTD correspond à la minéralisation totale de chaque échantillon d'eau.

4.6.1.2. Faciès hydrochimiques

Plusieurs représentations graphiques sont utilisables en hydrochimie descriptive, notamment les diagrammes de Piper (1944) et Schoëller (1955). Ces diagrammes prennent en considération tous les éléments majeurs et le nitrate.

Celui de Piper, diagramme ternaire, met en évidence les associations dominantes d'ions et les filiations qui existent entre les eaux. Il permet de regrouper les eaux en fonction de leurs ressemblances en termes de proportions de cations ou d'anions. Il faut noter que dans ce diagramme, il y a un risque d'erreur dans la comparaison d'échantillon en raison d'une représentation en % des ions.

Quant à celui de Schoëller-Berkaloff, c'est un diagramme logarithmique où chaque analyse est représentée par une ligne brisée réunissant les points représentatifs des concentrations absolues des éléments majeurs. La position des teneurs des ions majeurs sur ce graphique permet de voir les ions ou association d'ions dominants. L'expression en milliéquivalents des teneurs en ions permet aisément de percevoir une différenciation au sein de chaque faciès, dans l'ordre d'abondance des ions. L'anion prépondérant suivi du cation prépondérant dans les eaux est pris en compte pour nommer le faciès.

Pour approfondir l'analyse des types d'eau, nous avons fait appel au diagramme hydrochimique proposé par Chadha (1999). Il exprime sur l'axe des x la différence en pourcentage des milliéquivalents entre les alcalino-terreux et les alcalins, et sur l'axe des y, la différence en pourcentage des milliéquivalents entre les anions d'acides faibles et les anions d'acides forts. Les différences en pourcentage en x et y sont par la suite étendues dans les 8 sous-domaines d'étude proposés qui définissent le caractère d'ensemble de l'eau :

1. Les alcalino-terreux dominent les alcalins et aucun anion n'est prépondérant.

2. Les alcalins dominent les alcalino-terreux et aucun anion n'est prépondérant.
3. Les bicarbonates sont largement excédentaires par rapport aux autres anions et aucun cation ne prédomine.
4. Les sulfates et les chlorures dominent les bicarbonates et aucun cation ne domine.
5. Les bicarbonates et les alcalino-terreux dominent.
6. Dans cette partie se trouvent des eaux riches en sulfates pour la plupart. Le faciès dominant est donc du type sulfaté calcique. Plus rarement, on rencontre du sulfaté magnésien. Les eaux peuvent aussi être chlorurées calciques.
7. Les alcalins et le sulfate et parfois les chlorures sont dominants dans ces eaux. Les faciès rencontrés sont de type sulfaté sodi-potassique ou chloruré sodi-potassique.
8. Les eaux se trouvant dans ce quadrant sont bicarbonatées sodi-potassiques.

Ce diagramme est différent des diagrammes de Piper et de Durov (1948) étendu : les deux triangles équilatéraux sont éliminés et la forme du principal domaine d'étude est différente puisqu'il est binaire. En outre, le diagramme de Chadha peut être construit à l'aide d'un tableur.

4.6.1.3. Analyse en composantes principales

Afin de pondérer les caractéristiques hydrochimiques des aquifères et de faire ressortir la signification des divers paramètres et éléments, les données physico-chimiques ont été traitées par l'analyse en composantes principales (ACP) qui est une méthode statistique multidimensionnelle descriptive. Elle est utilisée comme aide à l'interprétation d'une matrice de données qui comportent m lignes sur n colonnes.

- ✓ m lignes (m correspond au site d'échantillonnage = m u.s. : unités statistiques).
- ✓ n colonnes (n correspond à la grandeur mesurée ou dosée = n variables).

Chacun des m échantillons peut être représenté par un point dans un espace de dimension n (espace multidimensionnel). Cet espace peu manipulable est ramené à un espace au nombre de dimensions plus faible (nombre égal au nombre de facteurs calculés). Pour représenter les unités statistiques et les variables originelles dans ce nouvel espace, on change de variable : les nouvelles variables sont appelées « facteurs » (Marchet, 1991). Les facteurs sont des combinaisons linéaires des variables de départ. Chaque variable contribuant à un facteur intervient avec un coefficient appelé vecteur propre (Mudry et Blavoux, 1986).

Projeter le nuage de points multidimensionnels sur ses directions préférentielles (valeurs propres), que l'on nomme aussi « axes factoriels », permettra de résumer l'information.

Pour éviter le problème des variables exprimées dans des unités très disproportionnées, ou ayant des plages de variation très différentes (de 61 à 1 124 pour la conductivité, de 0 à 0,3 pour l'aluminium), il convient de pondérer les variables en les centrant et en les réduisant. Pour ce faire, les valeurs sont centrées sur une moyenne nulle et divisées par leur écart-type. La variance apportée par chacune des variables est dès lors égale à 1 et donc l'inertie (variance) totale du nuage de points est égale à $1 \times n$ si l'on traite n variables sur m individus (Lefebvre, 1980 *in* Mudry et Blavoux, 1986).

Pour conserver au maximum la forme du nuage et donc son inertie par rapport au centre de gravité, le premier facteur est l'axe exprimant l'inertie la plus forte. Le second facteur (axe de projection), indépendant du premier (donc perpendiculaire), décrit le maximum de variance non exprimée et ainsi de suite. On continue le calcul jusqu'à exprimer au moins 70 % de la variance totale. Une variable contribue d'autant plus à la détermination d'un facteur qu'elle est éloignée du centre de gravité du nuage de points.

En prenant les facteurs deux à deux, on détermine des plans factoriels dans lesquels on projette le nuage, soit dans l'espace des variables, soit dans l'espace des unités statistiques.

Cela nécessite une bonne maîtrise de la méthode, mais également du sujet traité (ici l'origine possible des ions, la cinétique des réactions chimiques d'acquisition du chimisme des eaux, hydrodynamisme etc.).

Pour réaliser l'ACP, nous avons utilisé comme variables des paramètres chimiques préalablement dosés (Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Al^{3+} , HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-}), ou calculés (MTD, pCO_2 , ISC et ISD) et des paramètres mesurés sur le terrain (pH, CE). Au total, 17 variables relatives aux eaux souterraines des 53 localités échantillonnées ont été prises en compte.

4.6.2. Équilibre des eaux avec la matrice

De façon générale, lorsque les eaux souterraines séjournent au contact des roches, la dissolution et la précipitation des diverses formes de carbonates (calcite, dolomie, aragonite etc.) font intervenir trois phases (Langmuir, 1971) : une phase gazeuse (CO_2 dissous) une phase liquide (eaux d'infiltration) et une phase solide (minéraux de l'encaissant).

L'infiltration crée un rapport de causalité entre l'évolution de la pCO_2 du sol et celle des eaux souterraines. La forte teneur en CO_2 dans les eaux provoque la dissolution des minéraux calciques d'origine primaire (présents dans les roches magmatiques et métamorphiques) ou secondaire (provenant de la néogénèse ultérieure des minéraux primaires des roches par altération) et a pour conséquence d'augmenter les teneurs en Ca^{2+} (Guo et Wang, 2005).

L'analyse du système calco-carbonique permet de le caractériser (Appelo et Postma, 1993) par :

- ✓ l'indice de saturation par rapport aux carbonates ;
- ✓ la pression partielle équilibrante de CO₂.

L'étude de ces différents paramètres a été faite en s'appuyant sur les formules et théorie du modèle hydrogéochimique « Phreeqc » (Plummer et *al.*, 1988). Les équations permettant de déterminer les paramètres du système calco-carbonique sont données en annexe 6.

4.6.2.1. Pression partielle de CO₂ (pCO₂)

Les eaux d'infiltration entraînent toujours avec elles en profondeur un flux de CO₂ plus ou moins important généralement responsable de l'agressivité envers les roches. Par conséquent toute eau profonde dans le socle contenant une quantité importante de CO₂ devrait être considérée comme récente dans l'aquifère. À l'opposé, quand une eau profonde présente des teneurs en CO₂ dissous faible voire nulle, on admet que la quantité de CO₂ initialement abondante est arrivée à épuisement, le CO₂ ayant été consommé pour hydrolyser les silicates présents dans les roches encaissantes.

On appelle « pression partielle en CO₂ équilibrante », la pCO₂ d'une phase fictive associée à la solution pour laquelle on suppose atteint l'équilibre entre la phase gazeuse et le liquide, aux valeurs mesurées de pH et de teneur en HCO₃⁻.

En effet, lorsqu'une eau est en équilibre avec les phases gazeuses, il est possible de calculer, à partir des équations thermodynamiques (voir annexe 6), sa teneur en CO₂ dissous, et donc sa pression partielle en CO₂, porteuse de renseignements sur la phase gazeuse associée à l'eau souterraine (Bakalomicz, 1980).

Notons que l'utilisation des quantités de CO₂ comme paramètre d'interprétation de l'âge relatif de l'eau souterraine est délicate. En effet, la disponibilité du CO₂ varie dans l'espace et dans le temps. Compte tenu de cette variabilité nous avons fait appel aux indices de saturation, qui nous permettront d'interpréter l'âge et la vitesse de circulation des eaux souterraines.

4.6.2.2. Indice de saturation à la calcite CaCO₃ et à la dolomite Ca,Mg (CO₃)₂

De façon générale, les carbonates sont absents dans les formations de socle en Côte d'Ivoire. En revanche, on note l'abondance des minéraux riches en alcalino-terreux (Ca²⁺ et Mg²⁺) dans les roches qui constituent les réservoirs des eaux souterraines. L'altération de l'anorthite (équation ci-dessous) est un cas très fréquent.



Ces minéraux, au contact du CO_2 dissous dans l'eau de percolation et d'infiltration favorisent l'apparition de carbonates purement secondaires susceptibles d'accroître les indices de saturation de l'eau vers les valeurs nulles, ces dernières étant atteintes lorsque l'eau a longtemps séjourné dans l'aquifère. Cependant, les indices de saturation en calcite et en dolomite peuvent évoluer vers les valeurs positives lorsque l'eau souterraine n'ayant pas un âge relatif important séjourne au contact d'une zone où la disponibilité des ions Ca et Mg est grande (fractures, socle sain, etc.). La formule générale pour déterminer l'indice de saturation d'une eau vis-à-vis d'un carbonate est (Helgeson, 1969) :

$$IS = \log_{10} \left(\frac{PAI}{K_s} \right) \quad (9)$$

où PAI est le produit d'activité ionique des ions concernés et K_s est le produit de solubilité du minéral considéré.

L'eau est en équilibre avec un minéral lorsque l'indice de saturation est nul (i.e. $PAI = K_s$), elle est sous-saturée lorsque $Is < 0$ et sursaturée lorsque $Is > 0$.

L'indice de saturation dépend directement de la validité des mesures de teneurs ioniques et de la mesure de pH dans certains cas, en particulier pour la saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés. L'imprécision sur la mesure de pH due aux appareils de mesure (0,1 unité), la variation de ce paramètre lors de la remontée de l'eau en surface (dégazage et précipitation des carbonates), et l'erreur sur les analyses chimiques, se traduisent par une imprécision sur le calcul de Is . Par conséquent, on considère que la saturation est obtenue dans un domaine plus large tel $-0,5 < Is < +0,5$.

4.6.3. Méthodologie de l'étude des corrélations ^{18}O et ^2H

4.6.3.1. Importance de l'utilisation des isotopes en hydrogéologie

Dès qu'ils sont isolés de leur réservoir d'origine, les isotopes radioactifs ne sont plus renouvelés et ils subissent une décroissance radioactive systématique en fonction du temps caractérisée par la période de demi-vie. Le carbone-14 n'est pas adapté à notre étude car il couvre des temps comptés en siècle ou en millénaires et nos nappes ont un renouvellement bien plus rapide. Le tritium produit lors des explosions nucléaires des années 1950 est a priori adapté pour une étude sur les derniers 50 ans mais la quantité résiduelle dans l'atmosphère est si faible que son dosage est devenu problématique. Nous avons donc renoncé à effectuer une datation.

Les isotopes stables sont utilisés en hydrogéologie pour identifier l'origine de l'eau et le mécanisme de recharge des aquifères, les conditions d'évaporation et d'infiltration, et les mélanges entre les masses d'eau. Ils sont également utilisés pour comprendre les conditions de gisement des eaux, leur temps de transit dans l'aquifère et leur vitesse d'écoulement. Les isotopes stables largement utilisés en hydrogéologie sont l'oxygène-18, le deutérium et le carbone-13 (Clark et Fritz, 1997). Ils ne décroissent pas dans le temps, mais leurs concentrations subissent des variations en fonction de l'espèce chimique en solution (^{13}C) ou en fonction de l'état physique de l'eau (^2H et ^{18}O).

Dans le cadre de la présente étude, nous nous sommes intéressés aux teneurs en oxygène-18 et en deutérium dans les eaux (eau souterraine, eau de surface et eau de pluie) du département de Soubré. L'étude de ces isotopes vient en appoint aux données chimiques que nous avons recueillies.

4.6.3.2. Droite de corrélation oxygène-18 et deutérium

Les concentrations en oxygène-18 et en deutérium dans l'eau s'expriment par rapport à un standard international de référence établi. L'étalon utilisé est la composition isotopique moyenne des eaux océaniques ou Vienna standard mean ocean water (VSMOW).

On définit alors une variation par rapport au standard :

$$\delta\%_o = \frac{Rx - Rst}{Rst} \times 1000 \quad (10)$$

où :

- x désigne l'échantillon ;
- st désigne l'étalon (standard) ;
- R correspond au rapport atomique d'abondance entre l'isotope lourd et l'isotope léger du même élément.

Les teneurs en isotopes stables subissent l'influence de plusieurs facteurs environnementaux tels que la température (effet d'évaporation), l'altitude, la latitude, l'éloignement par rapport à la mer (effet de continentalité).

Le fractionnement généré par évaporation sous l'effet de la température donne une composition isotopique particulière et significative à l'eau : d'une part l'eau s'enrichit en isotopes lourds et d'autre part, le rapport $\delta\%_o \text{ } ^2\text{H}$ et $\delta\%_o \text{ } ^{18}\text{O}$ change. Ceci permet d'identifier les eaux provenant de précipitations partiellement évaporées avant leur infiltration (Fontes, 1976 ; Clark et Fritz, 1997).

Craig (1961 b) a établi à l'échelle du globe une corrélation entre les $\delta\% \text{ }^{18}\text{O}$ et $\delta\% \text{ }^2\text{H}$ dans les précipitations n'ayant pas subi d'évaporation :

$$\delta\% \text{ }^2\text{H} = a \delta\% \text{ }^{18}\text{O} + d$$

Le coefficient a , pente de la droite de régression, varie entre 3 et 8 : a est égal à 8 pour les pluies sans évaporation et inférieur à 8 pour les pluies partiellement évaporées.

Le coefficient d désigne l'excès en deutérium et dépend du régime de précipitation : il est égal à +10 en régime océanique non perturbé, +22 en régime méditerranéen et semi-aride (Nir, 1967), +6 dans les stations continentales d'Amérique du Nord (Yurtsever, 1981).

Dans le cas général, l'équation de la droite météorique mondiale (DMM) est :

$$\delta\% \text{ }^2\text{H} = 8 \delta\% \text{ }^{18}\text{O} + 10 \quad (11)$$

Dix échantillons d'eau ont été dosés pour leur teneur en isotopes stables. Ces points ont été sélectionnés après l'interprétation des résultats d'analyses chimiques. Les résultats de dosage de ces points ont été projetés sur la DMM pour affiner les interprétations déjà faites.

Conclusion partielle

Les méthodes utilisées dans ce travail sont complémentaires et concourent à une meilleure connaissance des aquifères fissurés du département de Soubré.

Pour aboutir à l'identification des alignements structuraux du département de Soubré, les techniques de traitement spécifique employées sont l'analyse en composantes principales, les rapports de bandes, et les différentes compositions colorées réalisées à partir des néo-bandes générées de certaines bandes ETM⁺. L'application des filtres spatiaux aux images traitées permet de mettre en relief des linéaments qui sont le plus souvent des accidents géologiques et structuraux. La carte de linéaments obtenue est soumise à une analyse statistique et géométrique afin de décrire la structure des aquifères du département.

Le manque de données actualisées sur la piézométrie de la nappe régionale que nous avons échantillonnée a conduit à rechercher des solutions pour déterminer le niveau théorique de la nappe dans le département de Soubré. Ainsi, la piézométrie est-elle modélisée grâce à l'utilisation des techniques d'interprétation géomorphologique en milieu de socle.

Les résultats des travaux de terrain et de dosage sont traités statistiquement pour aider à l'interprétation hydrochimique. Cela permet de connaître les caractéristiques des eaux et de comprendre la circulation des eaux dans les aquifères de fissures de la zone d'étude.

Cette démarche méthodologique est illustrée par les résultats qui sont exposés dans les chapitres suivants.

PARTIE III

RÉSULTATS ET DISCUSSION

« Si tous ceux qui croient avoir raison n'avaient pas tort, la vérité ne serait pas loin »

P. Dac, L'os à moelle.

CHAPITRE 5

STRUCTURE DU BASSIN VERSANT ET IDENTIFICATION DES BLOCS AQUIFÈRES

La méthodologie du chapitre 4 est appliquée pour le traitement des images satellitaires, ce qui nous permet de cartographier les linéaments plurikilométriques dans le département de Soubré. Nous allons valider ces linéaments comme des mégafactures formant un réseau qui constitue l'architecture du socle sous le territoire d'étude. On introduira la notion de bloc après celle de réseau. Un bloc délimité par des mégafactures sera considéré comme un aquifère local au sein du bassin versant. La géométrie de ce réseau et des blocs sera alors analysée au moyen d'outils statistiques. Le caractère aléatoire et le caractère fractal des fractures, du réseau et des blocs, seront évalués et discutés. Nous présentons dans ce chapitre les résultats et leur exploitation pour décrire l'architecture du bassin versant hydrogéologique et sa partition en aquifères locaux. Nous avons à ce stade très peu d'indications sur les paramètres hydrogéologiques de ces aquifères et sur leurs relations mutuelles.

5.1. Cartographie structurale

5.1.1. Application des filtres adaptatifs sur l'image radar

L'analyse des résultats de l'application des filtres adaptatifs a montré que la réduction du chatoiement dans les images Radarsat-1 est liée à la taille du filtre. Nous avons constaté que plus grande est la taille du filtre, meilleure est la réduction du chatoiement. Nous présentons (figure 24 a) le résultat de l'application des filtres adaptatifs de taille (11x11).

En effet, selon nos essais, cette taille a le mieux permis d'améliorer la clarté de l'image radar. Sur les figures (24 b, 24 c, 24 d), on constate un lissage important et une amplification des éléments linéaires ainsi que des unités spatiales.

À l'issue de ce traitement qui a permis une accentuation des contrastes, nous avons donc noté une amélioration dans notre perception des formes et lignes sur l'image radar.

5.1.2. Analyse en composantes principales sur les images ETM+

L'analyse en composantes principales appliquée sur les bandes des images ETM+ révèle que les trois premières composantes contiennent la *quasi* totalité (95,6 %) de la variance totale présente dans les sept bandes originales des canaux ETM⁺ exploités. Les résultats sont présentés dans le tableau V.

Tableau V. Pourcentage d'information de l'ACP

Principales composantes	Variance	Pourcentage d'information	Pourcentage cumulé d'information
PC ₁	6,830	94,570	95,570
PC ₂	0,103	1,465	96,035
PC ₃	0,047	0,664	96,699

La première composante principale (PC₁) concentre la grande majorité des informations contenues dans les bandes, soit plus de 94,6 % de la variance exprimée. La seconde et la troisième expriment respectivement 1,5 et 0,7 % de cette variance. En particulier, la composante PC₁ est plus riche en informations sur le plan structural : elle permet de distinguer les linéaments régionaux et les linéaments associés au réseau hydrographique. Au niveau de la composante PC₂, seuls sont perceptibles les contrastes entre les zones nues et d'habitation, la végétation, et les cours d'eau.

En définitive, nous avons retenu le néo-canal PC₁ (figure 25) pour l'application des différents filtres spatiaux.

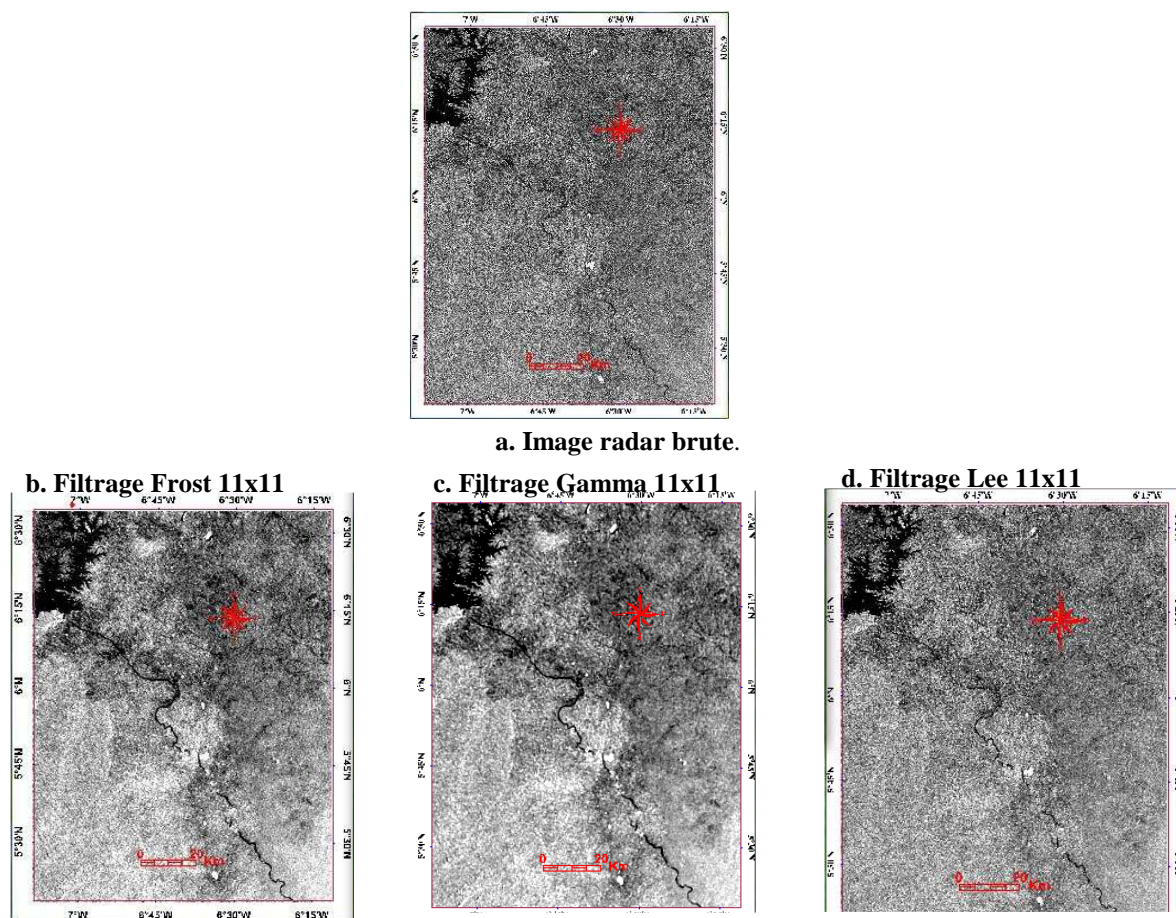


Figure 24. Application de quelques filtres adaptatifs (11x11) à l'image Radarsat-1

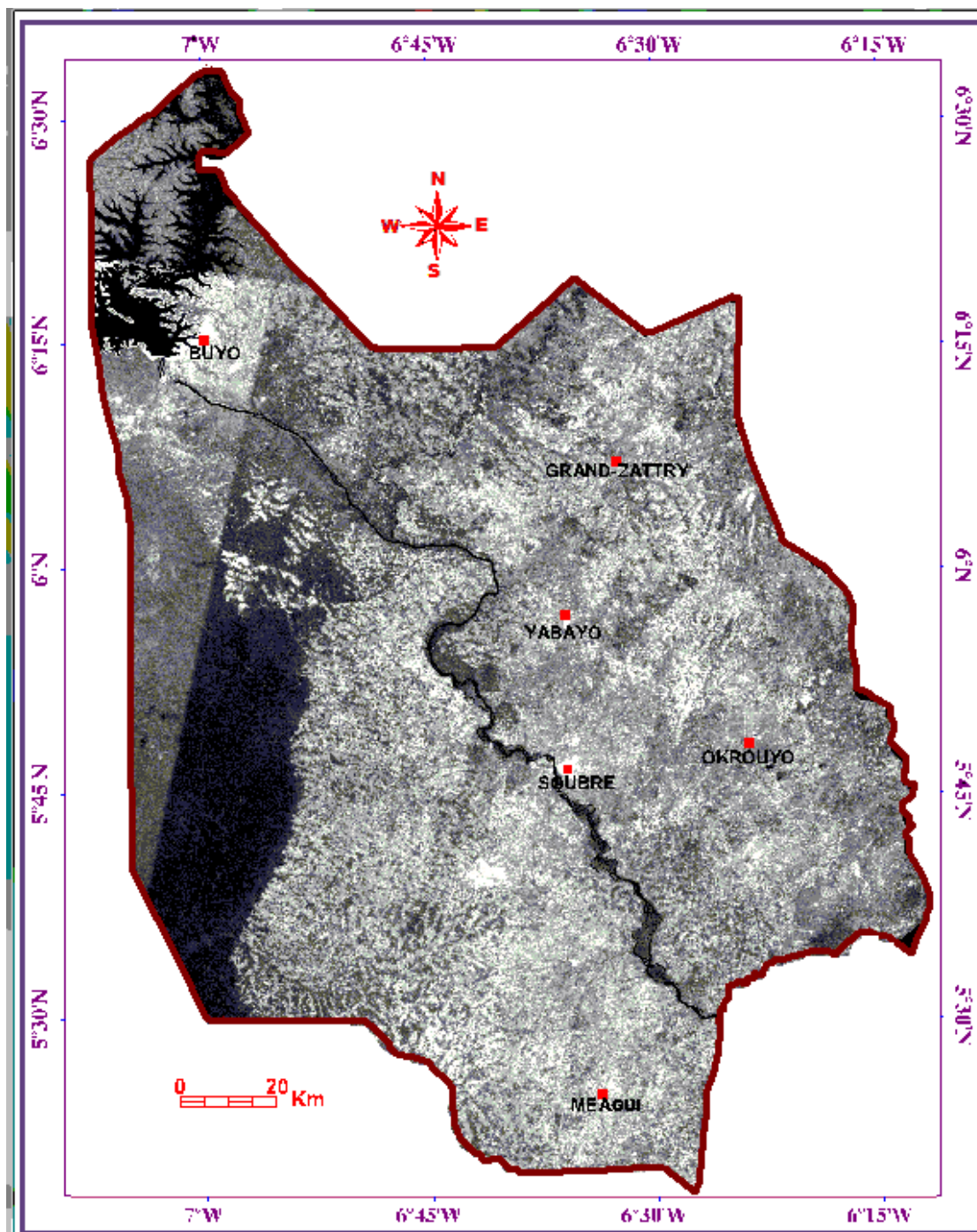
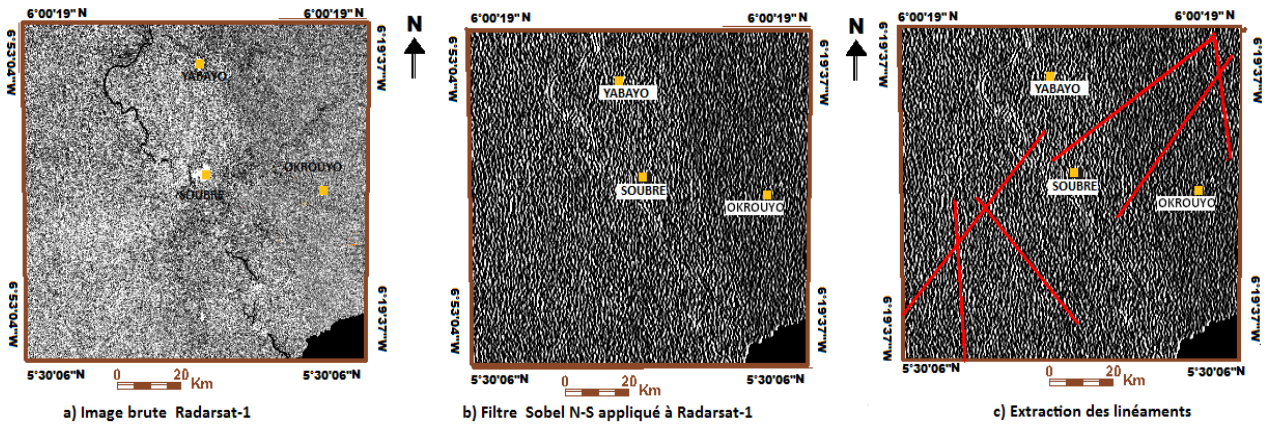


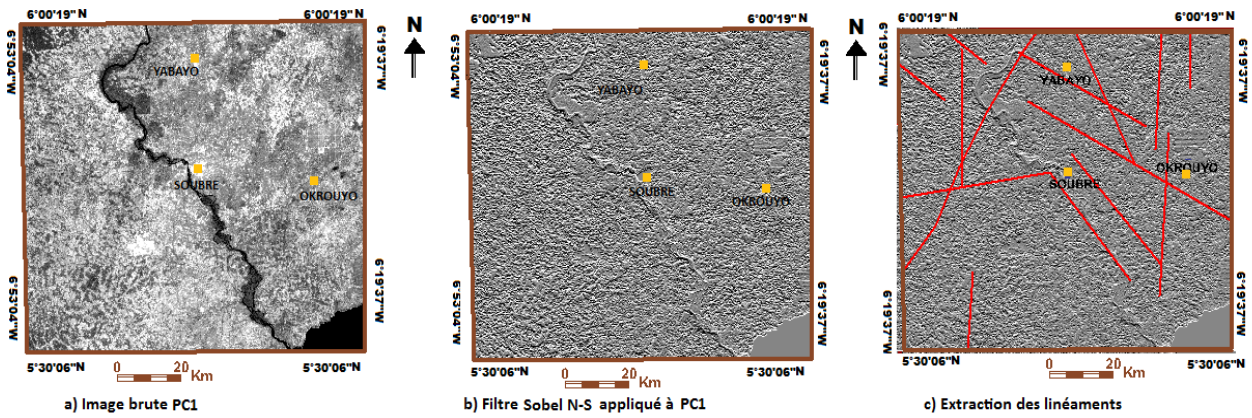
Figure 25. Première composante principale (PC1) de l'ACP des 7 bandes ETM⁺

5.1.3. Filtrage spatial

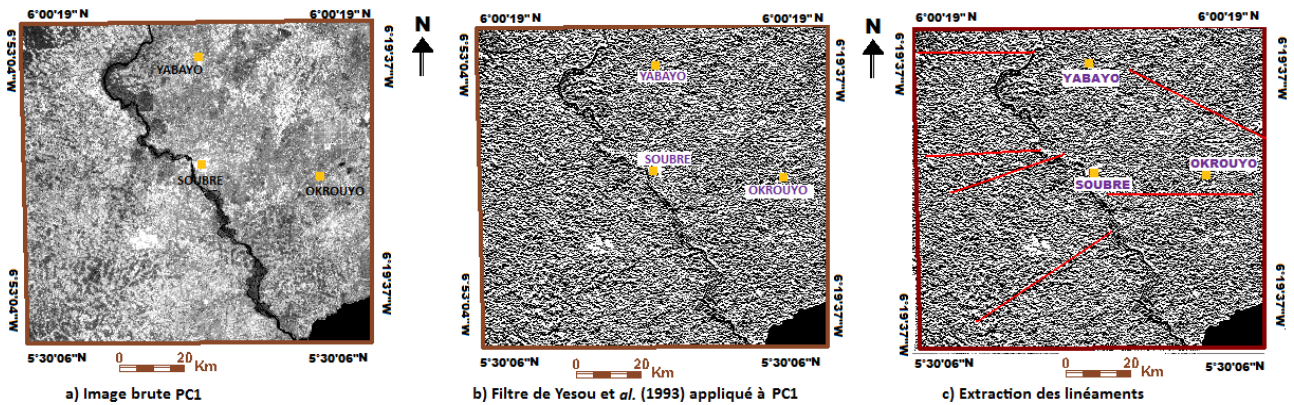
La figure 26 présente les résultats de quelques filtres spatiaux. Pour une bonne visibilité, nous montrons la fenêtre qui couvre la portion du bassin versant du Sassandra située dans le domaine des granitoïdes. Le filtre Sobel de direction N-S accentue les discontinuités structurales et met en évidence les linéaments de direction N-S, NO-SE et NE-SO. Le filtre gradient de Yésou et *al.* (1993) fait ressortir les directions E-O, N110 et N20. Le filtre Sobel de direction NE-SO accentue les directions NE-SO et N160.



A. Filtre Sobel N-S appliqué à l'image Radarsat-1.



B. Filtre Sobel N-S appliqué à l'image PC1 de ETM+.



C. Filtre de Yesou et al. (1993) appliqué à l'image PC1 de ETM+.

Figure 26. Filtrage des images satellitaires et extraction des linéaments

5.1.4. Cartes de linéaments du département de Soubré

Une carte des linéaments majeurs et une carte des linéaments détaillés ont été élaborées à partir des images traitées. La majorité des linéaments a été relevée par observation directe des images, complétée par les linéaments issus des filtrages directionnels.

5.1.4.1. Linéaments majeurs

Les linéaments majeurs qui ont été relevés, au nombre de 168, sont illustrés par la carte de la figure 27. Dans cette étude, nous avons considéré comme linéament majeur tout linéament présentant une longueur supérieure ou égale à 9 km (300 pixels).

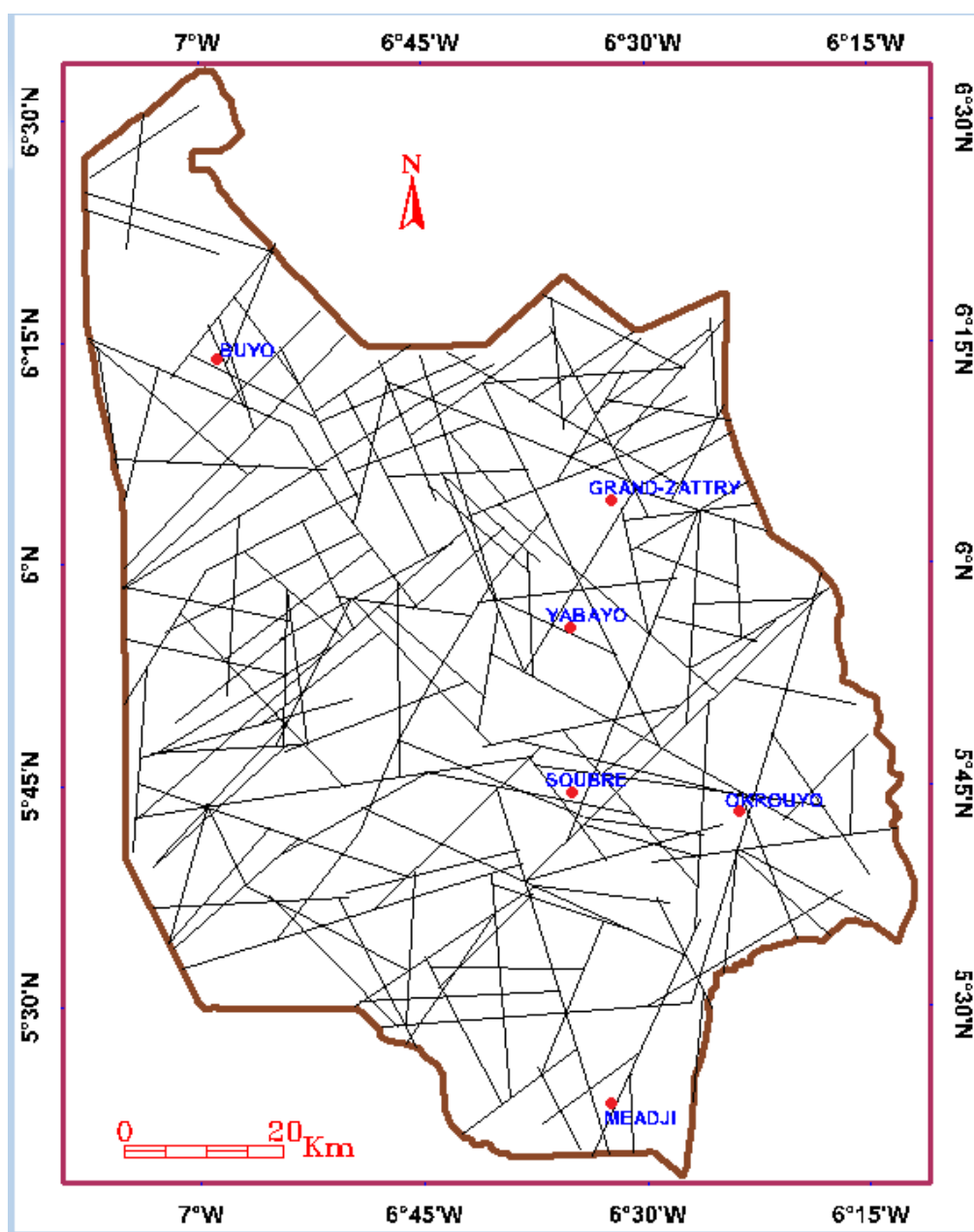


Figure 27. Carte des linéaments majeurs du département de Soubré

5.1.4.2. Champs détaillé de linéaments

Le champ détaillé des linéaments comprend tous les linéaments relevés (au total, 2565) pendant la phase d'extraction. La carte de la figure 28 présente le résultat final obtenu. L'interconnexion de ces linéaments forme un réseau très dense (perception visuelle) où les « petits » linéaments semblent jouer un grand rôle.

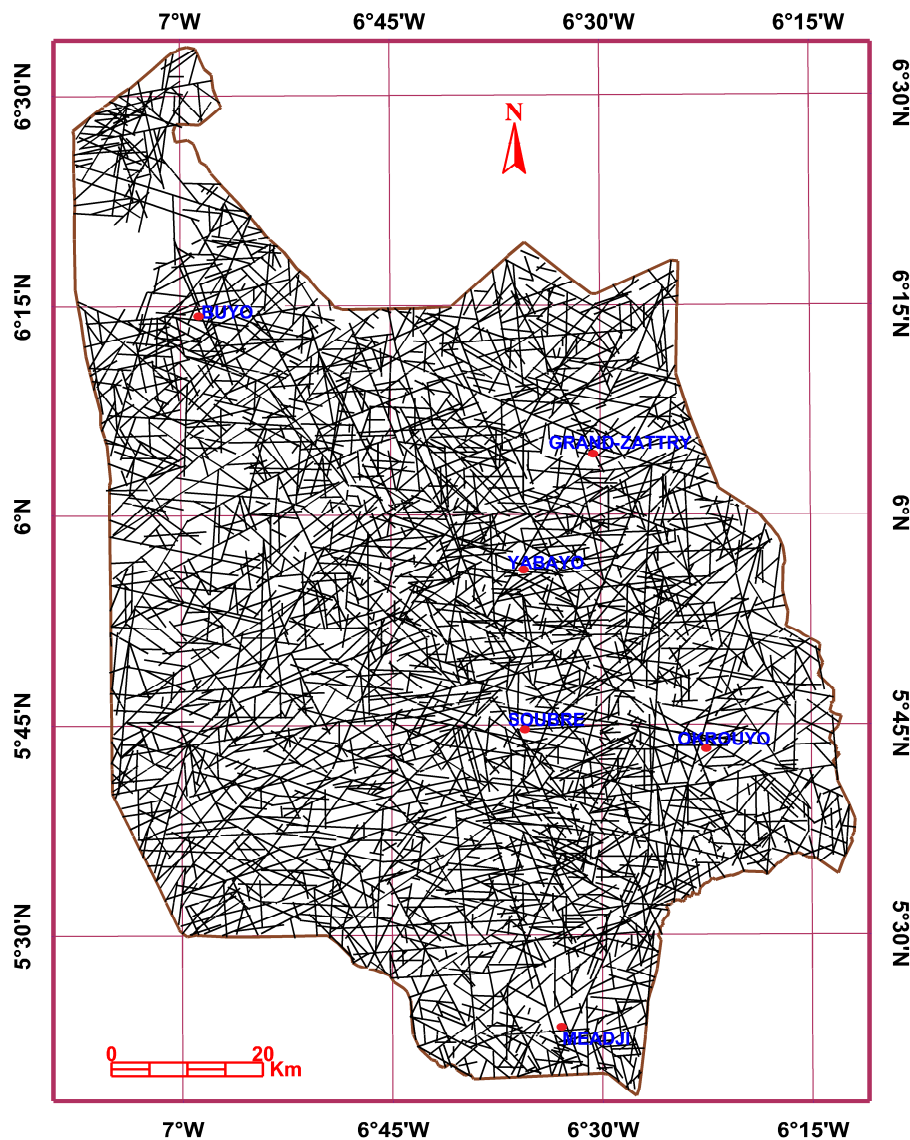


Figure 28. Carte du relevé détaillé des linéaments de Soubré

5.1.5. Passage du terme linéament au terme fracture

La validation de la carte détaillée des linéaments est une étape très importante qui conditionne son utilisation pour une interprétation structurale et hydrogéologique. Elle a été effectuée à l'aide des documents énumérés au paragraphe 4.1.4.3. La figure 29 montre la comparaison entre nos observations et celles des supports utilisés pour la validation.

Les filtres directionnels ont permis d'identifier les fractures majeures de la carte géologique de Papon et Lemarchand (1973) et les fractures régionales relevées par Biémi (1992), ce qui prouve la qualité de la cartographie linéamentaire effectuée. Cependant, il faut reconnaître que ces fractures représentent moins de 10 % des linéaments que nous avons cartographiés. En outre, nous observons des fractures liées au réseau hydrographique. Ces dernières sont importantes car la majorité des cours d'eau en zone de socle en Côte d'Ivoire emprunte des fractures (Biémi, 1992 ; Kouamé, 1999 ; Jourda, 2006).

Ces linéaments correspondraient à des fractures potentielles et/ou à des contacts entre formations géologiques. Cette étape primordiale nous permet ici d'attribuer à l'ensemble des linéaments la valeur de mégafracture. Pour la suite de nos interprétations, notre champ linéamentaire sera considéré comme représentatif de la mégafracturation de la zone étudiée.

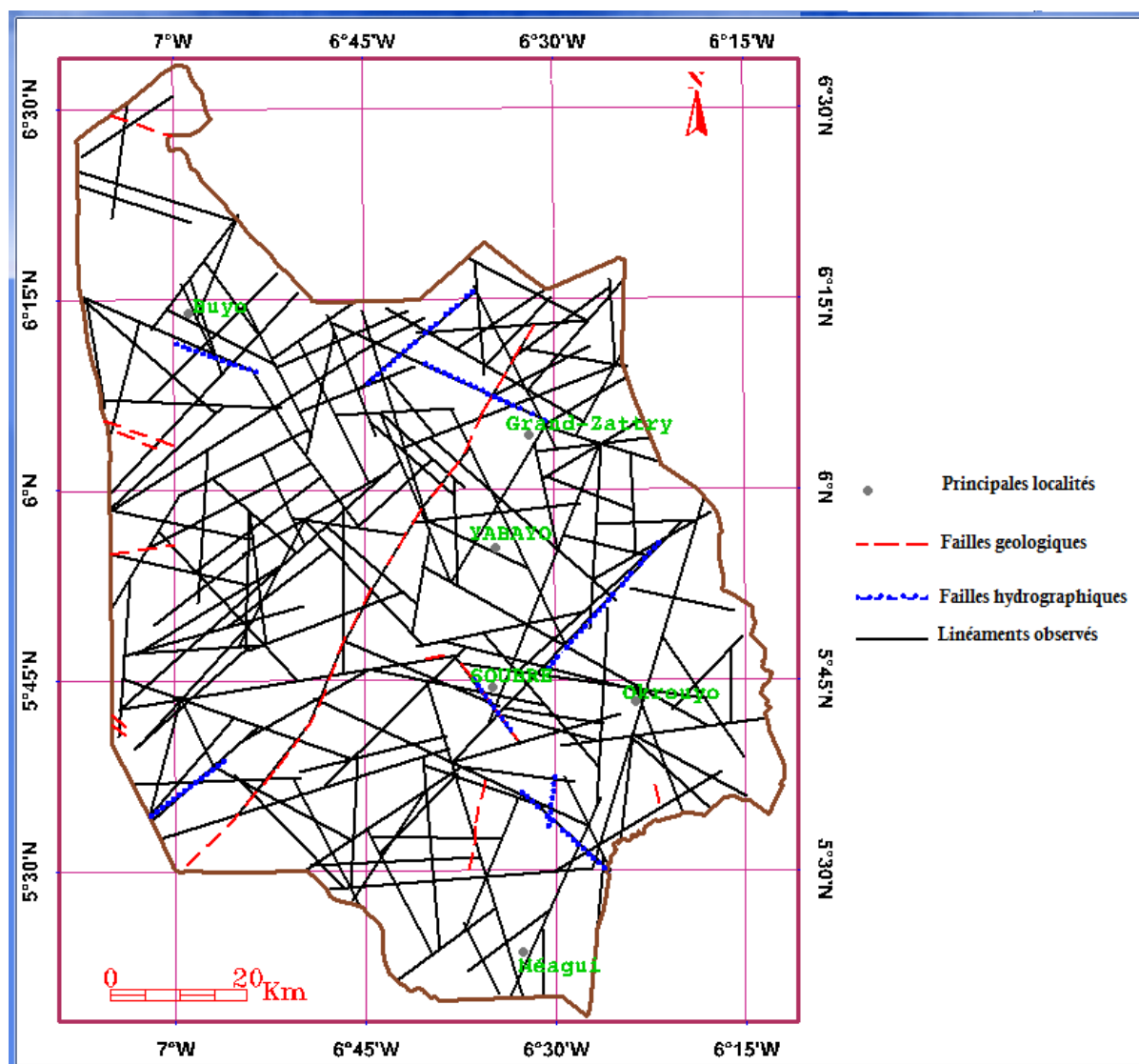


Figure 29. Comparaison entre les linéaments majeurs et des fractures majeures connues

5.2. Caractérisation géométrique du champ de mégafractures

5.2.1. Distribution directionnelle de la fracturation

5.2.1.1. Orientation des fractures majeures

La figure 30 présente la rosace de fréquence directionnelle par classe de 10° des linéaments majeurs. Cette rosace montre qu'aucune classe de direction n'atteint la fréquence de 10 %. Néanmoins, des pics dans les directions N40-N70, N100-N120, N150-N160 et N00 sont observés, ainsi que deux pics plus légers dans les directions N80-N90 et N130-N140. Aucune loi de distribution classique ne peut s'ajuster sur l'ensemble de l'histogramme. Toutefois, dans une démarche de modélisation, l'ajustement d'une loi normale par famille serait acceptable, par exemple de -20° à $+20^\circ$ ou sur l'intervalle de $+30^\circ$ à $+80^\circ$. En somme, on retiendra ici que les linéaments majeurs présentent une grande hétérogénéité dans leur orientation, avec une prépondérance de la famille N40-N70.

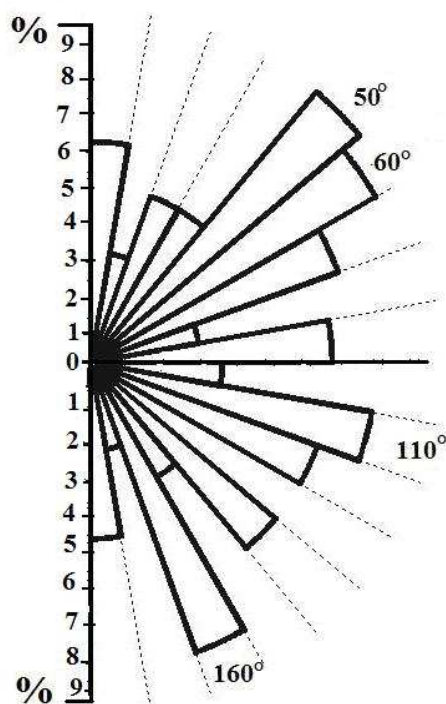


Figure 30. Rosace directionnelle des fractures majeures (N = 168)

5.2.1.2. Distribution directionnelle de la fracturation détaillée

La rosace d'orientation du champ détaillé des linéaments est présentée sur la figure 31. Comme précédemment, la population peut être subdivisée en familles. Ici, la distribution est lissée grâce au grand nombre d'éléments et les pics ressortent moins.

La rosace présente une prépondérance des fractures ayant une orientation N90-N100 et des deux classes voisines, N80-N90 et N100-N110, que l'on peut regrouper en une seule famille N90-N110. En deuxième position dans l'ordre d'abondance, on observe ensuite une famille de fractures orientées dans la direction N50-N70. Enfin, on note l'existence d'une famille de fractures subméridiennes : orientations de N00 à N10, et de N170 à N180.

On a testé l'hypothèse où les deux premières familles seraient regroupées en une seule : pour cela, on a représenté les orientations comprises entre N20 et N150 (figure 32), et on a testé l'ajustement d'une loi normale sur cet intervalle. Le résultat n'est pas probant (nombre de degrés de liberté $dl = 14$; χ^2 empirique = 218,15 ; χ^2 théorique = 29,14 au seuil de signification 1 %). Cela est dû au fait que la famille N50-N70 ressort nettement, elle ne se laisse pas englober par la famille principale.

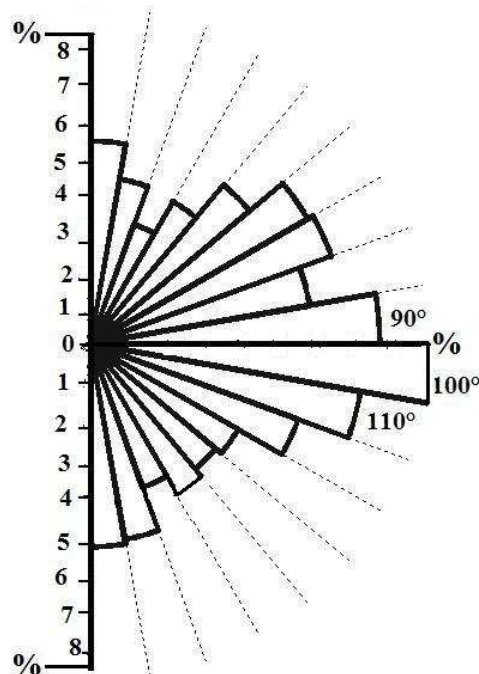


Figure 31. Rosace directionnelle de la fracturation détaillée (N = 2565)

Les orientations les moins significatives sont : N150-N160 pourtant bien présente dans les fractures majeures où elle correspond aux dykes, et N20-N30 qui manque aussi dans les fractures majeures. Ces orientations ont des fréquences inférieures à 5 % et traduisent un bruit de fond qui résulte de la variabilité de chaque famille mais aussi des contacts géologiques que nous avons confondu avec des fractures.

À l'exception de N150-N160, on retrouve donc les mêmes familles sur la carte des fractures majeures et sur celle de la fracturation détaillée avec simplement un échange entre N60 et N100 dans l'ordre d'importance. On peut dire que les fractures majeures et la fracturation détaillée de Soubré présentent la même hétérogénéité d'orientation et sont en

cohérence. La fracturation détaillée sera considérée comme le document de base pour l'étude de la structure du bassin versant et l'identification des compartiments aquifères de la région.

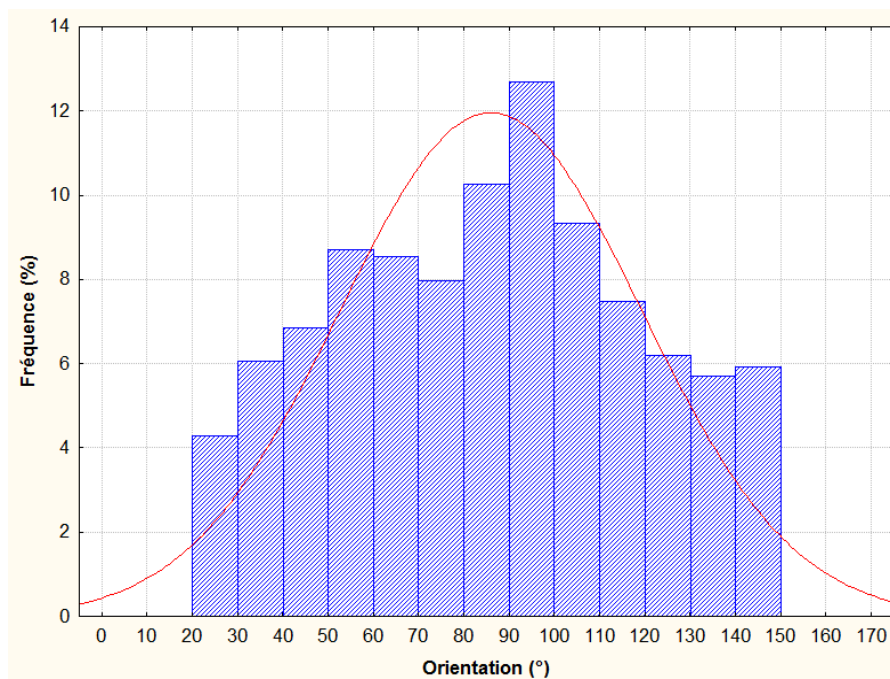


Figure 32. Echec de l'ajustement d'une loi normale sur la distribution de l'orientation des linéaments détaillés sur l'intervalle N20 à N150

5.2.2. Distribution de la longueur de la fracturation

5.2.2.1. Distribution de la longueur des fractures majeures

L'examen de la figure 27 montre que parmi les fractures majeures qui parcourent le département de Soubré, beaucoup ont une extension qui sort des limites du département. Ce qui démontre que le champ de fracturation observé à cette échelle n'est qu'un extrait de la fracturation régionale du Sud-Ouest. Il y a donc un effet de troncature de la distribution de la longueur des linéaments.

La figure 33 présente la distribution de la longueur des fractures majeures par classes de 5 km. Ces longueurs vont de 9 à 56 km. Les fractures de longueur comprise entre 15 et 29 km représentent 55 % de l'effectif total. Les fractures d'extension comprise entre 30 et 56 km sont moins fréquentes (moins de 15 % du total), ainsi que celles inférieures à 15 km (moins de 15 %). Ce dernier groupe sera mieux observé dans le champ de la fracturation détaillée.

L'ajustement de cette distribution est testé par le test du khi2 sur une loi log-normale et est admis au seuil de signification de 1% (dl = 4 ; khi2 calculé = 12,26 et khi2 théorique à 1% = 13,27). Le test admettrait la loi gamma (tableau VI) si l'on abaissait encore le seuil de signification (dl = 5 ; khi2 calculé = 23,27 et khi2 théorique à 1% = 15,08). En revanche, la loi exponentielle négative ne convient pas du tout. Ceci est confirmé par le test de K-S.

Tableau VI. Tests d'ajustement khi2 et K-S (Kolmogorov-Smirnov) de la longueur des linéaments majeurs à des lois de distribution classiques

Loi de distribution et ses paramètres	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 théorique ($\alpha = 1\%$)	Test de K-S $p < 0,01$
Log-normale ($\mu=3,03$; $\sigma=0,37$)	12,26	4	13,27	0,065
Gamma ($\epsilon=3,14$; $\beta=7,08$)	23,27	5	15,08	0,090
Exponentielle ($\lambda=0,44$)	214,79	8	20,09	0,377

NB. Moyenne (μ), Écart type (σ), Paramètre d'échelle (ϵ), Paramètre de forme (β), Paramètre exponentiel (λ)
 Pour exprimer la distribution de fréquence, on fait $y = 500.f(L)$ où f est la loi paramétrée dans la première colonne.

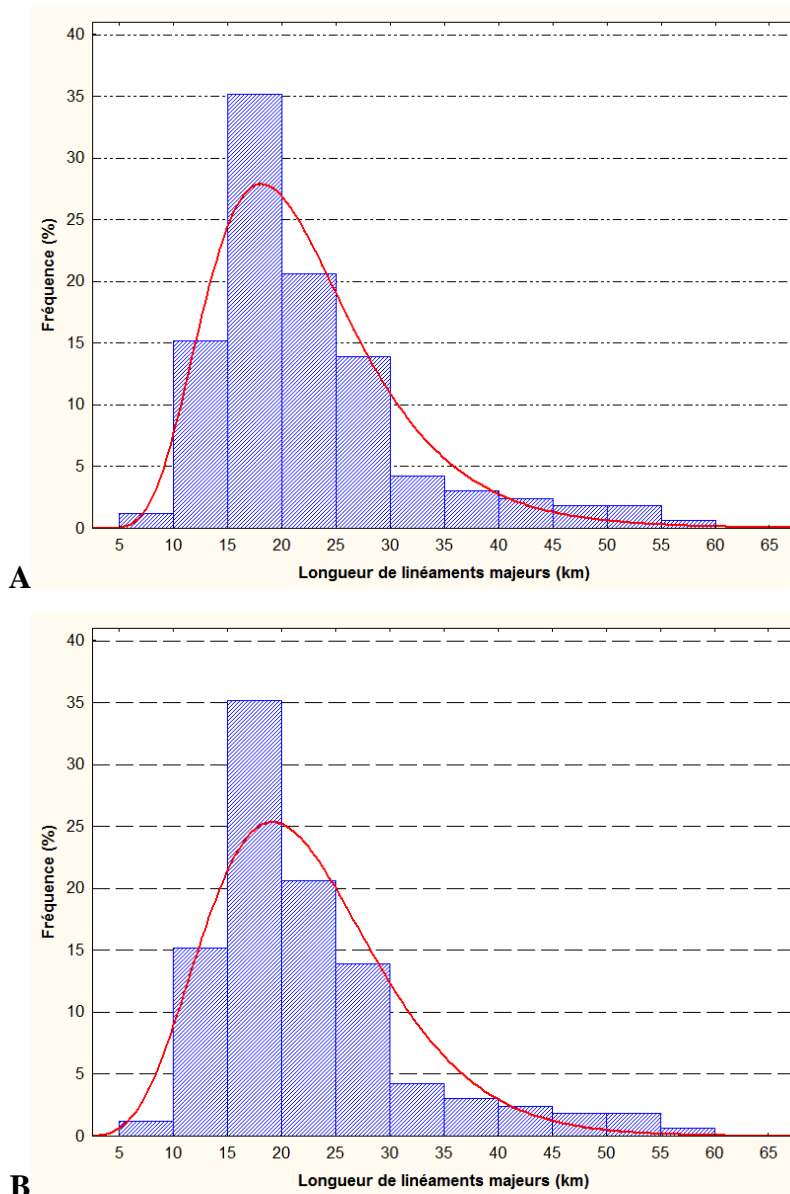


Figure 33. Distribution par classe de longueur des linéaments majeurs

A= loi log-normale ajustée ; B= loi gamma ajustée

La longueur cumulée de ces 168 linéaments est 3678,7 km sur une superficie de 8300 km², soit une densité surfacique de 0,44 km⁻¹.

5.2.2.2. Distribution de la longueur de la fracturation détaillée

La figure 34 permet d'examiner la loi empirique de distribution de la longueur des fractures détaillées. La proportion très faible des fractures à gauche du pic est principalement due à la difficulté d'observer les petites fractures sur une image à cette résolution.

Parmi les 2565 fractures observées (y compris les majeures), la longueur se situe dans l'intervalle entre 319 m et 56 040 m. Les longueurs peuvent être réparties en 130 classes avec un pas de 431 m. Pour simplifier, elles peuvent être regroupées en trois grandes classes :

- ✓ la classe principale qui contient les fractures dont les longueurs sont comprises entre 0,315 km et 6 km. Cette classe regroupe 69 % des fractures ;
- ✓ la seconde classe rassemble les fractures qui ont une longueur dans la gamme 6 km à 14,5 km, soit 22 % des fractures ;
- ✓ la troisième classe regroupe les fractures d'extension au-delà de 14,5 km ; elles représentent 9 % des fractures relevées.

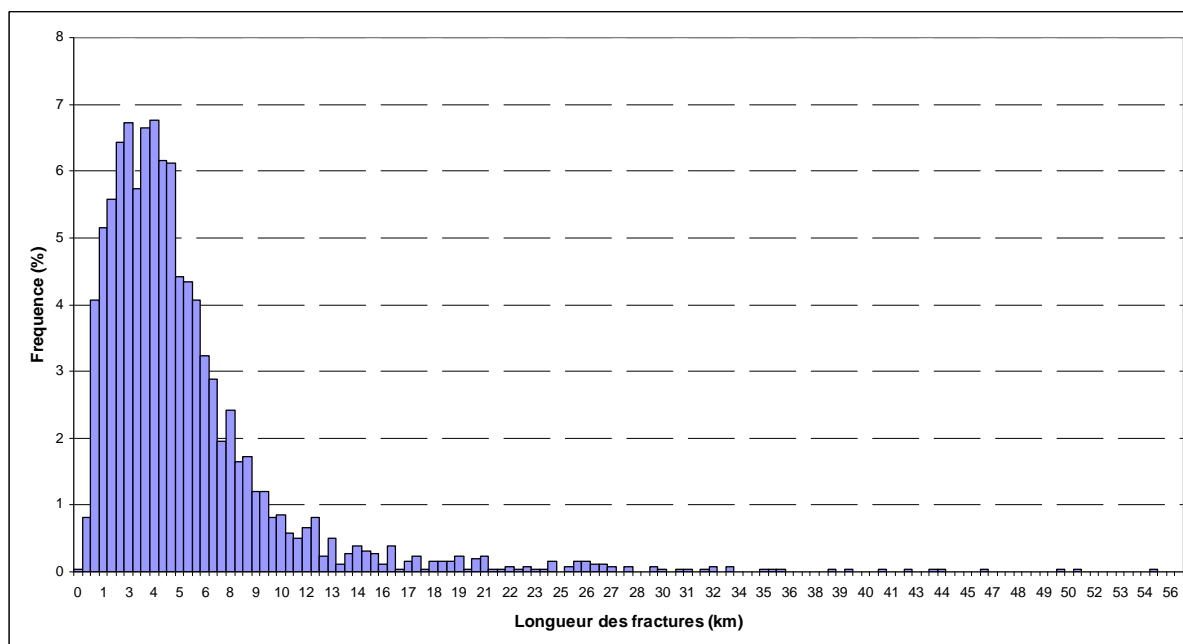


Figure 34. Distribution de la longueur de la fracturation détaillée

Les résultats des tests d'ajustement au seuil de signification de 1% par différentes lois sont donnés dans le tableau VII. Bien que la distance de Kolmogorov soit relativement faible (plus faible que dans le tableau VI) pour la loi log-normale, on peut retenir cet ajustement car les valeurs de khi2 calculé sont supérieures au khi2 théorique, même à un seuil nettement inférieur à 1 %.

Tableau VII. Ajustement de la distribution de longueur de la fracturation détaillée : test du khi2 et test de Kolmogorov-Smirnov

Loi de distribution et ses paramètres	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 théorique ($\alpha = 1\%$)	Test de K-S $p < 0,01$
Log-normale ($\mu=1,47$; $\sigma=0,71$)	57,09	4	18,47	0,028
Gamma ($\epsilon=2,84$; $\beta=0,51$)	néant	néant	néant	0,629
Exponentielle ($\lambda=0,17$)	162,72	6	22,46	0,165

NB. Moyenne (μ), Écart type (σ), Paramètre d'échelle (ϵ), Paramètre de forme (β), Paramètre exponentiel (λ)

Pour exprimer la distribution de fréquence, on fait $y = 500.f(L)$ où f est la loi paramétrée dans la première colonne.

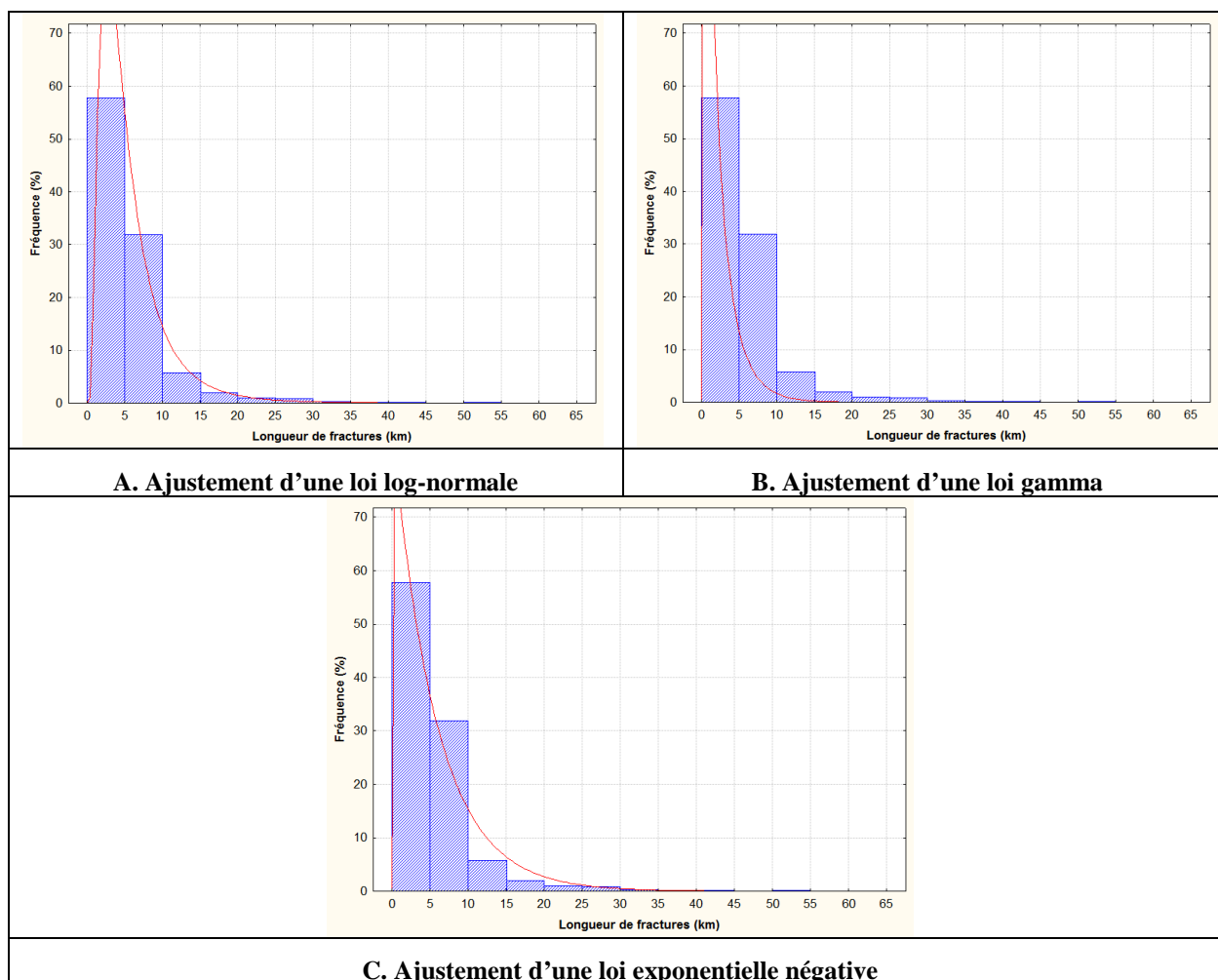


Figure 35. Ajustement de lois sur la distribution de longueur de fractures

Comme le montre la figure 35, ces lois (log-normale, gamma et exponentielle) ne permettent pas de bien décrire statistiquement la longueur des fractures (fracturation détaillée), notamment au niveau du pic près de 0, ainsi qu'aux grandes valeurs.

Nous essayons maintenant de modéliser cette distribution par une loi puissance. Sur la figure 36 a été reportée dans un diagramme logarithmique la distribution empirique de la

longueur avec un pas de classe de 431 m. Sur ce graphique, seule la partie de la courbe comprise entre 2,155 km et 20,680 km présente un comportement que nous jugeons linéaire. Nous avons donc ajusté sur cette partie une loi puissance d'expression :

$$n(L) = 1067,70 \times L^{-2,37} \quad (12)$$

La valeur de la pente obtenue ($p = 2,37$) est comprise entre 2 et 3, conformément à la théorie pour un réseau 2D connecté au-dessus du seuil de percolation.

Cependant, cette loi est mal caractérisée. Le coefficient résiduel R^2 est faible (0,90) et les tests d'ajustement ne sont pas concluants. En dessous de 2,155 km, cette loi puissance n'est pas respectée : la rupture de pente met en évidence la limite de résolution qui exclut ici 15 % des fractures (tant en nombre qu'en longueur cumulée rapportée au total). En outre, au-delà de 10 km, la courbe est mal définie du fait que de nombreuses valeurs de longueur ne sont échantillonnées qu'une fois ou deux. Ainsi, nous ne couvrons ici qu'un ordre de grandeur (de 2 à 20 km, résolution = $20/2 = 10$), ce qui est bien faible pour tester le caractère fractal d'une distribution. Mais pour cartographier toutes les fractures jusqu'à une longueur de 200 km, il faudrait analyser les images Landsat de la moitié de la Côte d'Ivoire, et pour descendre sous le seuil de 2 km, il faudrait recourir à la photographie aérienne (que nous n'avons pas). Cela dépasserait en tout cas le budget-temps alloué au projet.

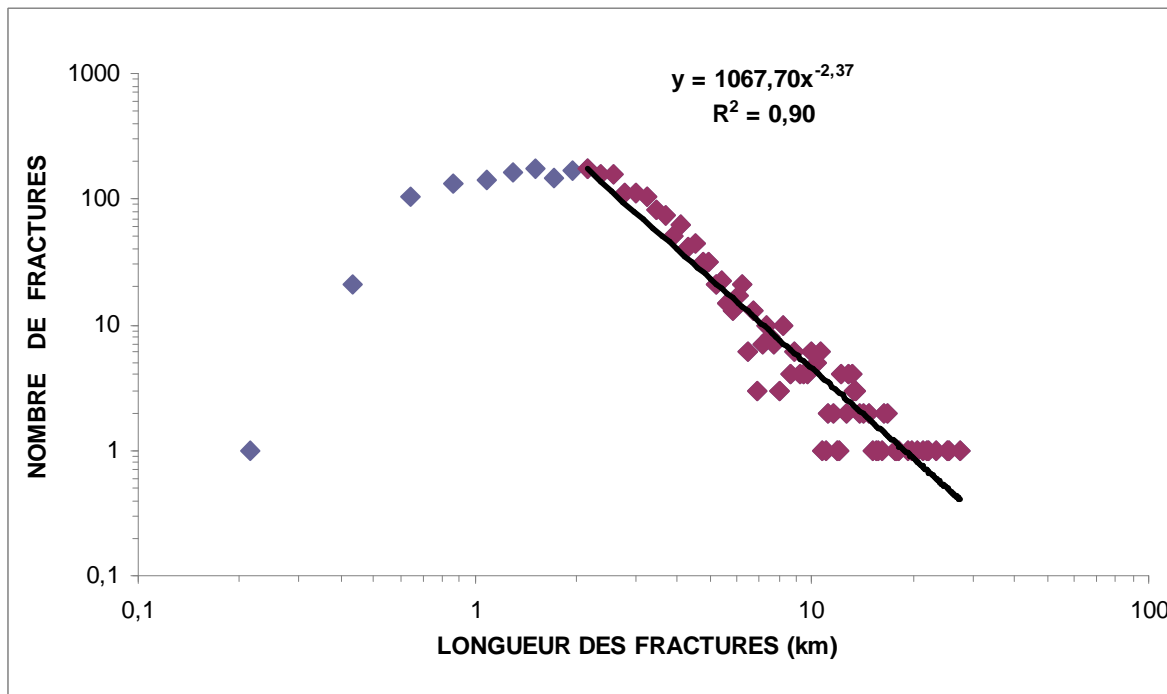


Figure 36. Ajustement d'une loi puissance sur la distribution de longueur de la fracturation détaillée

5.2.3. Distribution de l'espacement interfractural

5.2.3.1. Espacement des fractures majeures

Les résultats de l'analyse statistique de l'espacement des fractures, majeures seules ou détaillées, sont consignés dans le tableau VIII. L'espacement maximal observé dans le champ des linéaments majeurs est considérable et sa valeur tombe dans la classe de longueur la plus représentée, ce qui est logique. Comparativement aux fractures majeures, la distance moyenne entre les fractures détaillées est 3,5 fois moindre. Nous constatons que pour l'espacement des fractures de la carte détaillée (tous azimuts), la moyenne et l'écart-type prennent des valeurs très proches, ce qui exprime une grande homogénéité de l'espacement.

Tableau VIII. Échantillonnage de l'espacement entre les fractures

	Effectif	Moyenne (km)	Ecart type (km)	Minimum (km)	Maximum (km)
Fractures majeures	236	3,147	2,616	0,0090	14,277
Fracturation détaillée	1246	0,882	0,785	0,0006	6,641

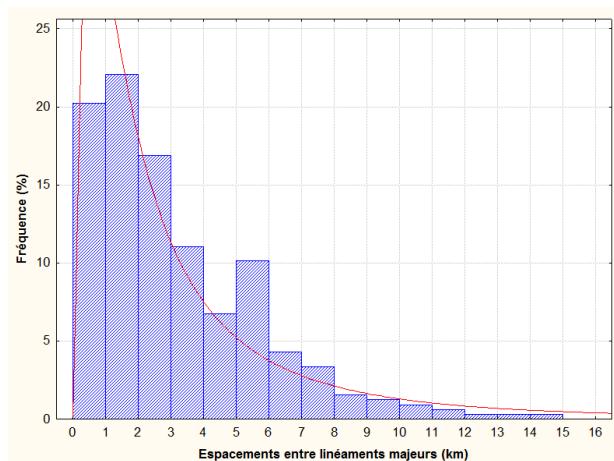
Là aussi, les tests d'ajustement sur les lois standard ont été faits au seuil de signification de 1 %, c'est-à-dire faible. Il est clair que la loi log-normale ne convient pas (tableau IX). La loi gamma s'ajuste sur l'histogramme de l'espacement entre les linéaments majeurs (figure 37) avec un coefficient de forme proche de 1, c'est-à-dire pour une loi gamma de forme proche d'une loi exponentielle négative. D'ailleurs, l'ajustement est correct aussi avec une loi exponentielle négative si l'on accepte de passer un peu sous le seuil de 1 %. Ce résultat signifie que le réseau détaillé des traces des mégafractures correspond à une distribution spatiale d'objets qui obéit approximativement à un processus de Poisson.

Tableau IX. Test d'ajustement de lois de distribution sur l'espacement entre les linéaments majeurs

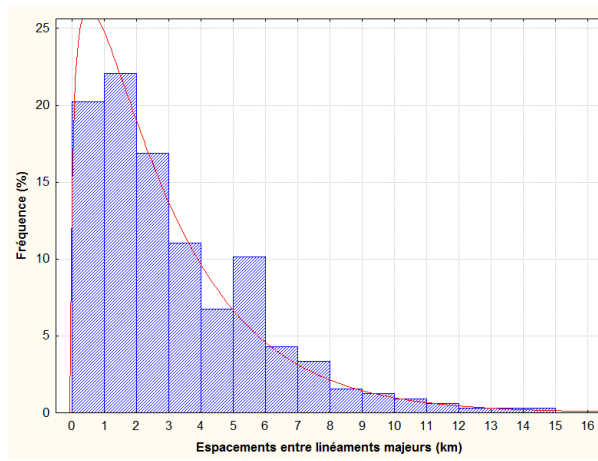
Loi de distribution et ses paramètres	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 théorique ($\alpha = 1\%$)	Test de K-S $p < 0,01$
Log-normale ($\mu=0,71$; $\sigma=1,10$)	46,10	9	21,66	0,888
Gamma ($\epsilon=2,40$; $\beta=1,21$)	16,69	8	20,09	0,067
Exponentielle ($\lambda=0,31$)	24,48	10	23,20	0,076

NB. Moyenne (μ), Écart type (σ), Paramètre d'échelle (ϵ), Paramètre de forme (β), Paramètre exponentiel (λ)

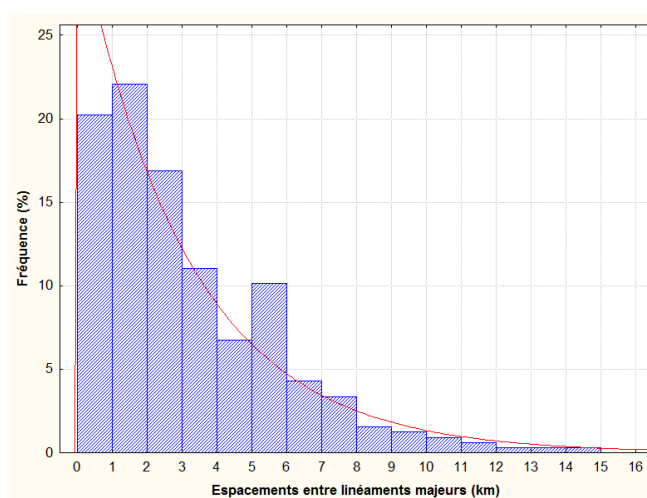
Pour exprimer la distribution de fréquence, on fait $y = 100.f(L)$ où f est la loi paramétrée dans la première colonne.



A. Ajustement d'une loi log-normale



B. Ajustement d'une loi gamma



C. Ajustement d'une loi exponentielle négative

Figure 37. Ajustement de lois de distribution sur l'espace entre fractures majeures

Même s'il n'est pas contradictoire en théorie avec un processus multifractal, ce résultat ne soutient pas l'hypothèse du caractère fractal de notre réseau dans cette gamme d'échelles, pas plus que le résultat obtenu sur le paramètre précédent, la longueur des traces de fractures. Pour s'en assurer, on testera néanmoins la loi puissance sur l'espace dans le cas de la fracturation détaillée.

5.2.3.2. Espacement des fractures détaillées

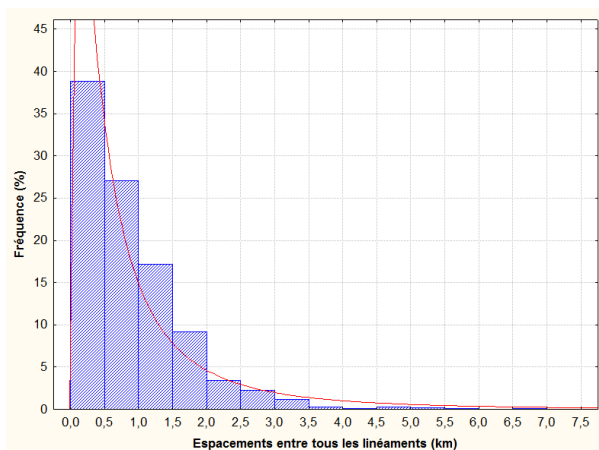
Le tableau X et la figure 38 montrent que la loi gamma est encore la mieux adaptée pour la description statistique de l'espace de la fracturation détaillée. L'ajustement est même meilleur que dans le cas des linéaments majeurs et le paramètre de forme se rapproche encore de 1, ce qui signifie que la censure des petites fractures est moins forte. D'ailleurs, la loi exponentielle négative convient aussi : du point de vue du khi2 et du test K-S, l'ajustement

semble moins bon, et respectivement meilleur, que dans le cas des linéaments majeurs. La loi log-normale viendrait ensuite mais avec un seuil de signification beaucoup plus faible.

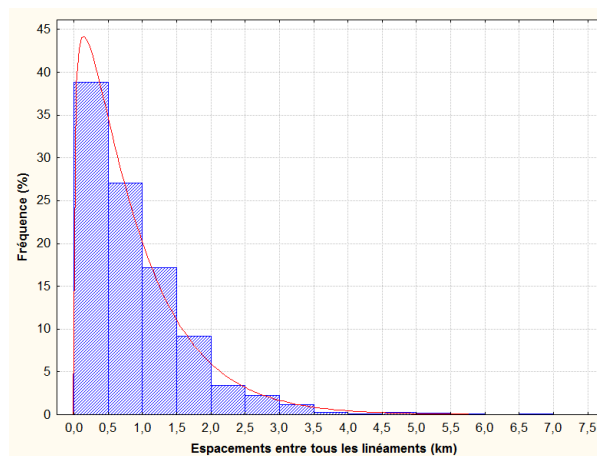
Tableau X. Test d’ajustement de lois de distribution sur l’espacement dans la fracturation détaillée

Loi de distribution et ses paramètres	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 théorique ($\alpha = 1 \%$)	Test de K-S $p < 0,01$
Log-normale ($\mu=-0,62$; $\sigma=1,17$)	146,15	10	23,20	0,091
Gamma ($\epsilon=0,74$; $\beta=1,18$)	11,07	6	16,81	0,027
Exponentielle ($\lambda=1,13$)	33,66	8	20,09	0,060

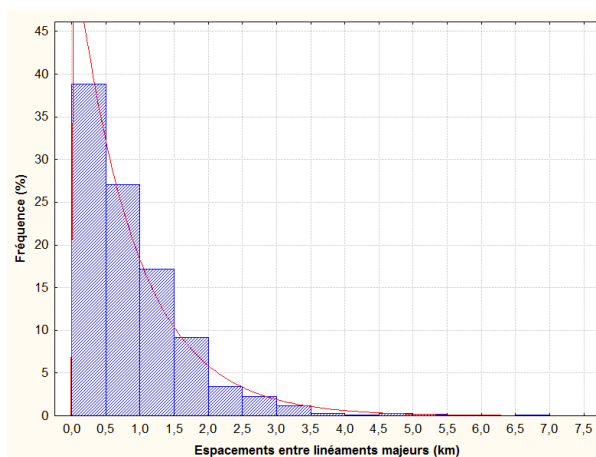
NB. Moyenne (μ), Écart type (σ), Paramètre d’échelle (ϵ), Paramètre de forme (β), Paramètre exponentiel (λ)
 Pour exprimer la distribution de fréquence, on fait $y=50.f(L)$ où f est la loi paramétrée dans la première colonne.



A. Ajustement d’une loi log-normale



B. Ajustement d’une loi gamma



C. Ajustement d’une loi exponentielle négative

Figure 38. Ajustement de lois sur la distribution de l’espacement, fracturation détaillée

L'ajustement de la loi puissance sur l'espacement entre les fractures détaillées (figure 39) ne présente pas une bonne corrélation linéaire. On observe une dégradation de la loi linéaire ajustée sur l'espacement dans un diagramme logarithmique, vers les petites valeurs et vers les grandes valeurs. Les causes en sont les mêmes que dans le diagramme de la longueur des linéaments. Par conséquent, les tests du khi2 et de K-S rejettent l'ajustement de cette loi, même en choisissant un seuil de signification très faible.

Ces résultats confirment donc les précédents et l'interprétation par un processus de Poisson reste la meilleure que nous ayons pour modéliser la distribution spatiale des fractures.

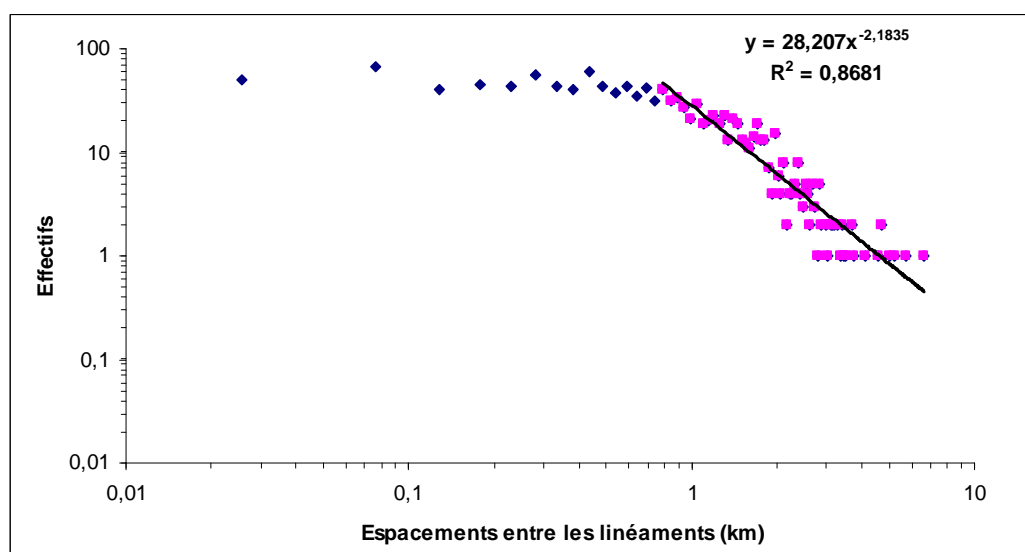


Figure 39. Distribution de l'espacement, fracturation détaillée : échec de l'ajustement de la loi puissance dans un diagramme logarithmique

5.3. Discussion sur l'analyse de la cartographie des linéaments

Les linéaments ont été assimilés après validation à des mégafractures d'origine tectonique ; c'est le cas de la faille crustale de Hana-Lobo et de quelques autres failles connues sur les résultats de cartographie antérieure depuis les années 1960. Par extension, on a considéré que c'est vrai pour la quasi-totalité des linéaments levés pour la présente thèse. La forte densité de fracturation et la connectivité du réseau 2D témoignent de l'intensité des mouvements tectoniques qui ont eu lieu dans cette partie ouest du territoire ivoirien au cours des temps géologiques. Par la suite, on distingue une carte des mégafractures majeures et une carte des mégafractures détaillées. On utilisera pour simplifier le terme fracture à la place de mégafracture mais il ne faut pas oublier qu'il s'agira toujours pour nous de fractures de longueur kilométrique au moins.

L'analyse de l'orientation des fractures dans le département de Soubré a montré une grande dispersion avec toutefois des directions prépondérantes. On confronte d'abord les directions les plus significatives avec celles mentionnées dans les travaux des chercheurs ayant travaillé en Côte d'Ivoire.

En comparant la rosace des fractures majeures de Soubré aux orientations principales des cassures pour l'ensemble de la Côte d'Ivoire, on constate que toutes les directions bien connues à l'échelle du pays (N30-40 ; N100-110 ; N120-130 ; N150-160 et N170-180) ont été trouvées aussi sur la carte des fractures majeures de Soubré, dans des proportions différentes.

Notre travail confirme l'abondance des directions N100, N120, N150 et N170 relevées par Tagini (1971) et Biémi (1992), ainsi que les familles relevées par Faillat (1986, communication personnelle). Cet auteur a bénéficié de la photographie aérienne dans la région de Diekekro (vallée du Nzi) et a pu comparer les familles directionnelles à l'échelle 1/50 000, au 1/20 000, au 1/5 000 et au 1/1 000 pour constater que c'est seulement à cette dernière échelle que les familles principales (N70 et N110) laissent apparaître une troisième famille (N20) plus locale.

En revanche, notre pic secondaire N130-N140 n'est pas suffisant pour être vraiment représentatif de l'abondance de fractures autour de N140 rencontrée dans plusieurs régions de Côte d'Ivoire. Cependant, dans notre fracturation détaillée, la famille secondaire N140 peut être associée aux filons de dolérites du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire observées par Tagini (1971), Papon et Lemarchand (1973). De plus, dans nos données, la direction N30, témoin de l'orogénèse panafricaine (600 Ma), a été trouvée seulement dans les formations géologiques qui entourent le mont Kourabahi (au nord-est de la ville de Soubré).

L'analyse de la longueur des fractures montre que ce paramètre géométrique est mal décrit par les lois de probabilité testées : log-normale, gamma, exponentielle, et puissance. Cependant, la meilleure loi est la loi log-normale, ce qui est un résultat classique dans la littérature (Priest, 1993) sur les traces de fractures observées sur des supports 2D (surfaces plus ou moins planes). Le relativement bon ajustement de cette loi peut s'expliquer de façon générale par la forme de la distribution qui compte un nombre négligeable de fractures sous un certain seuil et un pic très marqué immédiatement au-dessus de ce seuil. Ceci est dû à la censure appliquée lors du levé, censure due à la résolution de la méthode employée et qui existe pour toute méthode.

Cependant, des études faites en Europe par Odling (1997) et Bour (1997), et en Côte d'Ivoire par Kouamé (1999), ont défendu l'idée que la loi puissance permet mieux de décrire la distribution de longueur des fractures. Cette loi exprime le caractère fractal, réel ou

supposé, du réseau de fractures. La distribution en loi puissance se caractérise par l'exposant p , dont la valeur exprime la pente dans un graphe logarithmique, i.e. la proportion de petites fractures par rapport aux grandes. On compare nos résultats avec les observations faites par Bodin et Razack (1999) et Lasm (2000), qui, pour une étude analogue ont trouvé respectivement $p = 2,68$ et $p = 2,91$. L'application de cette loi à notre champ de fracturation donne une valeur de $p = 2,37$ qui signifie que notre réseau est plus pauvre en petites fractures que les réseaux étudiés par ces auteurs, ce qui peut refléter une réalité mais peut signifier simplement que la résolution de nos images ou notre mode de levé censure les petites fractures plus sévèrement que dans les travaux de ces auteurs. La valeur de p doit être interprétée avec beaucoup de précaution, d'autant plus que la qualité de l'ajustement est médiocre.

La contradiction apparente entre le modèle log-normal et le modèle monofractal peut se dépasser simplement en rappelant qu'ils ne sont que des cas particuliers dans un cadre multifractal. Les premiers modèles concrets de cascade ont été élaborés pour simuler l'intermittence dans les processus stochastiques tels que la turbulence. Les deux modèles les plus connus (le modèle « log-normal » et le β -modèle) sont les extrêmes d'une famille continue de modèles de cascade multifractale caractérisés chacun par un indice α qui est une mesure de l'extension de la hiérarchie de singularités (Schmitt et al., 1992) : $\alpha = 0$ pour le β -modèle, le seul cas monofractal, et au maximum $\alpha = 2$ pour le modèle log-normal. Plus précisément, α est l'indice de Lévy du générateur du processus.

Quant à l'espacement entre les fractures, Genter et Castaing (1997), Bodin et Razack (1999) en France, Bilé (2002) et Assoma (2005) en Côte d'Ivoire, ont avancé qu'il suit une loi puissance. Les travaux de ces derniers auteurs ont eu lieu à 200 km de Soubré, dans des formations géologiques similaires à celles de Soubré, et avec une méthodologie d'acquisition des linéaments similaire à la nôtre.

Il est donc remarquable que les espacements calculés dans notre cas n'obéissent pas à une loi puissance mais à une loi exponentielle négative ou une loi gamma proche d'une exponentielle, ce qui rejoint des résultats classiques sur le caractère poissonien des réseaux de fractures (Baecher, 1983 ; Fouché, 1999). Ce caractère poissonien, donc homogène, n'est peut-être pas conforme à la structure multi-échelle du réseau de fractures qui reste inconnue pour nous, mais il est une réalité du réseau imagé par les techniques utilisées à l'échelle de travail choisie et on peut poser cette hypothèse pour raisonner sur le biais d'échantillonnage.

Dans le cadre d'un réseau poissonien, on trouve une loi exponentielle d'espacement en parcourant une ligne d'échantillonnage à condition que l'on mesure tous les espacements entre fractures consécutives. Si on ne prend en compte qu'une fracture sur k (i.e. on saute d'une fracture à la $k^{\text{ème}}$ suivante), on obtient une loi gamma de facteur de forme égal à k (entier). Le facteur de forme β (réel non entier) de la loi gamma obtenue s'interprète alors ainsi : c'est la distribution de l'espacement quand on prend 1 fracture sur β dans le réseau. Ainsi, $\beta = 1,2$ signifie que l'on a vu 10 fractures sur 12 ou, dit autrement, que l'on en a sauté en moyenne 2 sur 12. Bien sûr, nous ne ratons aucun linéament présent sur notre carte. Si le réseau réel des linéaments est poissonien, il en résulte que l'on a raté une proportion de $2/12$ linéaments (16,7 %) à la source, lors du levé des linéaments sur les images. On a ainsi une bonne estimation du biais d'échantillonnage affectant les petites fractures dans notre levé.

A priori, ces linéaments inconnus, absents de notre carte car non vus sur les images alors qu'ils existent dans le réseau réel s'il est poissonien, sont de petite taille. Il faut donc les ajouter aux 15 % de petites fractures de longueur inférieure à 2,155 km déjà vues. Le nombre N de linéaments cartographiés étant connu, on peut donc calculer le nombre réel des petites fractures : $(0,167 / 0,833 + 0,150) \times N$; et leur proportion dans le réseau réel : $(0,167 + 0,150 \times 0,833 = 29,2 \%)$. On constate que cette estimation conduit à ajouter seulement $0,167 / 0,833 \times N = 20 \% \times N$ au nombre réel de petites fractures, alors qu'une extrapolation suivant la loi puissance ajustée sur la figure 36 donnerait des milliers de petites fractures supplémentaires... Cette discussion sur le biais d'échantillonnage n'a donc rien d'anodin.

Le caractère fractal nécessiterait, pour être démontré, de travailler sur plusieurs ordres de longueur de linéament et donc d'espacement. Mais si ce caractère était une réalité, l'ajustement de la loi puissance sur nos données aurait dû être moins médiocre, même sur un seul ordre de grandeur. On met donc en doute l'hypothèse de l'autosimilarité du réseau.

À ce stade, la question de la perméabilité de ces fractures par rapport à la perméabilité moyenne du bassin versant reste entière et il n'est pas question de calculer un écoulement par percolation dans ce réseau comme on a pu le faire au voisinage d'une cavité ou d'un tunnel (Pouya et Fouché, 2009). Par ailleurs, les écoulements sont gouvernés avant tout par la loi de Darcy : ils dépendent non seulement de la perméabilité du milieu mais aussi de la charge disponible. À l'échelle régionale, la charge dépend elle-même de la topographie, surtout dans les régions de socle qui sont par nature peu perméables (Lachassagne et Wyns, 2006 ; Maréchal et *al.*, 2007). On y reviendra dans le chapitre 6. Pour nous, la description du réseau n'était donc qu'une étape préparatoire à l'identification des aquifères fonctionnant à une échelle plus locale : il s'agit donc maintenant de désagréger le territoire en blocs.

5.4. Analyse du réseau en segments et en blocs

On s'intéresse particulièrement aux granitoïdes (zone au SE de la faille majeure) car ils sont plus hétérogènes que l'unité schisteuse de Hana-Lobo (zone au NO) et le taux d'échec des forages y est plus fort, de l'ordre de 50 %. La carte de la figure 40 est un extrait du champ de la fracturation détaillée qui correspond à une portion du bassin versant du Sassandra située dans le sud-est du département. Elle est limitée au NO par la faille de Hana-Lobo et au SE par la rivière Débo. Les villes de Soubré, Yabayo et Okrouyo s'y trouvent. Le champ de fractures de cet espace est composé de 983 linéaments répartis sur une surface de 2 829,9 km².

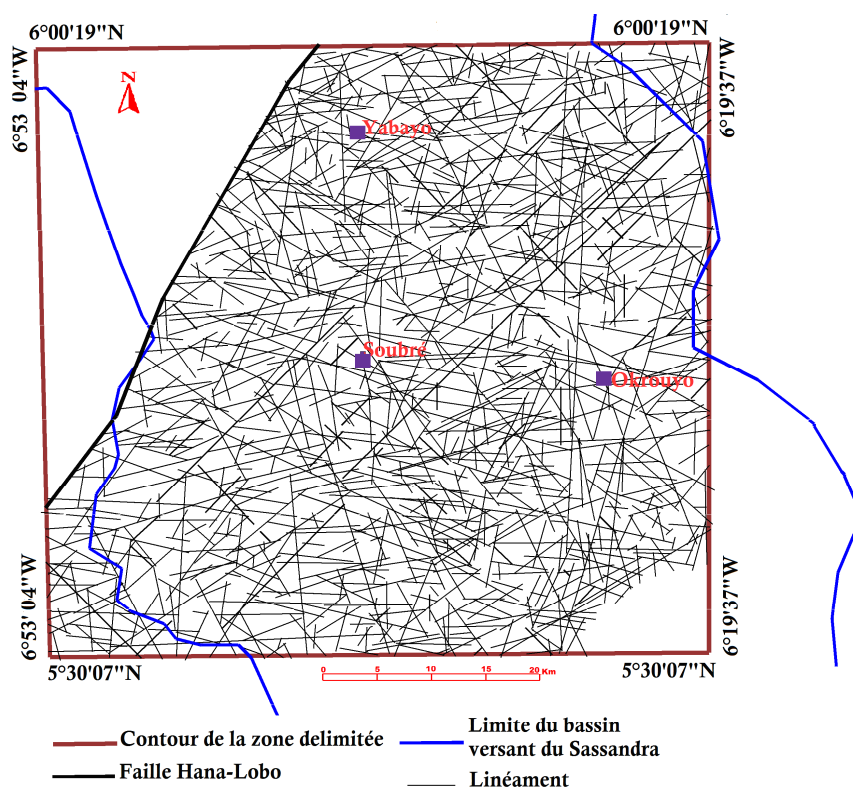


Figure 40. Carte linéamentaire de la zone sud-est du département de Soubré

Ce champ de linéaments délimite des figures géométriques (blocs) dont les côtés sont des segments individuels. Dans une approche de modélisation, l'analyse de ces segments et de ces blocs aurait nécessité au préalable : soit l'élimination des 15 % de linéaments inférieurs à 2 km dont l'échantillonnage est biaisé, comme on l'a vu, soit la correction de ce biais par une simulation des petits linéaments manquants (17 % environ). On décide de continuer dans une approche descriptive : pour rester proche des données, on les garde dans le champ. L'absence de 50 % d'entre eux produira donc un déficit de petits blocs que l'on ne sait pas estimer.

5.4.1. Décomposition de la carte de linéaments en segments individuels

Les étapes du traitement de l'image de la figure 40 sont présentées en totalité dans l'annexe 5, ainsi qu'un extrait des résultats numériques obtenus par analyse d'image pour divers paramètres (pour les 50 premiers segments et les 50 premiers blocs).

Les figures 41, 42 et 43 illustrent 3 étapes du traitement de l'image. La figure 41 est le résultat de la transformation du champ de linéaments de départ en image à 256 niveaux de gris. Cette opération a pour but d'améliorer la vision de l'image en modifiant le contraste et la luminosité dans les différentes gammes de gris. Elle constitue l'image d'entrée pour la suite de l'analyse. Ensuite, la figure 42 donne le résultat obtenu après différentes opérations de traitement d'image : on aboutit à l'image « labellisée » qui montre les segments individualisés et déconnectés. Enfin, on présente figure 43 l'image « labellisée » des blocs individualisés.



Figure 41. Linéaments en 256 niveaux de gris

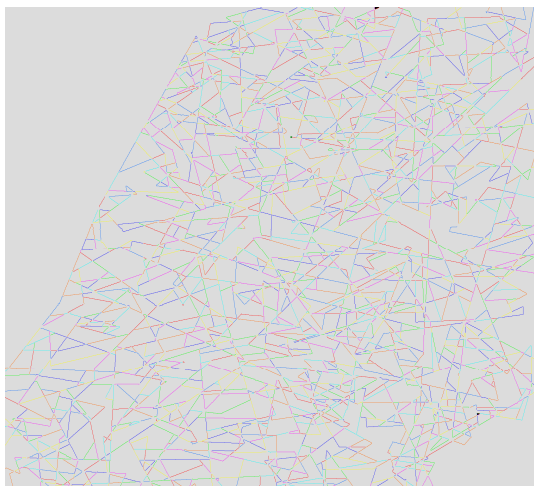


Figure 42. Image « label » des segments

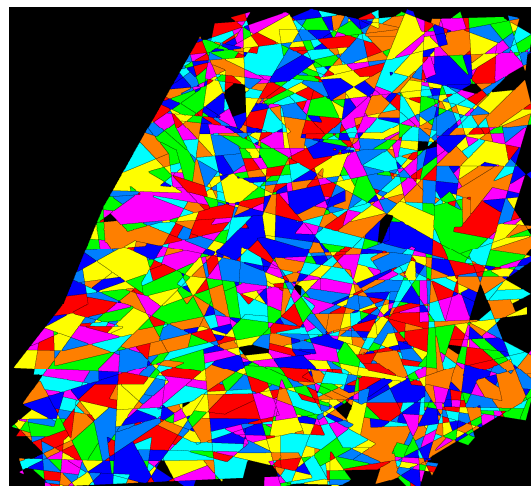


Figure 43. Image « label » des blocs

Les outils de quantification donnent des informations telles que la longueur de segment, le périmètre, l'aire de bloc et le diamètre équivalent, l'orientation des grands axes des blocs.

5.4.1.1. Longueur des segments

À l'issue de ce traitement, par intersection mutuelle des 983 linéaments, nous avons isolé 4 296 segments qui se distinguent les uns des autres graphiquement par des couleurs, chacun étant identifié par un numéro (label). Leur longueur cumulée totale est estimée à 4 352 km. Le segment le plus petit mesure 0,042 km et le plus long 5,4 km. La longueur moyenne est de 1 km. Ces segments ainsi « labellisés » sont aussi les côtés des blocs.

Sur les longueurs des segments individualisés, on a ajusté les mêmes modèles déjà utilisés (figure 44). Les résultats des ajustements suivant le test de khi2 (χ^2) et de K-S sont résumés dans le tableau XI. Les valeurs du khi2 calculé sont nettement supérieures au khi2 théorique : selon ce test, les lois log-normale, gamma et exponentielle ne permettent pas de décrire statistiquement (au seuil de signification de 1 %) la longueur des segments. Les tests montrent cependant que la meilleure loi reste le modèle log-normal, dont la distance de Kolmogorov est à peine plus grande que celle obtenue pour les linéaments détaillés.

Devant le faible niveau de signification d'ajustement de ces modèles aux longueurs des segments, nous avons testé la loi puissance (figure 45). En dessous de 3 km, les points se présentent en cloche. Au-delà de 3,7 km, les points suivent une tendance décroissante. L'intervalle de 0,378 km à 2,64 km obéirait à une loi puissance d'expression :

$$n(l) = 16,59 \times l^{-2,99} \quad (13)$$

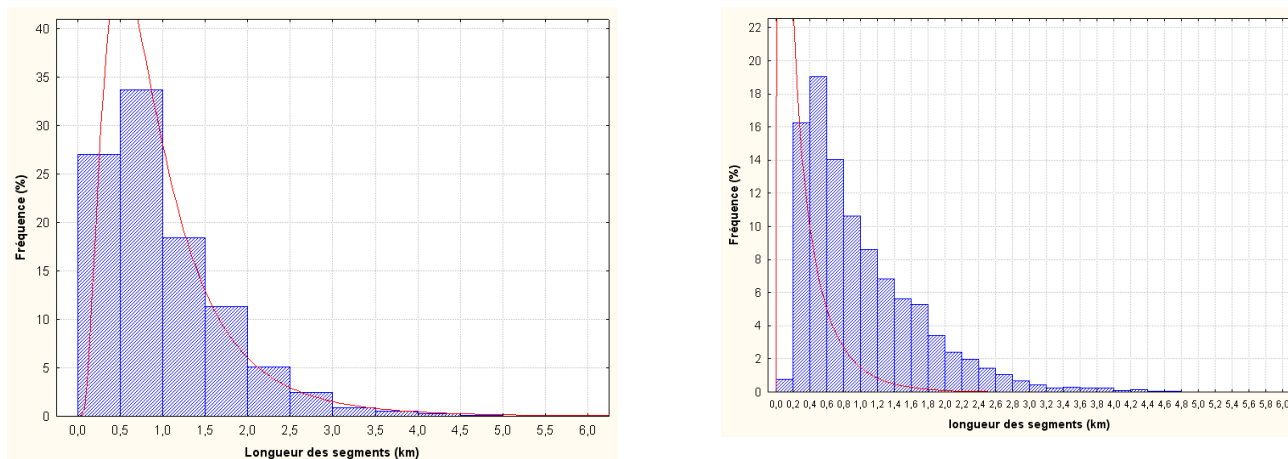
Avec un faible coefficient de détermination ($R^2 = 0,91$) qui est similaire aux coefficients obtenus sur les paramètres précédents, cette loi ne peut pas être considérée comme probable. De plus, le test de khi2 effectué entre les effectifs théoriques et les effectifs empiriques donne des valeurs élevées du khi2 et du nombre de degrés de liberté (résultats non montrés ici).

Tableau XI. Test d'ajustement de la longueur des segments obtenus par intersection de la fracturation détaillée dans un sous-domaine de la zone d'étude

Loi de distribution et ses paramètres	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 théorique ($\alpha = 1 \%$)	Test de K-S $p < 0,01$
Log-normale ($\mu = -0,21$; $\sigma = 0,68$)	96,36	9	21,66	0,038
Gamma ($\epsilon = 0,43$; $\beta = 2,37$)	104,27	6	16,81	0,065
Exponentielle ($\lambda = 0,99$)	510,98	10	23,20	0,203

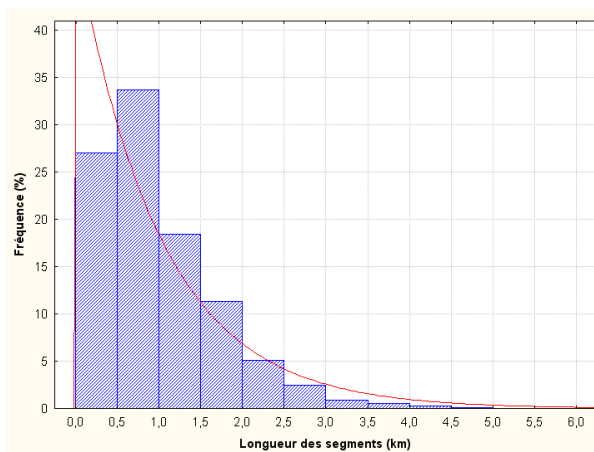
NB. Moyenne (μ), Écart type (σ), Paramètre d'échelle (ϵ), Paramètre de forme (β), Paramètre exponentiel (λ)

Pour exprimer la distribution de fréquence, on fait $y = 50 \cdot f(L)$ où f est la loi paramétrée dans la première colonne.



A. Ajustement d'une loi log-normale

B. Ajustement d'une loi gamma



C. Ajustement d'une loi exponentielle négative

Figure 44. Distribution de la longueur des segments

De plus, la valeur 3 est considérée comme la limite réaliste en 2D pour des linéaments : l'exposant de la loi puissance est ici presque égal à cette limite. Le passage d'un exposant 2,37 pour les linéaments à un exposant 3 pour les segments correspond simplement au fait qu'en divisant les linéaments en segments, on a produit un bien plus grand nombre de petits objets aux dépens des grands. En outre, l'observation minutieuse de cette courbe dévoile un premier comportement linéaire sur une petite distance (entre 1 et 2 km), puis un second de pente différente (entre 0,2 et 1 km). Ceci est peut-être dû au biais déjà mentionné affectant l'échantillonnage des petits linéaments. En tout cas, il n'est donc pas possible de modéliser cette distribution par une seule loi puissance comme on l'a tenté ici.

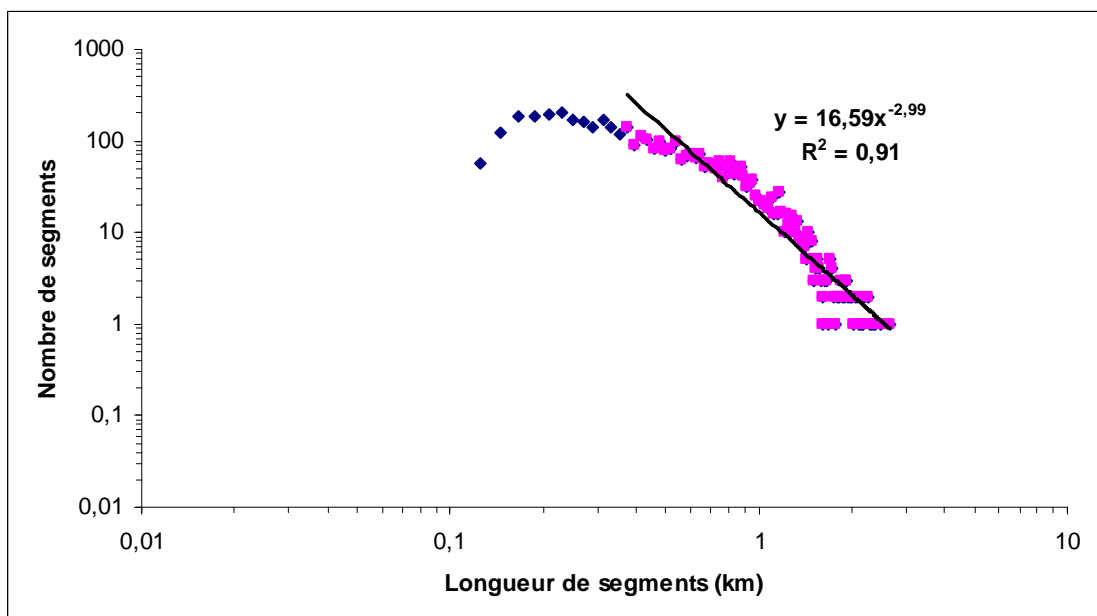


Figure 45. Echec de l'ajustement de la longueur des segments par une loi puissance

5.4.1.2. Orientation des segments

Pour l'orientation, nous divisons l'intervalle $[0 ; 180^\circ]$ en classes d'orientation (secteur angulaire) de 18 degrés. Dans le diagramme directionnel des segments (figure 46), comparé à la distribution des linéaments, la classe subméridienne (N00-N18) prend ici l'ascendant.

Par rapport à ces données brutes qui se classent en 2 familles orthogonales (une majoritaire N162 à N54 et une minoritaire N54 à N162), la représentation pondérée par la longueur des segments (figure 47) atténue la variabilité : elle lisse un peu l'histogramme de l'orientation en diminuant notamment la classe N00-N18 qui était surreprésentée à cause du découpage intense des linéaments N-S. Cependant, les 4 classes de la famille majoritaire ci-dessus regroupent toujours la majorité (60 %) des données en une seule famille centrée sur N15 à N20. Le reste des données (40 %) appartient à la seconde famille centrée sur N110. Cet histogramme d'orientation sera comparé à celui des blocs individualisés.

En réorganisant l'histogramme autour de sa valeur moyenne (et en réduisant le nombre de classes), on a pu tester l'ajustement d'une loi normale (figure 48). On obtient les paramètres statistiques suivants : $\chi^2 = 1058,77$; $dl = 7$; χ^2 théorique = 18,47 au seuil de 1 % ; D de K-S = 0,109. Ce n'est pas probant, ce qui s'explique par le manque de symétrie de cet histogramme dû à l'existence des deux familles mentionnées. D'autres lois ne donneront pas de meilleur résultat.

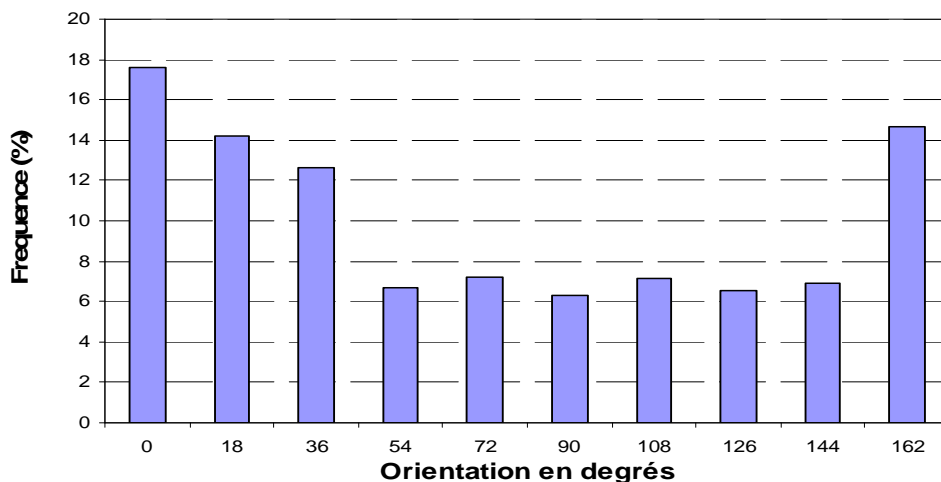


Figure 46. Histogramme directionnel des segments

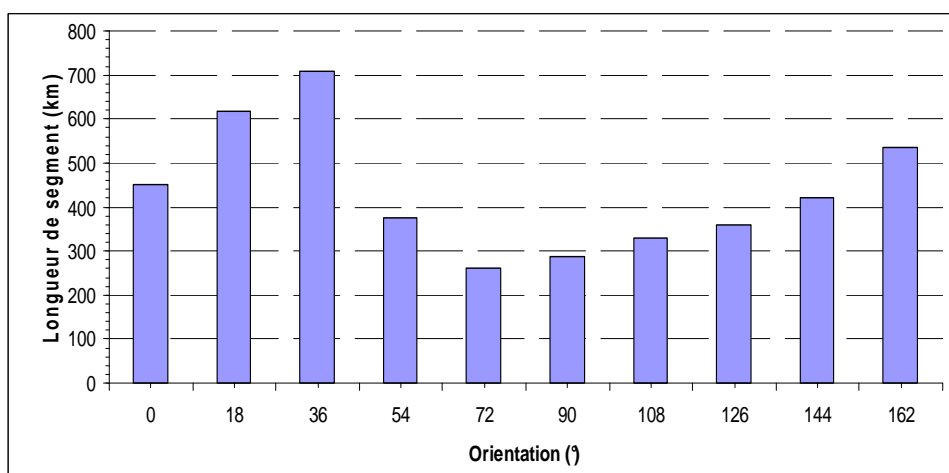


Figure 47. Histogramme directionnel des segments, pondéré par leur longueur cumulée

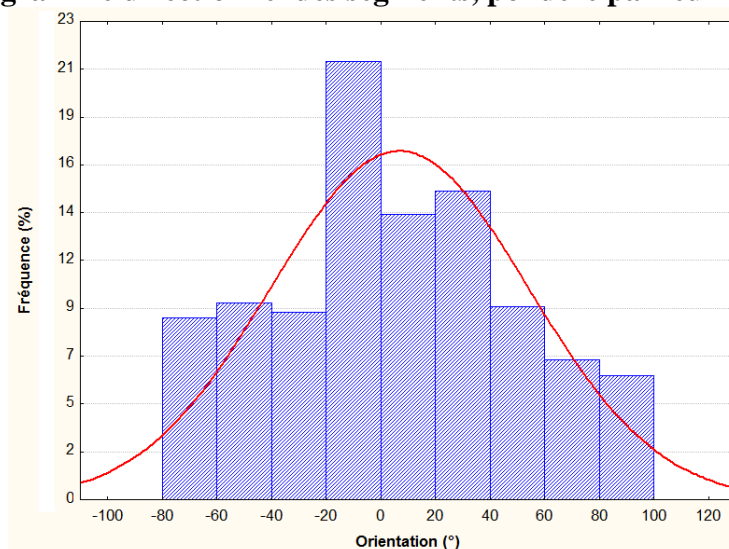


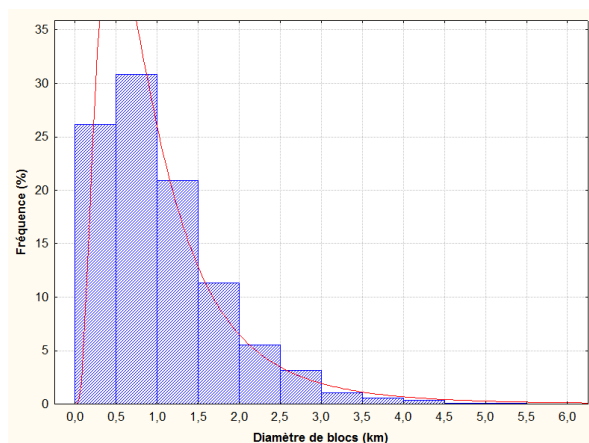
Figure 48. Histogramme directionnel des segments pondéré par leur longueur cumulée, réorganisé autour de la direction moyenne. Échec de l'ajustement d'une loi normale

5.4.1.3. Surface et diamètre des blocs

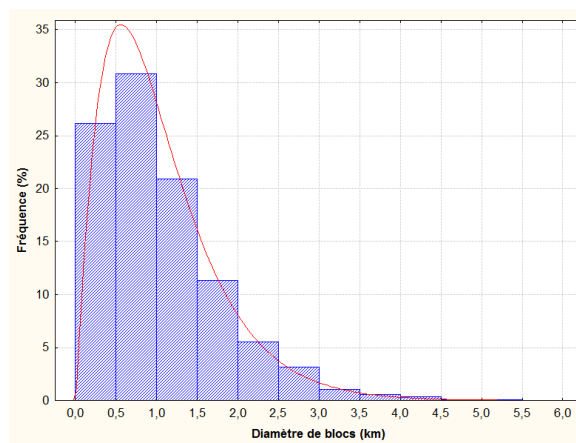
La figure 43 montre les blocs délimités par les fractures : nous avons dénombré 1 869 blocs. La surface de ces blocs est une variable comprise dans l'intervalle [0,011 km² ; 22,400 km²]. Pour se faire une idée plus concrète de ces surfaces, on peut dire simplement qu'elles sont comprises entre 1,1 hectare (ha) et près de 2 240 ha, avec une moyenne de 129 ha.

Le nouveau paramètre représentatif du bloc est le diamètre équivalent. Il correspond au diamètre d'un cercle virtuel ayant la même superficie que le bloc considéré. Les diamètres des blocs présentent des valeurs entre 0,121 km et 5,341 km avec une moyenne de 1,050 km.

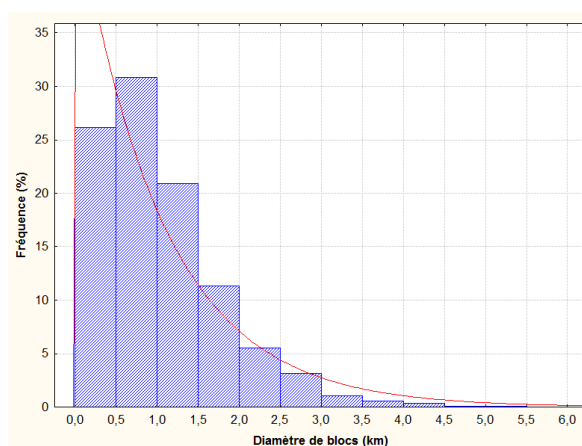
De même que la longueur des linéaments et des segments, les valeurs du diamètre équivalent des blocs ont aussi été ajustées par les modèles les plus fréquemment utilisés que sont les lois log-normale, gamma et exponentielle (figure 49).



A. Ajustement d'une loi log-normale



B. Ajustement d'une loi gamma



C. Ajustement d'une loi exponentielle négative

Figure 49. Distribution de longueur du diamètre équivalent des blocs

Tableau XII. Test d'ajustement de la longueur des diamètres équivalents des blocs obtenus par intersection de la fracturation détaillée dans le sous-domaine

Loi de distribution et ses paramètres	χ^2 calculé	Degrés de liberté	χ^2 théorique ($\alpha = 1 \%$)	Test de K-S $p < 0,01$
Log-normale ($\mu=-0,20$; $\sigma=0,74$)	51,17	8	20,09	0,045
Gamma ($\epsilon=0,48$; $\beta=2,15$)	13,91	6	16,81	0,029
Exponentielle ($\lambda=0,95$)	218,52	10	23,20	0,139

NB. Moyenne (μ), Écart type (σ), Paramètre d'échelle (ϵ), Paramètre de forme (β), Paramètre exponentiel (λ)
 Pour exprimer la distribution de fréquence, on fait $y = 50.f(L)$ où f est la loi paramétrée dans la première colonne.

Le test du khi2 au seuil de signification de 1 % a conduit à accepter la loi gamma (tableau XII). L'ajustement est très bon puisqu'il serait quasiment admis au seuil de 5 % où le khi2 théorique est de 12, 59. Il s'agit d'une loi gamma dont le paramètre de forme est bien différent de 1 donc éloigné d'une loi exponentielle. Le test de K-S montre qu'éventuellement la loi log-normale serait acceptable à un seuil un peu plus faible que 1 %.

Avec un objectif de comparaison, le diamètre équivalent de bloc a été également soumis à la loi puissance. L'analyse du diagramme logarithmique de la distribution (figure 50) révèle que dans l'intervalle entre 0,690 km et 2,61 km, les points s'alignent suivant une droite. Ils s'ajustent à une loi puissance d'expression :

$$n(d) = 26,11 \times d^{-3,75} \tag{14}$$

Nous constatons qu'une fois de plus, le coefficient de détermination (R^2) de l'ajustement est égal à 0,90. Il est donc de la même qualité que les ajustements testés avec la loi puissance sur les variables précédentes, c'est-à-dire médiocre.

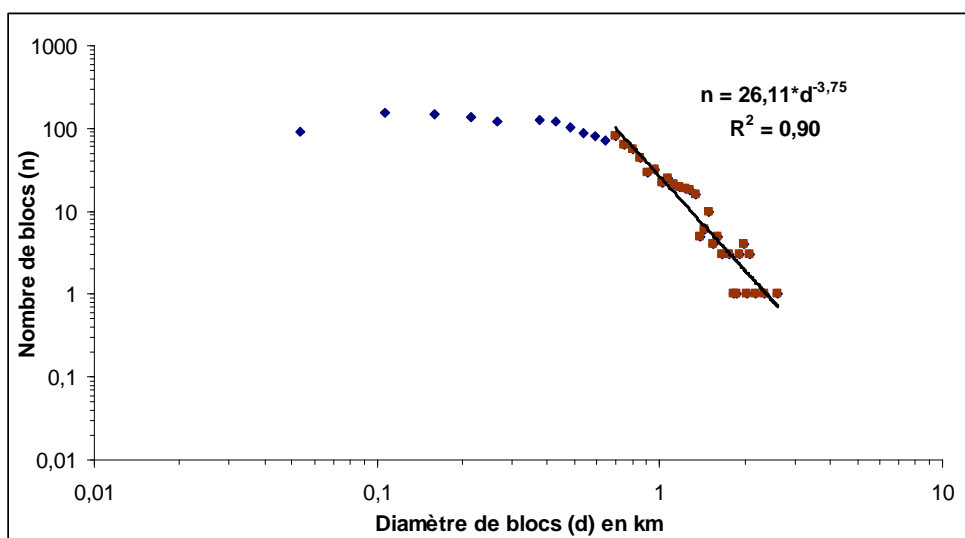


Figure 50. Ajustement de la loi puissance sur le diamètre équivalent des blocs

L'exposant caractéristique présente une valeur élevée, très supérieure à 3. Cela exprime, comme le passage des linéaments aux segments, que le passage des segments aux blocs a encore augmenté la proportion des petits objets. Cette croissance de la pente (exposant de la loi puissance) au cours de notre démarche correspond au fait que nous observons des objets dont le degré de connectivité est croissant.

5.4.1.4. Orientation des blocs

La distribution directionnelle des grand-axes des blocs (figure 51) s'organise autour d'un pic vers N20 et d'un minimum à N100. Elle présente donc une forte similitude avec l'histogramme de l'orientation des segments pondéré par leur longueur, avec un effet de lissage encore plus marqué. Ainsi, les blocs de direction E-O sont rares dans l'espace étudié. Les blocs d'orientation N20 à N50 sont les plus fréquents (cumulant 33 %). Un second pic est notable entre N160 et N180.

En pondérant l'orientation des grands axes des blocs par la longueur de leurs diamètres équivalents, longueur qui traduit la superficie des blocs, on obtient la figure 52 qui ne présente pas de différence significative avec la figure 51. Nous attribuons cette similitude au fait que, on l'a vu, la distribution de la longueur des diamètres est très serrée autour d'une valeur moyenne de 1 (km). En raison d'un relatif déficit dans la classe N00-N20 comprise entre les deux pics, l'ajustement d'une loi normale échoue (figure 53). On obtient les paramètres statistiques suivants pour la loi normale : $\chi^2 = 233,77$; $dl = 7$; χ^2 théorique = 18,47 au seuil de 1 % ; D de K-S = 0,128.

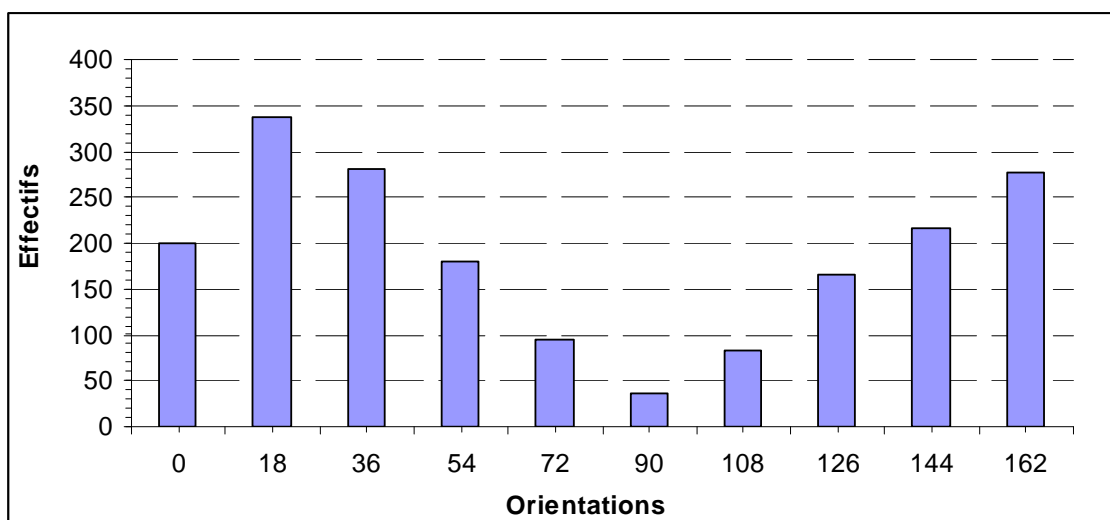


Figure 51. Histogramme directionnel des grands axes des blocs

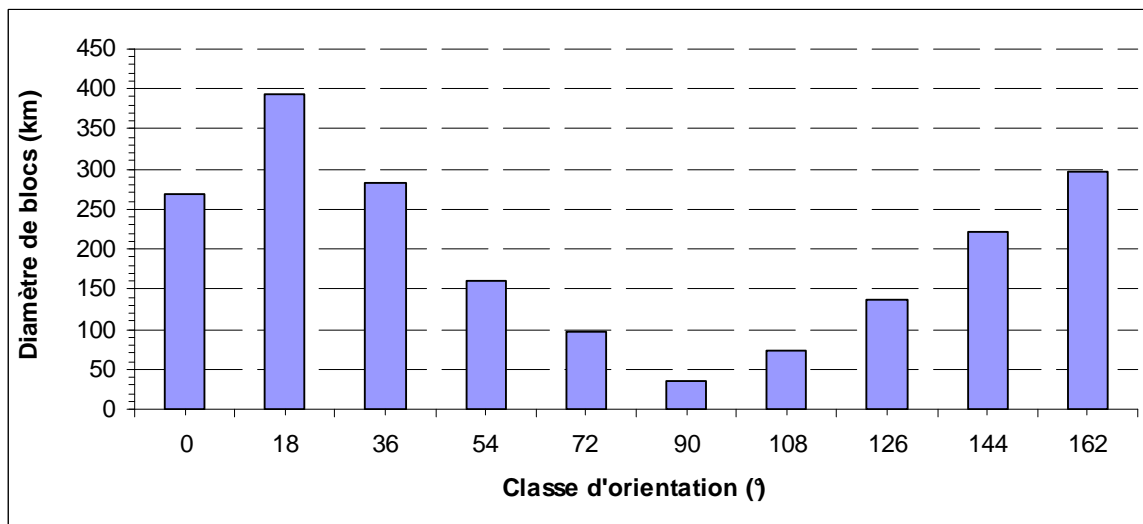


Figure 52. Histogramme directionnel des grands axes des blocs, pondéré par les diamètres des blocs

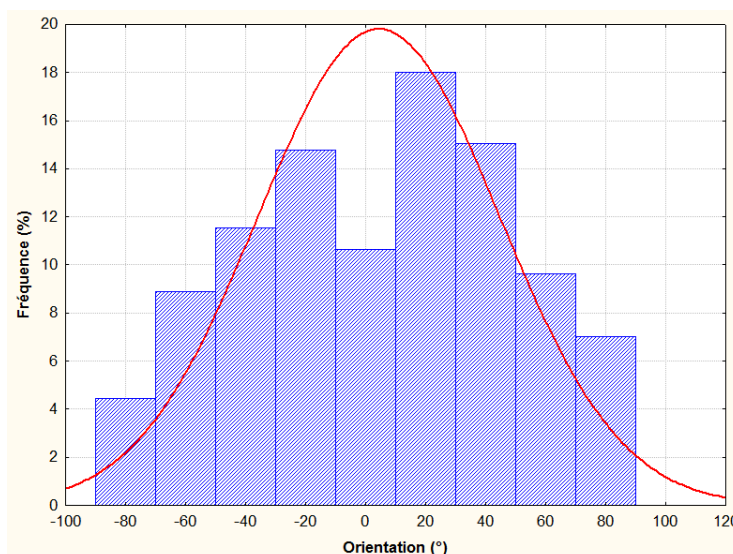


Figure 53. Histogramme directionnel des grands axes des blocs, pondéré par les diamètres des blocs, réorganisés autour de la direction moyenne

5.4.2. Discussion sur les segments et les blocs

Les données que nous tirons de l’approche du réseau par la notion de bloc viennent compléter les informations plus classiques sur les longueurs de linéaments. L’analyse des paramètres géométriques montre que certains paramètres suivent plutôt une loi log-normale (longueur des grandes fractures), d’autres une loi exponentielle ou gamma quasi exponentielle (espacement). Ces résultats sont conformes aux conclusions tirées de multiples exemples dans la littérature sur la fracturation à toutes les échelles.

Finalement, ni la longueur des linéaments, ni la longueur des segments, ni le diamètre des blocs, n'obéissent à la loi puissance pourtant de plus en plus appliquée pour étudier les objets géologiques. Les coefficients de corrélation linéaire ($R^2 \approx 0,9$) sont tous du même ordre et ne peuvent pas être jugés comme acceptables pour une modélisation. Nous ne mettons donc pas en évidence une auto-similarité dans les principales variables du réseau. La caractérisation d'un comportement fractal nécessiterait un changement de résolution de l'imagerie, donc l'usage de la photographie aérienne.

En revanche, l'ajustement linéaire d'une loi puissance sur la distribution d'un paramètre se révèle un bon indicateur de la connectivité de l'objet analysé. Ainsi, nous sommes passés dans une première étape des linéaments aux segments, obtenus par la sélection de triplets de linéaments connectés, puis dans une seconde étape des segments aux blocs (aires représentées par des cercles), obtenus par la sélection de segments connectés (au moins des triplets). La croissance très nette de la pente (exposant de la loi puissance) au cours de cette démarche – respectivement de 2,37 à 2,99 puis à 3,75 – traduit donc le fait que nous observons des objets dont le degré de connectivité est croissant.

L'absence d'auto-similarité implique que l'étude des aquifères discontinus devra être menée à l'échelle locale et non seulement à une échelle régionale comme nous le faisons. En effet, sans loi puissance, on ne peut pas extrapoler de celle-ci à celle-là. Cet échec dans la modélisation monofractale justifie pleinement notre approche par désagrégation du bassin versant en blocs locaux. Les blocs sont assimilables à des aquifères eux-mêmes discontinus qui peuvent être soit isolés (limités par des mégafractures fermées), soit communicants (limités par des mégafractures plus ou moins ouvertes et affectées par une pente nécessaire pour provoquer l'écoulement).

L'histogramme de l'orientation des segments pondéré par leur longueur cumulée simplifie les maxima directionnels. L'effet est plus grand encore quand on passe des segments aux grands-axes des blocs : on observe un lissage de la distribution de l'orientation. Ceci est dû au fait que l'orientation du grand-axe d'un polygone joue le rôle de moyenne par rapport à l'orientation des côtés du polygone. Ainsi, il n'y a quasiment plus qu'une seule famille : la probabilité de trouver des blocs suivant la direction N18 est très forte, et les autres directions sont en symétrie par rapport à ce pic. C'est donc l'orientation privilégiée des aquifères dans cette partie du bassin versant du Sassandra. Ce constat peut s'étendre au moins à l'ensemble de l'unité des granitoïdes du département.

La « petite » fracturation (n-hectométrique à n-kilométrique) qui existe à l'intérieur de chaque bloc contribue probablement à la circulation interne. Hors, à l'échelle d'observation à

laquelle nous travaillons, elle est inconnue ou biaisée. Nous ne pouvons donc pas définir avec certitude l'orientation privilégiée du sous-réseau de fractures et de l'écoulement à l'intérieur d'un bloc. Cependant, en se fondant sur l'étude de Faillat (1986) déjà citée, on peut prévoir que ce sous-réseau n'orienterait pas autrement l'anisotropie des aquifères et, par conséquent, qu'il ne modifierait pas le sens de drainage global des eaux souterraines.

Conclusion partielle

La famille N40-N70 est la principale parmi les 168 grands linéaments (longueur supérieure à 9 km) relevés dans le département de Soubré. En analysant la totalité des linéaments cartographiés (2 565 incluant environ 15 % de linéaments longs de 1 à 2 km), on constate que cette famille est toujours importante mais que l'orientation principale des linéaments devient la famille N80-N110. Par ailleurs, toutes les familles d'orientation de fractures observées par divers auteurs en Côte d'Ivoire sont retrouvées ici, à l'exception de N130 -N140. Le champ de la fracturation détaillée apparaît dense et plutôt homogène : suite à l'analyse de la distribution des espacements, on prouve qu'il n'obéit pas à un processus fractal mais à un processus de Poisson. Grâce au modèle poissonien, on a réussi à estimer le biais d'échantillonnage (lacune de 17 %) des linéaments de taille inférieure à 2,1 km.

Une partie du champ de fracturation a été discrétisée sous forme de blocs. Ils s'orientent majoritairement selon la direction N20.

Le diamètre équivalent de ces blocs, comme les segments et les linéaments, ne se laisse pas modéliser par une loi puissance. L'utilité des résultats de l'ajustement de la loi puissance est d'exprimer le degré de connectivité des objets analysés successivement.

L'absence de certitude quant au rôle hydraulique de ces mégafractures nous impose d'étudier dans le chapitre qui suit l'influence de la géomorphologie sur les écoulements. Nous allons mettre en œuvre une approche empirique et mathématique pour évaluer la forme de la surface piézométrique à l'échelle régionale.

CHAPITRE 6

GÉOMORPHOLOGIE, PIÉZOMÉTRIE ET DÉBITS

Ce chapitre présente les données sur l'altitude, les pentes, l'épaisseur de la tranche des altérites, la piézométrie et les débits dans le département de Soubré. L'interprétation passe par une recherche de corrélations entre ces divers paramètres. On rend compte ensuite de la modélisation de la piézométrie à l'échelle d'une portion du bassin versant du Sassandra, le secteur sud-est du département de Soubré, situé dans les granitoïdes. Puis on compare la carte modèle avec la carte de la piézométrie empirique.

Dans ce chapitre, on a recours aux connaissances présentées dans le chapitre 2 sur la géologie et la géomorphologie et on poursuit l'application des méthodes présentées au chapitre 4.

6.1. Géomorphologie du département de Soubré

La cartographie des unités morphologiques du département de Soubré s'appuie sur l'analyse de l'altitude et de la pente des terrains.

6.1.1. Altitude

La figure 54 présente le modèle de terrain du département de Soubré. Cette carte permet de constater l'existence de trois domaines :

- ✓ le premier est le domaine des vallées correspondant au bassin versant du fleuve Sassandra au sud de Soubré, domaine délimité approximativement par les sources de ses affluents pérennes ; ce domaine contient vraisemblablement les surfaces d'érosion les plus récentes, dites du Moyen et Bas-glacis, qui sont en général difficiles à reconnaître dans les régions à forêt ombrophile.
- ✓ au-dessus de 150 m à 170 m d'altitude, le deuxième domaine est formé par des bas plateaux dans lesquels naissent et s'entaillent les principaux affluents du Sassandra au nord de Soubré ; on a souligné au moyen d'un fort contraste de couleur cette limite qui passe juste au nord de la ville de Soubré (cf. les chutes de Nawa) ; ces bas-plateaux représentent le Haut-glacis introduit à la section 2.1.3 ;
- ✓ enfin, un domaine de hauts plateaux est situé à la périphérie des bassins versants des affluents, à l'ouest (forêt de Taï), au nord-est (autour de Grand-Zattry), et à l'est du département (la région au nord-est d'Okrouyo) ; les sommets de ces reliefs résiduels peuvent représenter des témoins du Relief intermédiaire.

6.1.1.1. Domaine des vallées

Le domaine des vallées est sillonné par des cours d'eau pérennes qui reçoivent des affluents suivant une arborescence dense.

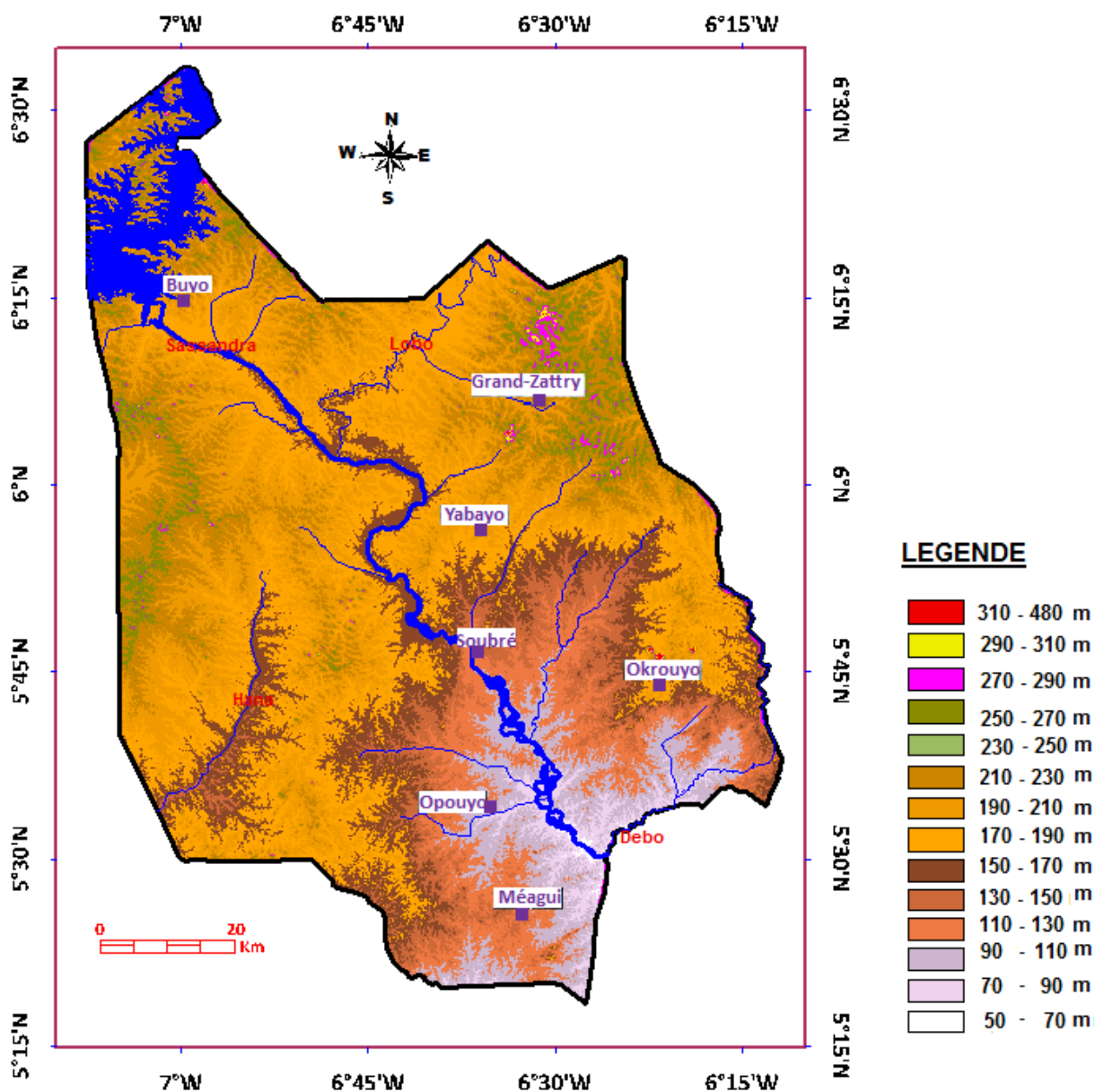


Figure 54. Modèle numérique de terrain réalisé à partir du MNA de Soubré

Venant du nord à la rencontre de la faille de Hana-Lobo, le Sasandra décrit un grand détour qui fut vraisemblablement imposé par la faille (érosion différentielle) à l'époque du Haut-glacis. Au passage de la faille de Hana-Lobo, le fleuve trouve son chemin dans une faille de direction NO-SE puis y circule sur une vingtaine de kilomètres jusqu'à Soubré. La vallée du Sasandra qui se trouve à près de 170 m d'altitude au nord de la ville de Soubré, descend une marche bien marquée par des rapides (cf. par exemple les chutes de Nawa à 3 km

au nord-ouest de la ville) et se retrouve environ 20 m plus bas au sud de la ville. Nous interprétons cette marche comme un rattrapage du profil d'équilibre du fleuve à la transition entre deux domaines : on doit se trouver sur une limite d'érosion régressive entre les bas-plateaux de la surface d'érosion ancienne du Haut-glacis et le domaine des vallées.

Le fleuve poursuit son cours NO-SE sur une vingtaine de kilomètres en continuant d'abord à creuser les terrains environnants puis en acquérant une morphologie en tresse dans une zone de moindre pente (circulation lente) qui pourrait témoigner du Moyen-glacis. À l'est d'Opouyo, le fleuve emprunte un tracé N-S sur quelques km : cela semble correspondre à une zone où les linéaments majeurs NO-SE s'interrompent provisoirement. Puis le fleuve reprend son axe NO-SE avant de sortir du département, point où sa vallée atteint l'altitude 70 m lorsqu'elle est rejointe par le bassin versant de la Debo.

6.1.1.2. Domaine des bas plateaux

Ce domaine occupe la majeure partie du département. Il porte le lit des cours d'eau affluents du Sassandra à l'amont de la faille de Hana-Lobo. À l'intérieur de ce domaine, on observe des vallées bien marquées, sèches ou humides selon la saison et le niveau des nappes des aquifères d'altérites et de fissures.

Cours d'eau pérennes

On note que la vallée du Lobo est méandrique et ne devient perceptible dans le MNA (altitude inférieure à 170 m) que lorsqu'elle arrive à proximité de sa confluence avec le Sassandra. Cela signifie que la plus grande partie de la rivière est faiblement encaissée dans les bas plateaux. Les autres affluents, deux au sud-est de Buyo et un au nord-ouest de Yabayo, d'axe NE-SO comme la Lobo, sont encore moins encaissés dans la surface du Haut-glacis.

Dans le prolongement de la Lobo vers le sud-ouest, mais en-dehors du bassin versant du Sassandra, on note que la rivière Hana s'encaisse à travers la surface limite entre le Haut-glacis et le domaine inférieur, sans pour autant atteindre la surface du Moyen-glacis.

Nous observons aussi une rivière qui creuse son cours supérieur dans les bas plateaux et son cours inférieur dans le domaine des vallées : il s'agit du Zozolo qui rejoint le Sassandra vers Soubré. Cet axe de drainage particulier est le seul qui assure une communication entre les deux domaines, mis à part le Sassandra lui-même.

Vallées des cours d'eau intermittents ou vallées sèches

À regarder le MNA de plus près, on trouve des tracés de rivières dans le domaine des bas plateaux. En effet, ce domaine est griffé de thalwegs dont certains aboutissent à la surface limite vers 170 m d'altitude, et d'autres traversent cette surface pour descendre dans le

domaine des vallées. Ces thalwegs sont moins importants et moins continus que les rivières du domaine des vallées. Ils sont parfois remplis d'eau, par temps de pluie, mais se vident quand la pluviométrie est basse, entre les mois de décembre et de février. Ce sont donc des vallées que nous appelons « vallées sèches » par opposition aux vallées des cours d'eau pérennes.

6.1.1.3. Domaine des hauts plateaux

Les bassins versants sont limités par des zones de crêtes où s'alignent les plus hauts reliefs (270 m à 430 m) qui sont peu étendus. D'une façon générale, ces inselbergs sont des résidus de l'érosion de massifs intrusifs, des roches qui ont résisté à l'altération au milieu d'un matériel qui s'est plus facilement érodé.

Dans le département de Soubré, ces inselbergs s'observent à l'intérieur du domaine des bas plateaux. Ils forment des reliefs qui dominent l'ensemble de la zone et que l'on décrit comme des hauts plateaux : il s'agit de la région d'Okrouyo, celle de Grand-Zattry, et la forêt de Taï. Ces hauts plateaux représentent peut-être la surface d'érosion la plus ancienne qui soit visible dans le département, le Relief intermédiaire (cf. chapitre 2), si elle n'a pas été érodée totalement.

Nous constatons l'existence d'une ligne de crête parallèle au Sassandra constituée de hauts plateaux entre la forêt de Taï et la ville de Soubré. Cette frontière hydrologique sépare le bassin versant de la rivière Hana (donc du fleuve Cavally) de celui du Sassandra. Cette ligne de partage des eaux passe par des massifs d'altitude comprise entre 210 m et 310 m. Au sud de Buyo, une autre ligne de crête bien visible (en vert) sur le MNA dessine un arc ouvert à l'ouest du département : elle constitue la bordure occidentale du bassin versant de la Hana.

Nous pouvons suivre une autre ligne de crête continue depuis la limite du département au nord-est (non loin de Zakeaoua), se poursuivant au nord et au sud-est de la sous-préfecture de Grand-Zattry avant de tourner pour se prolonger vers l'est (dans les environs de Séribou). Cette ligne sépare les bassins versants topographiques du Lobo, du Sassandra, et la vallée de la Debo à la limite du département avec celui de Gagnoa à l'est. On y observe un essaim de massifs d'altitudes comprises entre 270 m et 290 m, avec des pics s'élevant à 310 m.

Enfin, les hauts plateaux d'Okrouyo sont formés des massifs qui constituent le Mont Troquoi (voir annexe 7) et ses satellites. Ce sont des affleurements de syénite mis à nu au cours des phases d'érosion qui ont affecté la région. Ils constituent les plus hauts sommets du département. Ces massifs engendrent de fortes pentes avec les terrains environnants.

6.1.2. Pente des terrains

La carte des pentes (figure 55) fait nettement ressortir la faille majeure de Hana-Lobo et les massifs élevés ainsi que le réseau hydrographique. Nous pouvons pour simplifier définir cinq classes. Tout d’abord, la classe des terrains de pente inférieure à 1,6 % est rencontrée le long des principaux cours d’eau et dans les différentes vallées (sèches ou humides). La valeur la plus faible est observée autour de la cuvette du lac de Buyo. Les terrains qui environnent ce lac se situent environ à la même altitude, ce qui explique les faibles pentes constatées. Ensuite, nous avons les pentes comprises entre 1,6 % et 2 %. Cette classe n’est pas évidente à distinguer car ces valeurs de la pente sont disséminées. La classe la plus représentative est celle comprise entre 2 % et 4 %. Elle est observée dans la quasi-totalité du territoire et contient la valeur moyenne de la pente des terrains.

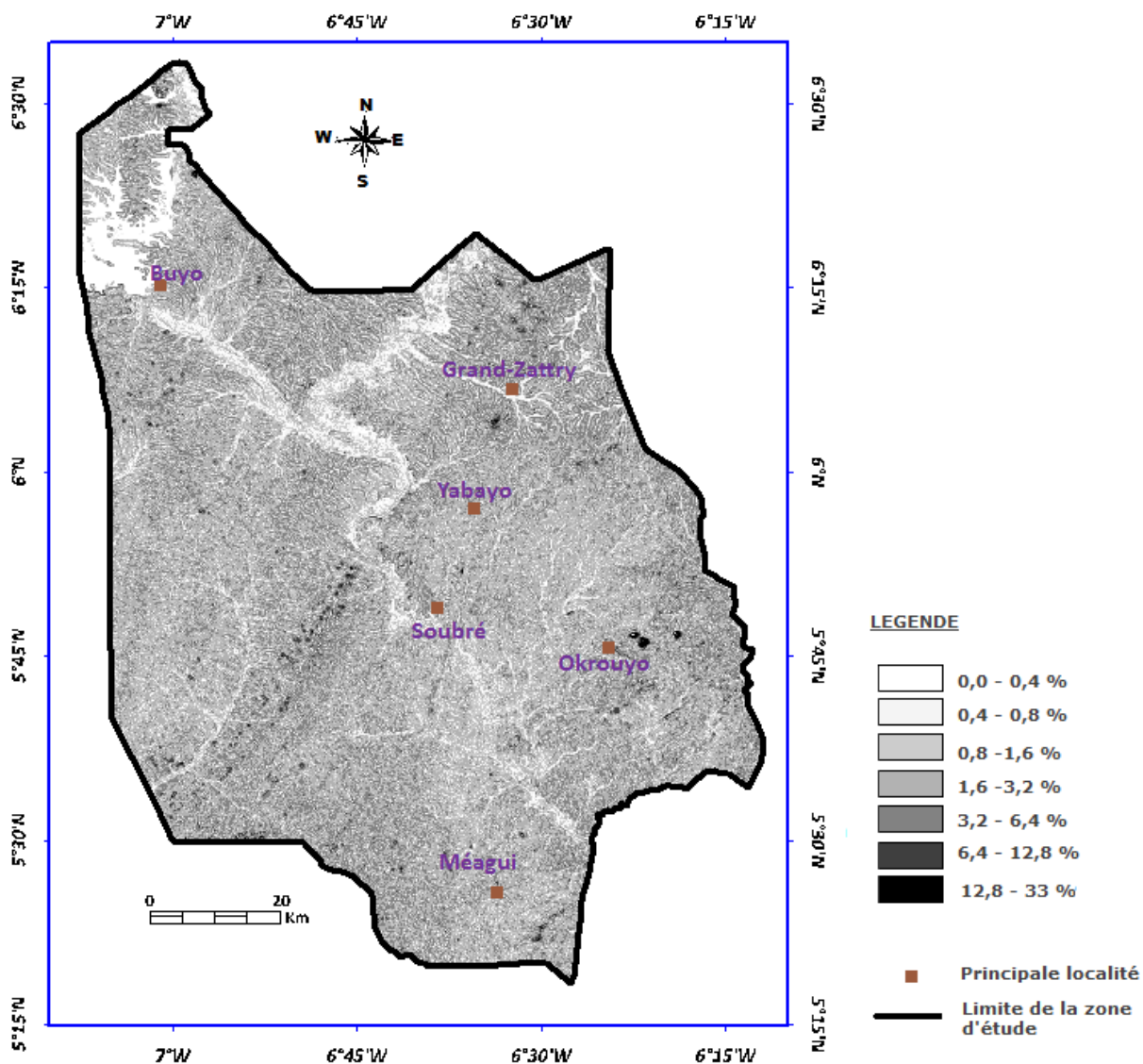


Figure 55. Carte de pente dans le département de Soubré

Enfin, des pentes qui sont entre 4 % et 8 % sont observées de façon localisée et en particulier le long de la faille de Hana-Lobo, à l'ouest de Soubré, ce qui met en évidence la persistance d'un escarpement le long de cette faille majeure.

Sporadiquement, on note des pentes supérieures à 8 %. Ces pentes sont observées à proximité des massifs les plus hauts situés dans les localités de Grand Zattray, d'Okrouyo, à l'est et au nord du lac de Buyo.

Les variations de pente des terrains dans le département de Soubré n'obéissent qu'en certains lieux particuliers à la lithologie et à la structuration géologique, notamment autour des massifs intrusifs les moins anciens et le long de la faille majeure. Sinon, les pentes s'échelonnent de façon progressive en partant des points les plus hauts (hauts plateaux) vers les points les plus bas (surface des cours d'eau dans les vallées). Nous n'identifions pas de terrasse actuelle : si des terrasses ont existé dans la paléo-morphologie, elles ont ensuite été lissées par l'érosion jusqu'à ce que la pente soit devenue quasi uniforme aujourd'hui.

Retenons ici que la recherche d'une corrélation entre les débits d'air lift mesurés dans les forages et les valeurs locales de la pente du terrain n'a pas donné de résultat probant.

Outre l'altitude et la pente, un autre paramètre intervient en géomorphologie : l'épaisseur des altérites. Ce paramètre conditionne l'infiltration des eaux de pluie et le stockage des eaux souterraines dans le régolithe.

6.2. Epaisseur de l'horizon des altérites

Même si le socle dont parlent les foreurs (dans les travaux de forage en Côte d'Ivoire) n'est pas dépourvu d'altération, nous distinguons trois niveaux (figure 56) : la tranche des altérites (régolithe), l'horizon des fissures, et le socle sain.

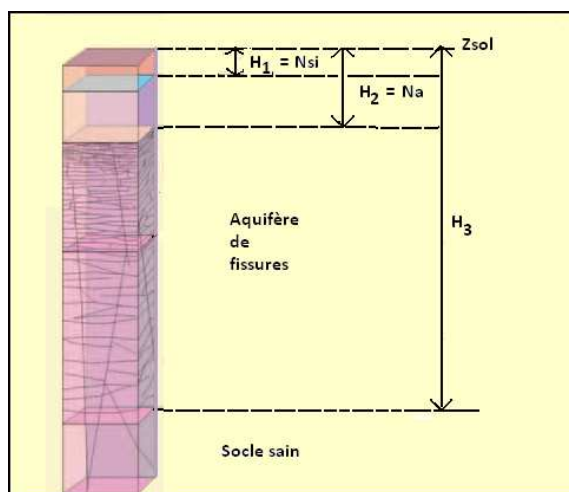


Figure 56. Schéma des niveaux repères : sol, niveau piézométrique, base des altérites, et base de l'horizon fissuré (modifié d'après Wyns, 1999)

L'épaisseur d'altérites est la profondeur N_a sous la surface topographique de l'interface régo-lite / horizon fissuré. Dans le cas où la base des altérites meubles est très argileuse, cette interface constitue le mur de la nappe d'altérite. Elle est aussi le toit de la nappe de fissures sous-jacente qui peut alors être captive. Mais entre ces deux horizons, l'interface n'est pas un imperméable parfait et des échanges ont lieu, la nappe inférieure drainant la nappe supérieure. Alors, la profondeur N_{si} du niveau piézométrique traduit la pression résultant de ces deux nappes en communication.

6.2.1. Première interprétation de la carte d'épaisseur des altérites

La figure 57 présente une première version de la carte de l'épaisseur de l'horizon des altérites obtenue par krigeage (sous SURFER7®) à partir de 105 forages. Une vingtaine de forages sont trop proches deux à deux pour être distincts, d'où un nombre de 80 points bleus.

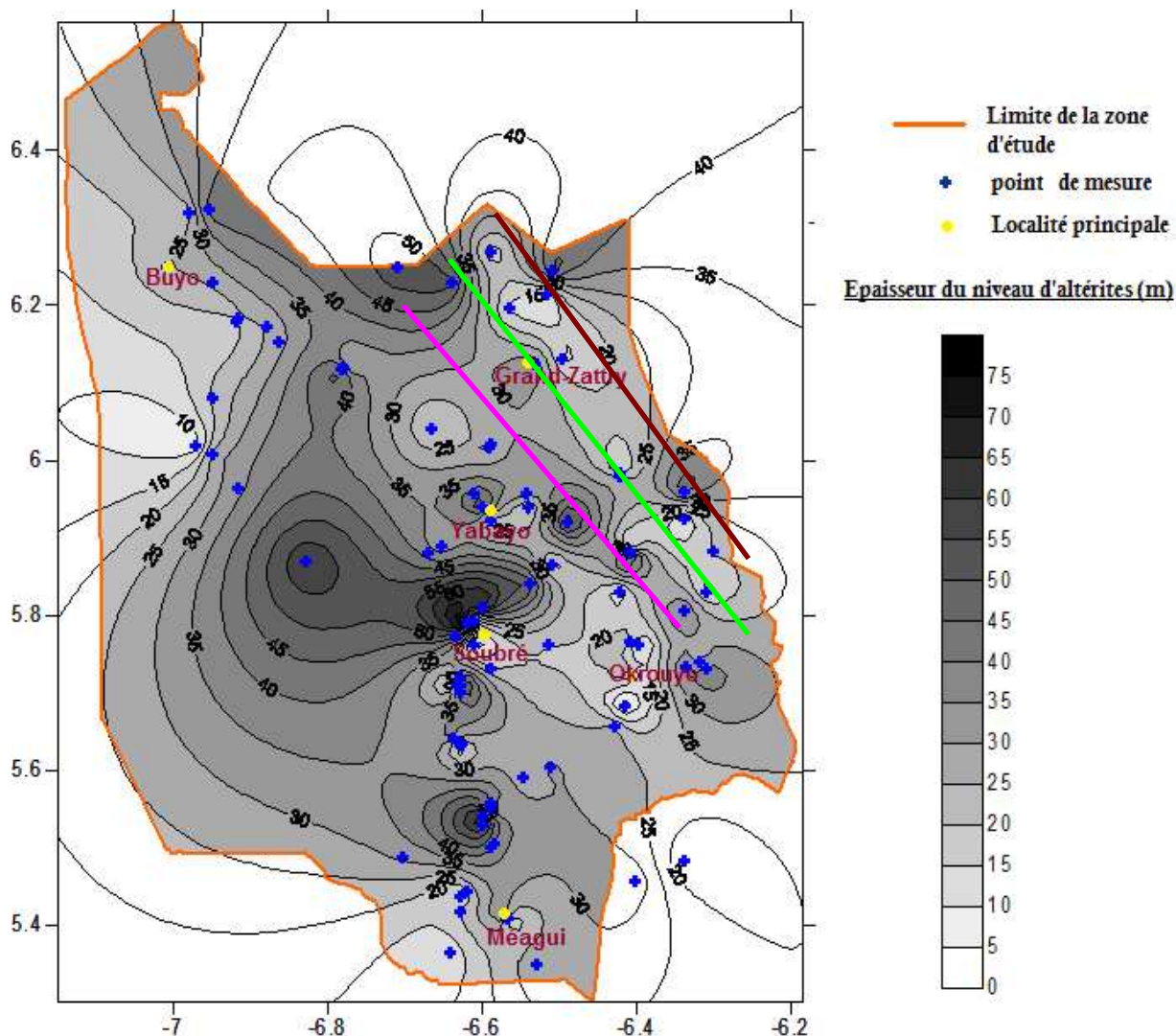


Figure 57. Carte de l'épaisseur d'altérite obtenue à partir de 105 forages ; en rose et marron, axes à faible épaisseur d'altérite ; en vert, axe à forte épaisseur

Cette carte permet de visualiser les variations spatiales de l'épaisseur des altérites et de proposer une interprétation de la paléo-géomorphologie fondée sur la structure des glacis anciens en parallèle du fleuve, tout en restant prudent car la faible densité de points crée des artefacts (effet *nugget*). Les cartes obtenues ensuite avec un nombre croissant de forages remettront totalement en question cette première interprétation.

La distribution de l'épaisseur d'altérites suggère une structure géomorphologique à quatre composantes parallèles de direction NO-SE (axes en couleur de la figure 57 et coupe O-E de la figure 58) : en parallèle du fleuve, un talus (composante n°2, axe rose) séparerait la vallée fluviale (composante n°1) d'une terrasse supérieure (composante n°3, axe vert), elle-même surmontée par un talus supérieur (composante n°4, axe marron) qui atteint la ligne de partage des eaux avec les bassins versants voisins. Ces composantes sont mal caractérisées vu le faible nombre de points. On essaie de les mettre en évidence ci-dessous.

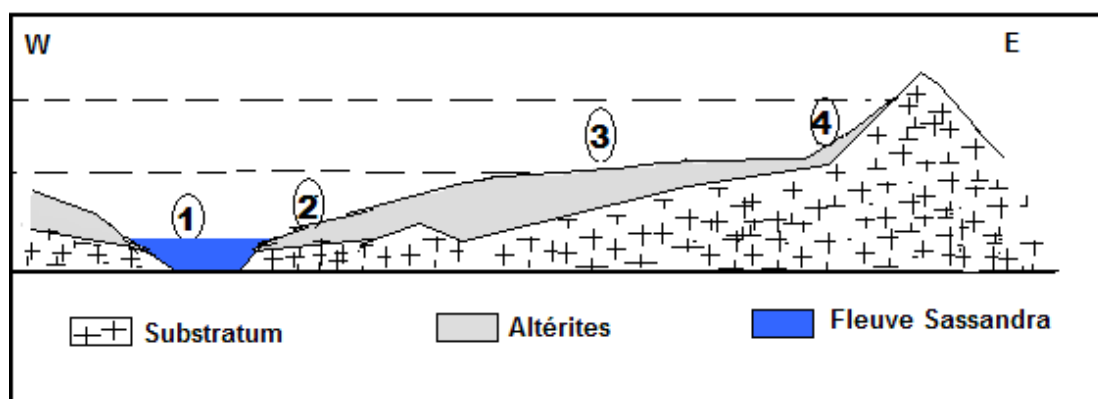


Figure 58. Coupe schématique O-E tracée entre Soubré et Yabayo montrant une zonalité de l'épaisseur des altérites sur la rive gauche du Sassandra

Des zones à faible épaisseur d'altérite s'observent sur les hauteurs des bassins versants du Sassandra et de ses affluents Lobo et Hana, sur les hauts plateaux : que l'on soit sur terrain schisteux ou granito-gneissique, l'épaisseur d'altérites moyenne y est inférieure à 15 m. Une telle zone apparaît au sud de Buyo, dans les formations schisteuses. En terrain granitique, ceci coïncide avec des pentes fortes qui traduisent la plus grande dureté et la résistance à l'érosion de ces roches plus acides et moins altérables formant les reliefs résiduels et les lignes de crête. C'est notre talus supérieur (composante n°4) qui existe aussi sur la rive droite du fleuve.

Par ailleurs, un alignement NO-SE qui présente des zones à faible épaisseur d'altérites (< 15 m) est proposé en rive gauche, passant par Okrouyo et au nord-est de Yabayo : c'est notre talus inférieur (composante n°2). On imagine qu'au bas de ce talus coulait le Sassandra avant d'être bloqué par un escarpement le long de la faille majeure (faille Hana-Lobo) et

détourné vers l'ouest. Nous n'avons pas de données sur un talus équivalent sur la rive droite.

La forte épaisseur d'altérites est aussi localisée en des points alignés NO-SE. Entre les deux talus en rive gauche, le talus supérieur et le talus inférieur, une zone à forte épaisseur moyenne d'altérites (> 15 m) révélerait une terrasse ancienne (composante n°3).

On va voir que ces alignements apparaissent douteux quand on augmente le nombre de points sur la carte de l'épaisseur (figure 59) et quand on essaie de les inscrire dans une interprétation globale de la paléo-morphologie.

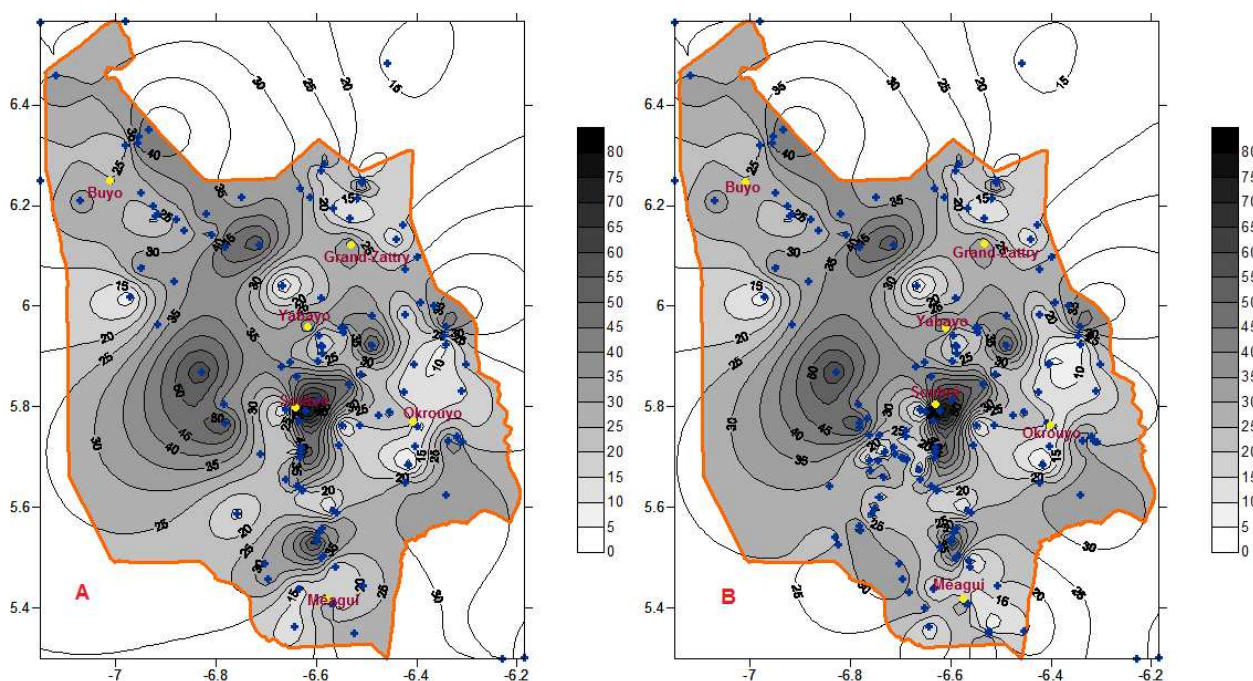


Figure 59. Carte de l'épaisseur d'altérite à partir de n forages : A. 137 ; B. 190

6.2.2. Interprétation de la carte d'épaisseur dans un cadre paléo-morphologique

À un moment donné de l'histoire géomorphologique (à la transition du Tertiaire au Quaternaire), la distribution de l'épaisseur d'altérite était sans doute conforme au paysage classique à deux niveaux de la figure 13 (Wyns et *al.*, 1999) avec une terrasse supérieure représentant le Relief intermédiaire et une terrasse inférieure représentant le haut-glacis portant le fleuve, séparés par un talus à faible épaisseur d'altérite parallèle au tracé du fleuve de l'époque. Mais aujourd'hui, ce paysage avec son paléo-talus ne peut subsister qu'au nord de la ligne continentale (cf. section Histoire géomorphologique, chap. 2). Essayons de mettre en correspondance la figure 13 et la coupe de la figure 58 :

- il ne subsiste presque rien de la terrasse supérieure : les lignes de crête du bassin versant actuel aux pentes fortes (notre composante 4) en est un témoin crédible, mais notre composante 3 à forte épaisseur, qui n'est plus visible dans le modelé actuel du relief, n'est pas un témoin convainquant car très mal caractérisée ;
- dans la zone encore occupée par le haut-glacis (surface jaune du MNA) au nord de Soubré, le paléo-talus a été lissé, ce qui le rend invisible dans le relief actuel ; la seule relique serait l'alignement proposé à faible épaisseur d'altérite parallèle au fleuve (notre composante 2) ; nous pensons que ce paléo-talus a existé avec à son pied un ancien cours du fleuve avant la déviation du grand méandre ; par ailleurs, il a disparu dans la zone sud de Soubré où le haut-glacis a été totalement érodé ;
- la terrasse inférieure (haut-glacis, notre composante 1) n'est conservée qu'au nord de Soubré : l'épaisseur du profil d'altération a été préservée en quelques rares points à proximité des rivières Hana et Lobo ; il faudrait plus de points entre Soubré et Buyo pour confirmer cette relative préservation.

Le meilleur outil à notre disposition pour retracer la paléo-morphologie est le krigeage de l'altitude de l'interface régolithe / socle fissuré selon la méthode décrite dans Wyns et al. (2004) : l'interpolation fournit la figure 60 qui fait apparaître clairement l'ancienne morphologie avec un cours du fleuve orienté N-S voire NNE-SSO au lieu de la direction NNO-SSE actuelle. Cette morphologie ne démontre pas l'existence du paléo-talus recherché qui reste donc à l'état d'hypothèse.

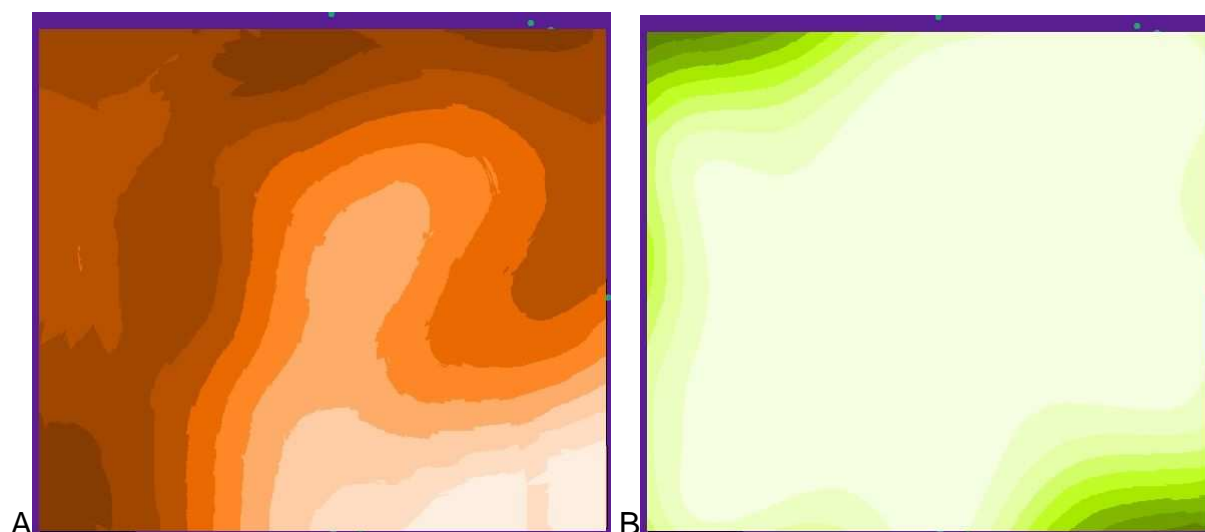


Figure 60. Surface du mur et écart-type d'épaisseur du régolithe

Voir situation dans le cadre de la figure 61. Krigeage à partir de 100 forages environ, fondé sur un variogramme (modèle gaussien) au pas de 250 m, et au rayon de recherche 25 km. A. Surface du mur du régolithe ; B. Ecart-type : la zone en vert pâle correspond à un écart type de 10 m, ce qui est bon.

Les alignements proposés, mal caractérisés en raison de l'effet nugget et du faible nombre de points, résistent mal à l'examen approfondi dans le seul cadre paléomorphologique (les glacis) ; le meilleur argument en faveur d'un paléo-talus n'est pas dans les données sur l'épaisseur du régolithe mais dans l'existence probable avant la déviation du grand méandre, d'un ancien cours du fleuve parallèle au cours actuel mais plus à l'est, cours qui devenait N-S d'après l'allongement visible dans la carte du mur des altérites. On va voir qu'une interprétation fondée sur le rôle de la lithologie et de l'érosion dans la distribution de l'épaisseur des altérites a plus de pouvoir d'explication, cependant sans contredire l'idée d'un ancien cours du fleuve avec une épaisseur d'altérite inférieure à la moyenne.

6.2.3. Influence de la lithologie sur la carte d'épaisseur des altérites

Sur la carte de la figure 58, mais aussi sur les cartes de la figure 60, les « poches » d'altération se trouvent dans plusieurs formations géologiques telles que la migmatite, le gneiss et la syénite, ainsi que le granite à deux micas. La diversité des formations géologiques conduit à conclure que la lithologie n'est pas un facteur qui influence de façon prédominante l'épaisseur de l'altération mais que les variations observées sont essentiellement héritées de la paléo-morphologie et du façonnement de la topographie actuelle par l'érosion.

Cependant, d'après les valeurs de l'épaisseur d'altérite par formation géologique, l'altération a été plus profonde dans les schistes et les migmatites que dans les gneiss ou la granodiorite orthogneissique. Les différences peuvent provenir de la richesse en micas qui favorise l'altération, du rétro-morphisme responsable de la transformation des micas en phases minérales moins altérables (chlorite, amphibole), ou encore du degré plus poussé de métamorphisme qui a accru l'anisotropie et l'hétérogénéité de la roche. Cette observation est conforme au modèle de Wyns et *al.* (1999) qui affirme le rôle premier du gonflement des micas dans l'altération et dans la fissuration des roches granitoïdes de socle.

Le contraste entre deux types de lithologie apparaît clairement sur la carte de l'épaisseur du régolithe (figure 61) obtenue par soustraction de la surface du mur du régolithe (figure 60) au MNA. Par exemple, deux enclaves locales de gneiss dans la migmatite sont les sites de confluence des principaux tributaires avec le Sassandra et ont une faible épaisseur d'altérites.

Sous la logique dominante associée à l'évolution temporelle du cours du Sassandra et à l'érosion du Quaternaire, le contrôle lithologique existe donc mais est secondaire. Il se résume essentiellement à une forte épaisseur d'altérites dans les schistes du Birimien et dans le noyau d'Archéen (migmatite et granodiorite du type rivière Bao), et encore seulement là où l'érosion ne fait pas apparaître le socle ou n'a pas réduit considérablement l'épaisseur des altérites.

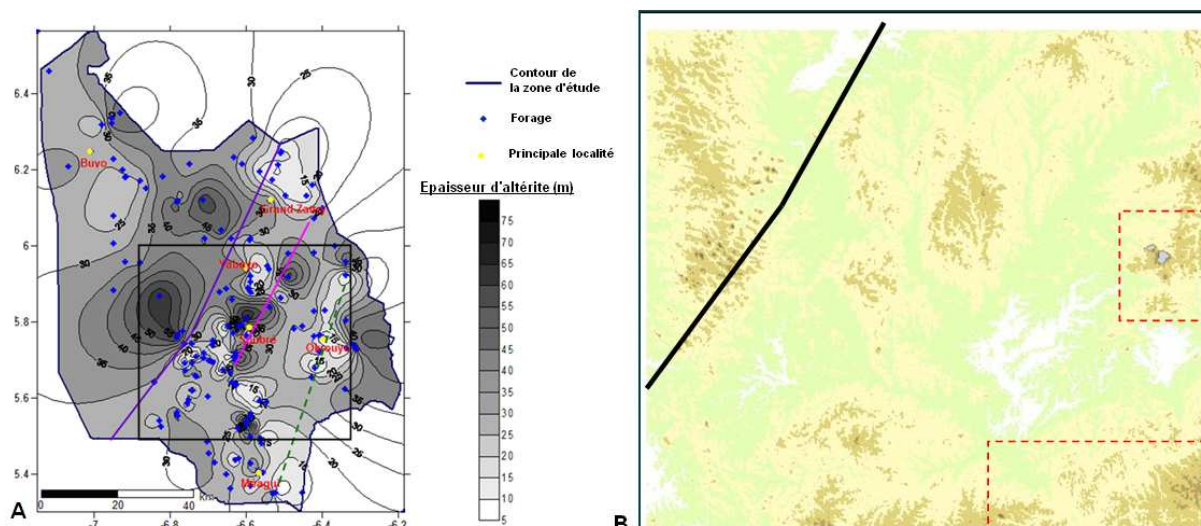


Figure 61. Carte de l'épaisseur du régolithe obtenue par soustraction MNA - surface du mur du régolithe

A. Situation du cadre de la carte B et de la figure 60 ; en rose : axe à forte épaisseur associé au noyau archéen de migmatite ; en vert : axe à faible épaisseur associé au gneiss ; en violet : faille de Hana-Lobo.
B. Carte de l'épaisseur du régolithe obtenue par soustraction MNA - surface du mur du régolithe.
 Légende : Blanc = 0 ; Vert clair = 0-25 m ; Jaune = 25-50 m ; Beige = 50-75 m ; Marron clair = 75-100 m ; Marron foncé = 100-125 m. Rectangles rouges = zones aberrantes dues à la mauvaise définition de la carte du mur. Trait noir gras : faille de Hana-Lobo.

Pour illustrer le passage du haut-glacis au moyen-glacis, on s'appuie à nouveau sur le schéma de la figure 13 avec cette fois le fleuve s'écoulant sur le moyen-glacis. La région de Soubré serait à cheval sur cette transition. La carte de l'épaisseur résiduelle des altérites exprime la superposition de deux mécanismes : la formation différentielle du régolithe sur la lithologie et la paléo-morphologie pré-Quaternaire, puis le travail effectué par l'érosion différentielle au cours du Quaternaire. Au sud de Soubré, l'érosion régressive quaternaire a fait disparaître la surface du haut-glacis et a installé une surface d'érosion plus basse. A proximité du confluent entre le fleuve Sassandra et la rivière Zozolo (les deux seuls cours d'eau qui traversent la surface du haut-glacis), et aussi à proximité de ses affluents Debo (à la frontière sud-est du département), Nanié et Louo (près de la ville d'Oupoyo, cf. figure 6 du chap. 1), une forte épaisseur d'altérite est notée, vraisemblablement altérite résiduelle du Tertiaire dans les migmatites. Dans cette zone où deux mégafractures de directions NNE-SSO et NE-SO convergent, le Sassandra devient méandrique. Cela coïncide avec un ancien replat dans la paléo-morphologie dessinée par la surface de base des altérites.

La formation de l'horizon fissuré-altéré, qui assure l'essentiel de la perméabilité des

aquifères de socle est étroitement liée au développement des altérites. À l'échelle régionale, la base de cette couche altérée était parallèle à la paléo-surface topographique (paléo-paysage) contemporaine de l'altération (Lachassagne et *al.*, 2005). Cette paléo-surface a été érodée postérieurement à la principale phase d'altération et le parallélisme en a été perturbé. La présence d'une épaisse tranche d'altération argileuse pourrait constituer un frein à l'infiltration actuelle des eaux de pluie. Ainsi, l'aquifère de fissures serait alimenté surtout par drainance descendante de l'aquifère d'altérites.

A l'échelle locale, une corrélation a été observée entre l'épaisseur d'altérites et la distance au thalweg (Faillat, 1986), ce qui traduit l'effet croissant de l'érosion vers le lit du thalweg. C'est pourquoi l'infiltration ne peut se faire directement qu'au niveau des thalwegs ou des paléo-thalwegs (Soro et Goula, 1997), où s'observe habituellement une faible épaisseur d'altérites, et au niveau des hauts plateaux. Tout comme leurs homologues du bassin versant de la Marahoué, les inselbergs fracturés des hauts plateaux de Soubré renferment des réserves d'eau d'infiltration directe.

6.3. Piézométrie du département de Soubré

6.3.1. Carte pseudo piézométrique : données corrigées par la pluviométrie

La figure 62 présente la carte « pseudo piézométrique » obtenue par krigeage d'après 135 forages (111 points distincts) où l'on dispose de la piézométrie mesurée. Elle permet d'avoir une première approche de la surface piézométrique, corrigée par la pluviométrie selon la méthode du chapitre 4.

L'analyse de cette carte montre que :

- ✓ Les lignes de partage des eaux, les limites ouest et est du bassin versant du Sassandra, sont caractérisées par une cote piézométrique élevée entre 200 m et 210 m. Nous supposons que ces hauteurs sont les zones majeures d'infiltration des eaux de pluie. Par ruissellement et dans une moindre mesure par écoulement souterrain, les eaux de pluie tombant autour de Grand-Zattry vont rejoindre le Lobo, ou alimenter la rivière Bao. Les pluies qui tombent sur les massifs du Mont Troquoi alimentent la rivière Bo, ou encore la Debo à l'est, ou le Sassandra au sud.
- ✓ Les zones de bas niveau piézométrique se concentrent le long des cours d'eau pérennes : le Sassandra, la Louo, la Lobo, et la bande comprise entre Zozolo et Bao. Les cours d'eau permanents constituent les exutoires des écoulements souterrains.

- ✓ Au sud-est de Grand-Zattry, un axe NE-SO de basse piézométrie est observé. Il débute au pied des hauts plateaux, non loin de la source d'un affluent important (Bao) du Sassandra. Cette zone est le lieu de rencontre des pluies qui ont lessivé les hauts massifs et d'une résurgence d'eau souterraine. Cette zone s'étend jusqu'à l'affluent Bo, plus au sud, délimitant ainsi sous le plateau un couloir de circulation profonde des eaux souterraines qui vont rejoindre la plaine au sud de Soubré.
- ✓ Au sud-est de Buyo, une cote très basse est observée ; une autre cote basse existe à environ une vingtaine de kilomètres du fleuve Sassandra dans la localité de Yabayo ; par manque de points de mesure, l'interpolation a réuni ces deux points et délimite une grande zone basse que l'on doit considérer comme un artefact ou elle peut correspondre à peu près au cours du Sassandra.

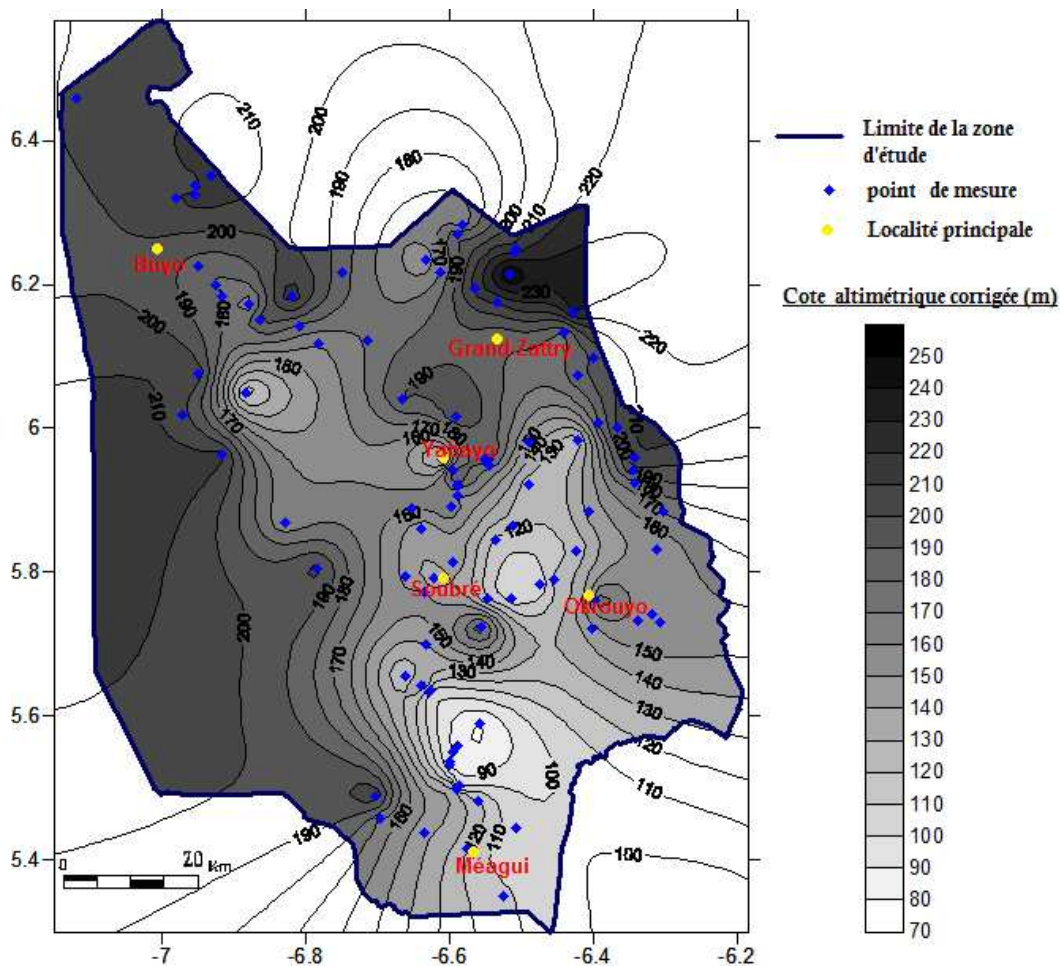


Figure 62. Courbes isovaleurs de la piézométrie mesurée, corrigée par la pluviométrie
 On note une anomalie positive au sud-est de Soubré, sans doute une erreur.

Les variations mensuelles des précipitations contrôlent l'excès ou le déficit de l'infiltration potentielle représentée par le terme P-ETR dans l'algorithme de Thornthwaite.

D'après nos calculs, l'excès disponible pour l'infiltration vaut 70 mm/an, soit 5 % de la pluie annuelle (10 % dans l'hypothèse haute). Les fluctuations dans le temps de l'alimentation influencent la piézométrie mais nous n'avons pas de données pour décrire ce phénomène. Les fluctuations interannuelles de la pluie sont plus grandes que les fluctuations mensuelles au cours de l'année. Mais les fluctuations du niveau piézométrique dans le temps sont limitées à quelques décimètres et ne sont pertinentes qu'à l'échelle locale. En effet, à l'échelle régionale, la nappe présente des variations spatiales métriques qui dominent les variations temporelles, comme le montre le résultat de notre démarche de correction par la pluviométrie de l'année.

Ainsi, nous concluons que l'année où a été effectué le forage a peu d'influence et que notre base diachrone peut être considérée comme une source homogène de données pour étudier la morphologie de la nappe et rechercher des corrélations avec d'autres paramètres. De plus, en comparant cette carte avec une carte de la piézométrie modélisée, l'observation d'anomalies permettra peut-être d'indiquer les zones potentielles d'infiltration.

6.3.2. Relation entre l'épaisseur des altérites et le niveau piézométrique

L'analyse des données de l'épaisseur d'altérites (Na) et la cote topographique du sol (Z_{sol}) de 87 forages montre une tendance floue (figure 63) : on dirait que Na croît quand la topographie décroît. Mais ces deux paramètres ne sont pas vraiment corrélés, en raison de leur grande variabilité. Cette absence de corrélation véritable n'est pas étonnante, car le modelé du relief actuel semble indépendant de la paléo-topographie et des mécanismes responsables de la tranche d'altération du Tertiaire. Au moment de l'altération, la surface de base des altérites était parallèle à l'ancienne surface topographique, qui depuis a subi l'érosion différentielle.

Nous constatons également (figure 63) une tendance plus nette indiquant que la profondeur du niveau piézométrique N_{s_i} (ici notée N_p) croît avec la cote topographique Z_{sol} .

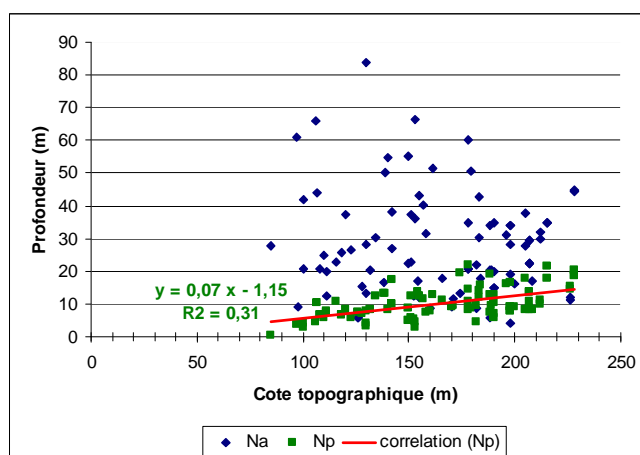


Figure 63. Interface des profondeurs Na et N_{s_i} vs Z_{sol}

Il faut aussi noter également l'absence de corrélation entre Na et la cote piézométrique Zs_i . En revanche, nous observons dans certains jeux de données une corrélation faible mais significative entre Ns (Ns_i est notée Np) et Na (figure 64).

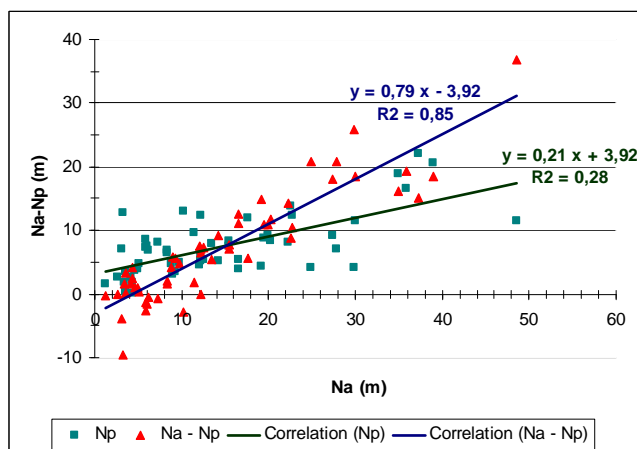


Figure 64. Corrélations entre les mesures de profondeur sur 88 forages

Quand elle existe, cette corrélation dégrade celle à laquelle on s'attendait entre Na et l'épaisseur de la tranche saturée $Na - Ns_i$. Néanmoins, lorsque nous comparons nos résultats avec ceux d'Omorinbola (1982) dans les granites au Nigeria, nous trouvons que la corrélation est bonne. En effet, cet auteur a obtenu une relation de la forme : $Na - Ns_i = 0,413 Na - 4,306$, avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,78$ sous une pluie moyenne annuelle estimée à 1 350 mm. Tandis que nos résultats donnent une équation d'expression : $Na - Ns_i = 0,42 Na - 6,22$ avec $R^2 = 0,89$ et une pluie moyenne annuelle de 1 400 mm. Une telle similitude de cette relation pour des massifs rocheux aussi éloignés est frappante et témoigne indubitablement d'un contrôle à l'échelle régionale !

Les distributions de fréquence de Na et Ns_i suivent chacune une loi quasi uniforme. Il en est de même pour $Na - Ns_i$ (figures 65, 66 et 67). Ces lois sont par conséquent mutuellement dépendantes. Elles se dégradent à des seuils différents : celle de $Na - Ns_i$ se dégrade au-delà de 20 m tandis que les deux autres se dégradent pour Na et Ns_i supérieurs à 25 m et 15 m.

Dans la plupart des forages du département de Soubré, le niveau d'eau se situe au-dessus de l'interface régolithe / socle, souvent jusqu'à 20 m au-dessus, ou dans certain cas entre 20 m et 40 m au-dessus. En dessous de cette interface, les eaux souterraines seraient semi-confinées sauf dans certains endroits que nous avons signalés comme étant des zones de recharge ou qui restent à identifier. On observe quelques valeurs négatives de $Na - Ns_i$ qui sont corrélées avec des valeurs faibles de Na (< 50 % de Na moyen), ce qui amène à l'idée que la couche d'altérites, lorsqu'elle est peu épaisse, peut localement autoriser l'existence

d'une nappe libre sous-jacente et permettre l'infiltration en jouant plutôt un rôle de couverture protectrice contre la pollution. Ces points ne sont pas spécialement hauts dans la topographie et, en moyenne, sont représentatifs du bassin (altitude moyenne = 171 m au lieu de 173 m).

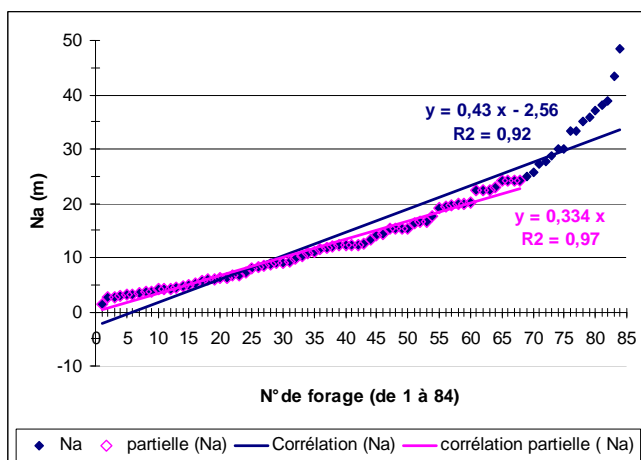


Figure 65. Loi uniforme de Na sur l'intervalle 1-25 m (84 forages)

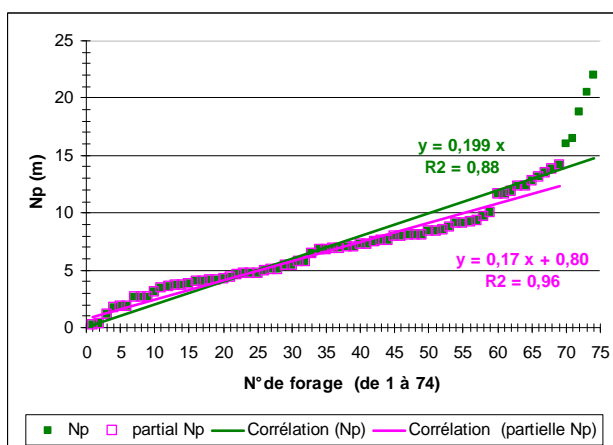


Figure 66. Loi uniforme de Ns_i (notée Np) sur l'intervalle 0,2-15 m (74 forages)

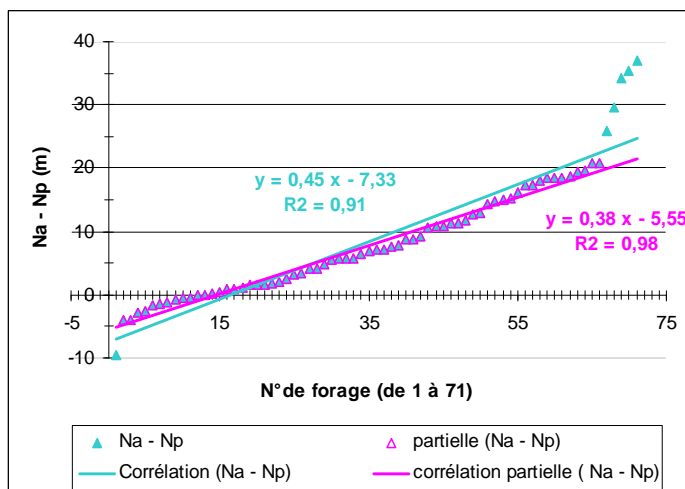


Figure 67. Loi uniforme de $Na - Ns_i$ sur l'intervalle 1-20 m, sur 71 forages

6.4. Relation entre le débit d'air lift et l'épaisseur aquifère efficace

6.4.1. Corrélation entre débit et épaisseur d'altérite

Les données de débits des forages donnent généralement, et c'est le cas ici, des coefficients de corrélation médiocres avec les autres paramètres que sont l'épaisseur des altérites Na , la différence $Na - Np$ (Np est notée ici Ns_i) et la hauteur utile (figure 68). Cela est sans doute dû à l'hétérogénéité des valeurs de débits et aux interférences provoquées avec ces divers paramètres.

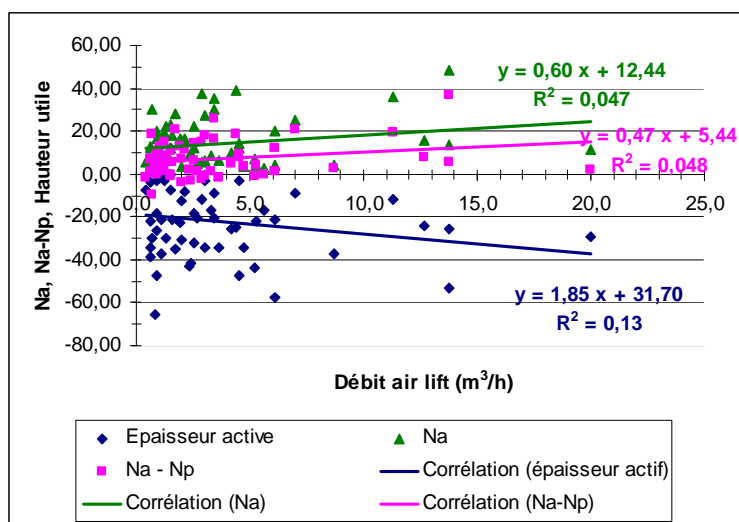


Figure 68. Débit d'air lift vs plusieurs paramètres de profondeur sur 55 forages

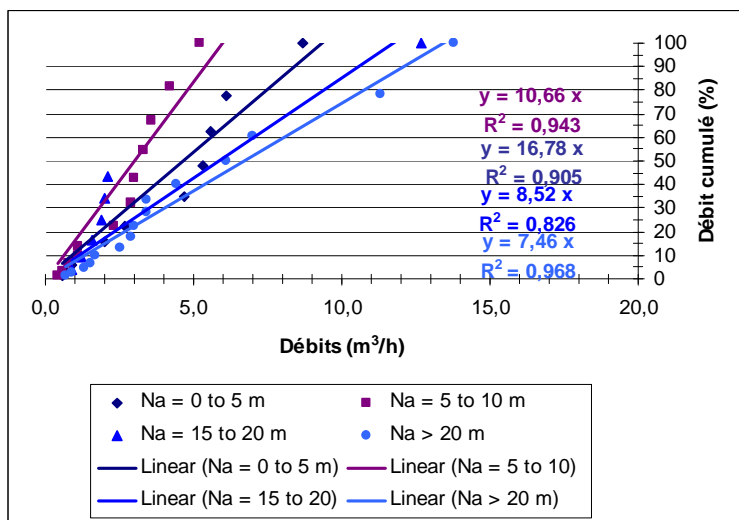


Figure 69. Débit linéaire cumulé en fonction des valeurs de débit, sur 55 forages par classe d'épaisseur d'altérite

L'analyse de la relation entre le débit et l'épaisseur d'altérites (figure 69) indique qu'en dessous de $3 \text{ m}^3/\text{h}$, la courbe de débit cumulé n'est pas bien séparée par classe d'épaisseur,

mais au-delà, l'influence de la classe d'épaisseur devient claire. Avec l'épaisseur croissante, la somme des débits inférieurs à une valeur donnée (par exemple, $6 \text{ m}^3/\text{h}$) assure une proportion décroissante du débit total. Par ailleurs, les valeurs d'épaisseur d'altérites inférieures à 10 m ne permettent pas de fortes valeurs de débit ($> 10 \text{ m}^3/\text{h}$). Les débits les plus importants apparaissent autour de l'épaisseur moyenne (15,7 m pour ces forages). Le débit maximal ($20 \text{ m}^3/\text{h}$) a été mesuré dans un forage en dessous de 14 m d'épaisseur d'altérites. Ainsi, nous concluons que les forages ayant de l'eau sous une épaisseur d'altérites moyenne ou importante sont les plus productifs.

6.4.2. Débit linéaire et épaisseur utile d'aquifère fissuré

Le débit linéaire doit être défini en fonction de la hauteur de forage en dessous de la base des altérites meubles plutôt que de la profondeur du forage ou de la longueur totale saturée (Courtois et *al.*, 2008). Les figures 70 et 71 permettent de constater que 95 % et 80 % du débit linéaire cumulé d'une population de forages est obtenu respectivement en dessous de 35 m et 25 m sous la base des altérites.

Le premier segment de la courbe cumulative de la figure 71 montre que la moitié du débit linéaire total vient d'un horizon de faible épaisseur (5 m d'épaisseur maximale) immédiatement sous le contact avec les altérites. Nous constatons également qu'environ 50 % des débits (le deuxième segment sur la courbe) sont obtenus avec un gradient constant entre 5 m et 35 m d'épaisseur sous la base des altérites.

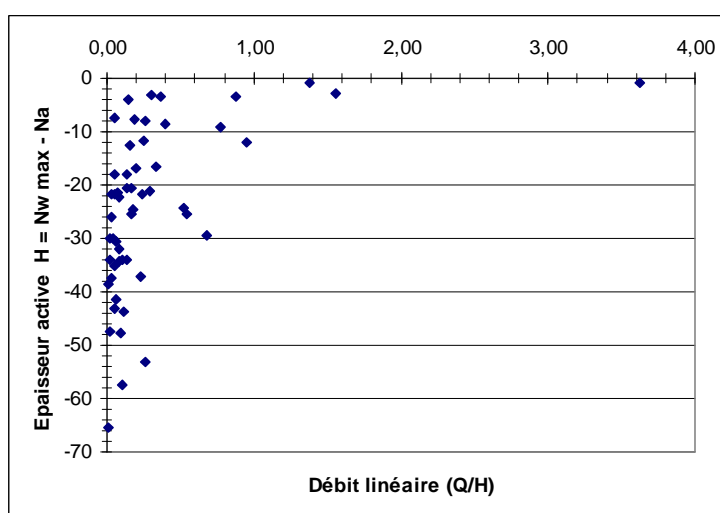


Figure 70. Relation entre le débit linéaire et la hauteur d'eau utile sous la base des altérites (53 forages)

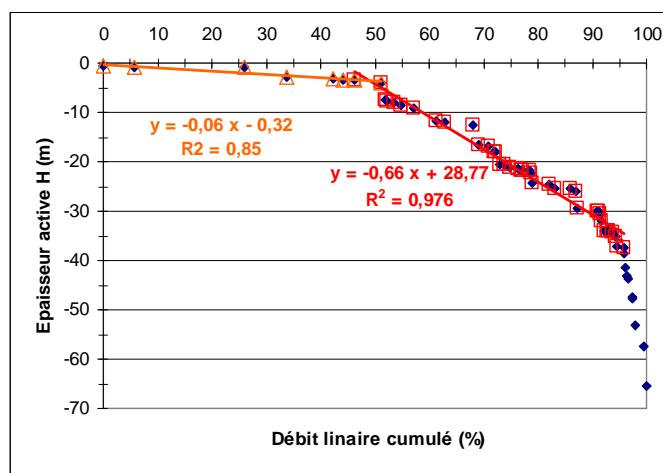


Figure 71. Débit linéaire cumulé vs de la hauteur d'eau utile sous la base des altérites (53 forages)

Ainsi, la densité de fractures ouvertes et capables de conduire de l'eau ne semble pas diminuer avec la profondeur, en contradiction avec le schéma classique. S'il était vrai qu'elles soient de moins en moins nombreuses avec la profondeur, alors elles seraient de plus en plus productives.

Le gradient change à nouveau entre 35 m et 40 m sous la base des altérites : ceci montre que forer plus en profondeur devient moins rentable. Même si quelques fortes valeurs de débit peuvent être rencontrées entre 60 et 80 m, la hauteur hydrauliquement efficace devient excessive et donc moins rentable financièrement et techniquement.

Alors, pendant les travaux, une fois qu'un forage est exécuté sans succès suffisant à une profondeur de 50 m (15 + 35) en moyenne ou au plus 70 m (cas d'épaisseur d'altérites plus importante ; par exemple 20 m en plus), l'équipe de forage a le choix entre ajouter 20 m dans le même forage pour obtenir le succès espéré avec une probabilité faible ou faire un autre forage de 50 m sur un nouveau site pour espérer obtenir un meilleur débit.

6.5. Modélisation piézométrique

6.5.1. Cours d'eau pérennes, piézométrie et topographie

D'après la figure 63, la profondeur du niveau piézométrique Ns_i montre une légère corrélation ($R^2 = 0,31$) avec la cote topographique du terrain $Zsol$. Cette corrélation n'est pas suffisante pour supposer que Ns_i peut être calculé directement d'après $Zsol$ en tout point. Mais cette corrélation, même faible, suggère au moins que la surface du terrain et la surface piézométrique ne sont pas parallèles : à une certaine distance des cours d'eau pérennes, plus un point est à une altitude élevée (i.e. plus on se rapproche d'un interfluve), plus est profond

le niveau piézométrique. Au voisinage d'un cours d'eau pérenne, la surface du sol et la surface piézométrique se rapprochent et se confondent.

Considérons la carte obtenue par interpolation (krigeage) de 215 points relevés sur le MNA le long des cours d'eau pérennes (figure 72). Elle modélise la surface de base des thalwegs du secteur sud du département (au sud de la faille majeure de Hana-Lobo) où le travail de pointage des thalwegs a été fait. Nous la prenons comme surface de référence (Sr). La résolution de cette surface nous paraît suffisante : grâce à la faible variance du MNA, il n'y a pas d'anomalie statistique due à la variabilité de la surface et au faible nombre de points. La variabilité associée à une surface construite à partir des données des rapports de forages est illustrée par la figure 73 tracée avec la même méthode d'interpolation et le même nombre de points (pas les mêmes, bien sûr).

Nos données sur la piézométrie consistent en une mesure de la profondeur Ns_i de la surface piézométrique une fois le forage complété. Afin de la traduire en niveau altimétrique, on a besoin de connaître l'altitude du terrain $Zsol$. Même quand l'altitude du site a été enregistrée dans le dossier de forage, il s'avère que cette information n'est pas plus précise que si l'on pointe la position approximative (X, Y) du forage sur le MNA issu de la mission SRTM pour en déduire la cote du terrain Zt (erreur verticale absolue, 10 m).

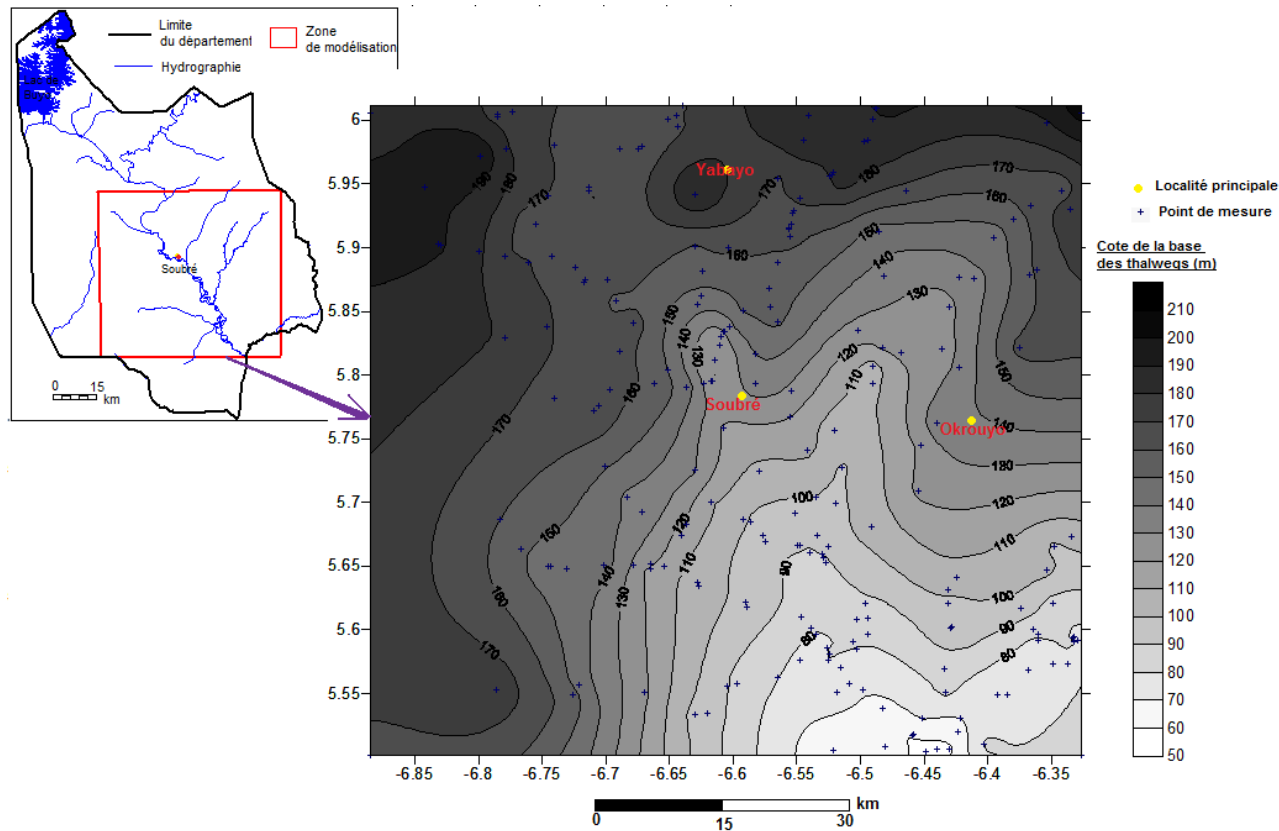


Figure 72. Carte isohypse de la base des thalwegs dans le secteur sud (215 points)

Pour rechercher des corrélations, cependant, on préfère rester d’abord collé aux données du petit nombre des forages où l’altitude de la tête est enregistrée. Mais on généralisera les relations trouvées en utilisant, au lieu des notations ponctuelles Z_{si} et Z_{sol} , les notations Z_p , Z_t et Z_r pour les altitudes respectives de la surface piézométrique, de la surface topographique et de la surface de référence (base des thalwegs).

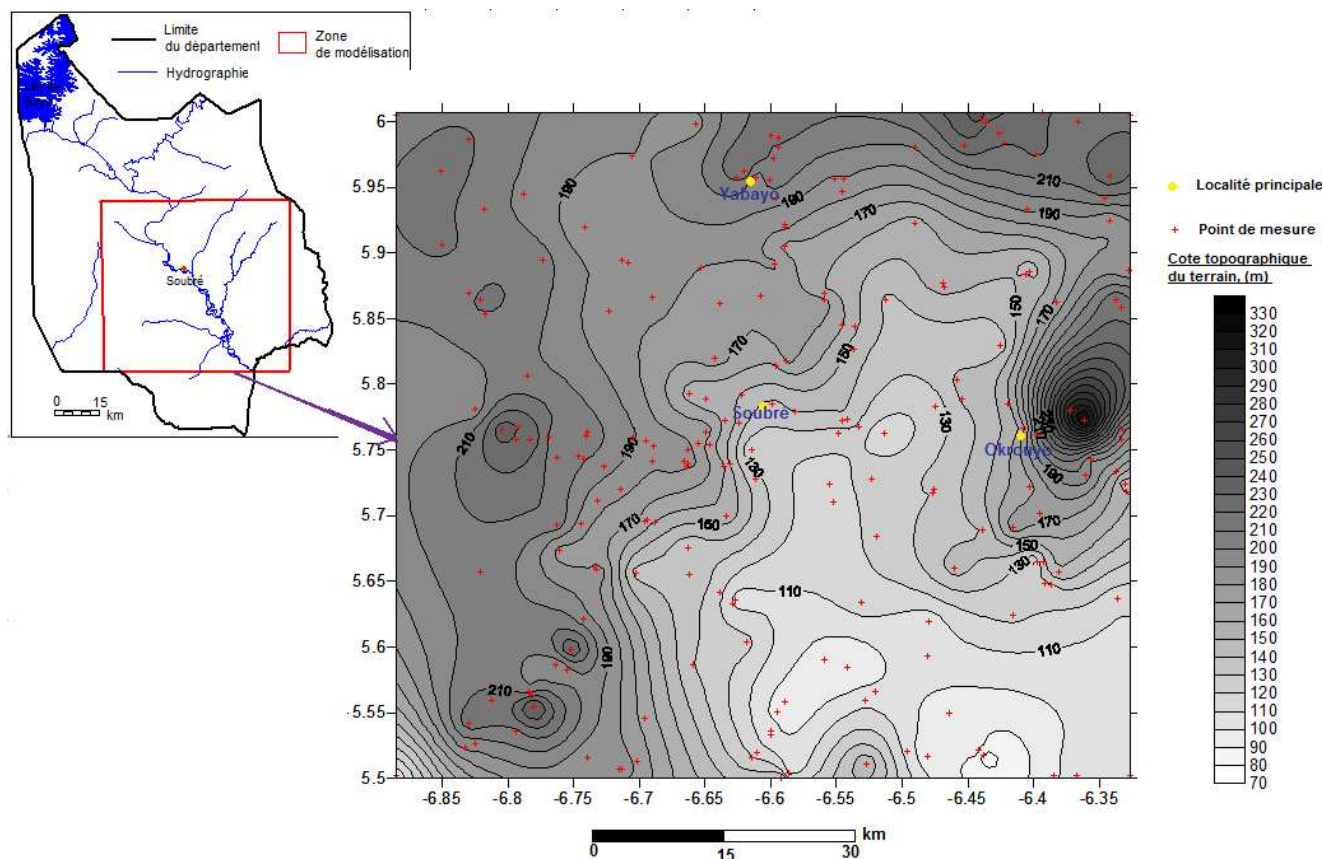


Figure 73. Courbes isovaleurs de la cote de la tête de forage des dossiers (220 points)

En tenant compte de la surface de base des thalwegs, le résultat du calcul des valeurs des paramètres a et b présentés au chapitre 4 est donné par la figure 74. Sur ce graphe est ajustée une courbe de tendance linéaire qui permet de juger de la corrélation entre les paramètres a et b . Cette droite a pour équation : $b = 0,9758 \times a - 8,9506$.

Le coefficient de corrélation ($R^2 = 0,964$) est satisfaisant. Cela montre qu’il y a une bonne corrélation entre les paramètres considérés et, par conséquent, que nos hypothèses de base sont fondées.

Néanmoins, nous observons sur ce graphe que certains points présentent des valeurs de b et a négatives, ce qui n’est pas juste, techniquement parlant. Cela signifierait que :

- ✓ $b < 0$: le niveau d’eau dans certains forages est situé en dessous de la surface de base des thalwegs, ce qui peut s’expliquer si on a considéré des vallées sèches

comme des vallées pérennes au moment d'élaborer la surface de base, qui serait donc trop haute ;

- ✓ $a < 0$: la tête de certains forages est située en dessous de la surface de base des thalwegs ; ce second cas paraît illogique a priori, mais est possible si le forage se trouve dans une dépression non prise en compte lors de la modélisation de la surface de base des thalwegs, qui serait donc là aussi trop haute.

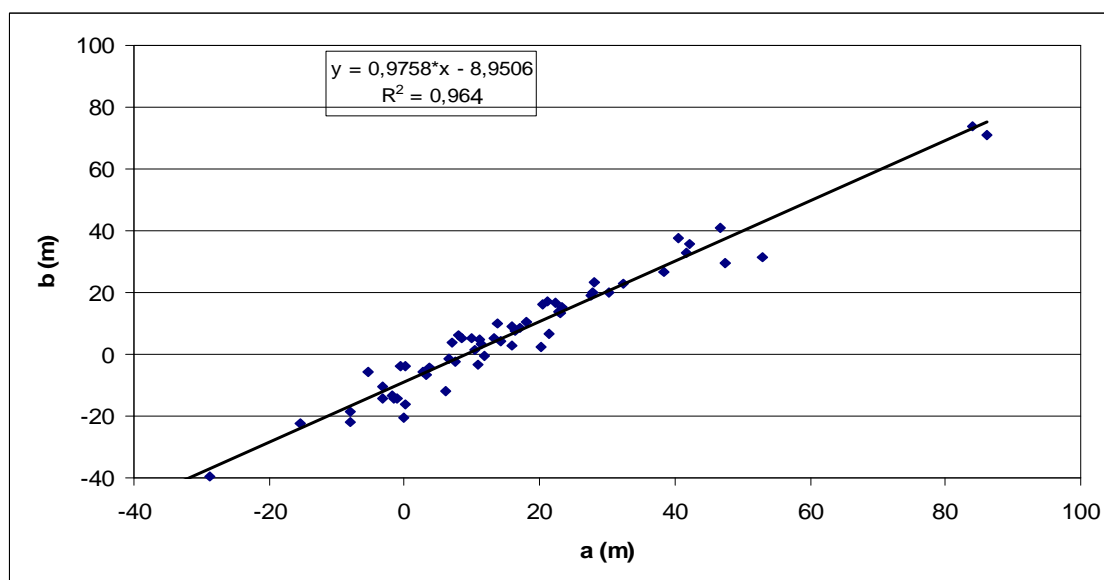


Figure 74. Relations entre surface piézométrique et surface du sol (données de dossiers) avec comme référence la surface de base des cours d'eau pérennes (61 forages)

Si nous considérons la surface de base des thalwegs comme représentative de la réalité, alors c'est Z_t qui est trop bas pour certains forages. Par conséquent, nous pouvons avancer une autre raison pour expliquer ces valeurs négatives : l'inexactitude des coordonnées de certains forages. Pour bien tirer profit de cette méthode, il faut posséder les coordonnées exactes des forages (si possible 90 m) pour extraire du MNA l'altitude la plus juste possible. Pour s'en convaincre, nous avons éliminé du graphe précédent les points relatifs aux forages que nous n'avons pas visités.

Par conséquent, nous avons recommencé le travail en prenant en compte les seuls forages dont nous avons nous-mêmes déterminé ou vérifié les coordonnées géographiques et qui se situent dans l'espace retenu pour la modélisation piézométrique. Le nombre de forages passe alors de 61 à 37. Le résultat est probant (figure 75) : on améliore le coefficient de corrélation ($R^2 = 0,9703$) et les points qui ont une valeur de a négative ne sont plus que 2 sur 37. L'équation devient : $b = 1,0033 \times a - 9,6407$. Elle est facilement simplifiée sous la forme : $b = a - 9,6$ ou : $Z_{p_{théo}} = Z_t - 9,6$. Cela signifie que les deux surfaces sont parallèles, c'est-à-

dire que les points utilisés ici sont plutôt à bonne distance des cours d'eau pérennes.

Ces deux relations présentent des pentes proches de 1. Cela signifie que les niveaux piézométriques dans la région d'étude se trouvent entre 7 m et 10 m en moyenne en dessous de la surface topographique, dans un modèle quasi parallèle. Ce dernier constat n'est pas surprenant, car les niveaux statiques des forages étudiés sont en moyenne de 7,33 m.

La corrélation observée à la figure 63 suggère qu'on peut écrire $b = a \times p$ où p est un réel et les paramètres a et b sont définis en chaque point par : $a = Z_t - Z_r$ et $b = Z_p - Z_r$.

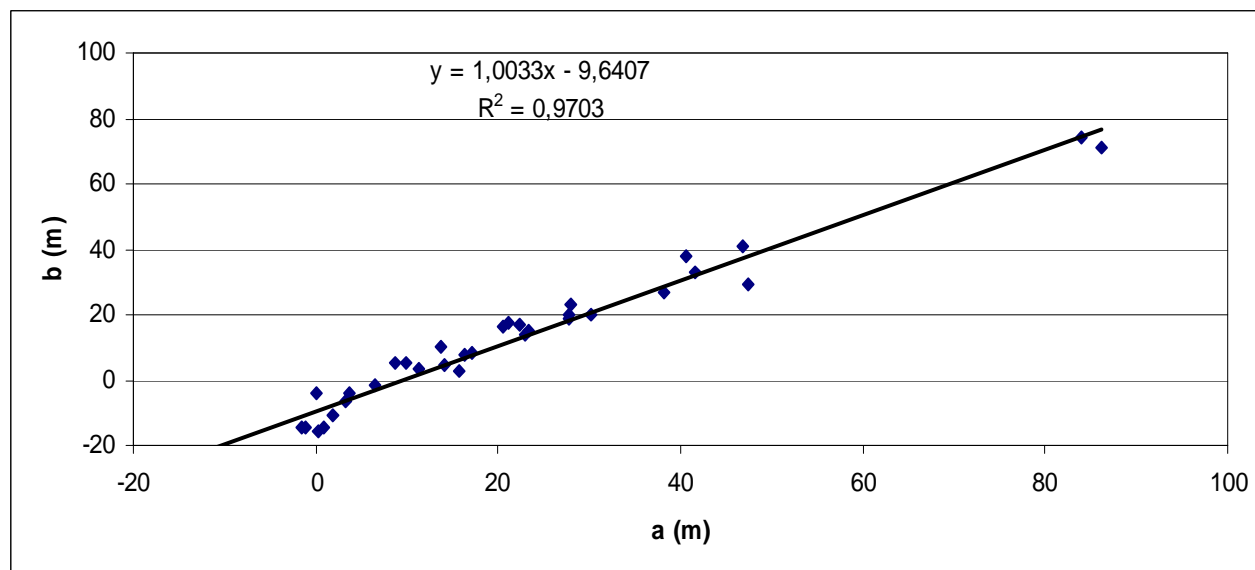


Figure 75. Relations entre surface piézométrique et surface du sol avec comme référence la surface de base des cours d'eau pérennes (37 forages)

En éliminant de la liste les forages où le paramètre b est négatif, mais en prenant des forages non visités par nous-mêmes, on réunit une nouvelle base de données comprenant 55 forages. Nous obtenons une nouvelle relation d'expression $y = 0,92 x - 7,00$ m avec une corrélation $R^2 = 0,95$ (figure 76). Cette relation est analogue aux deux équations précédentes mais la pente est différente de 1 car nous avons inclus des forages plus proches des cours d'eau pérennes.

Aussi, pour créer une possible convergence de la surface piézométrique avec sa surface de référence aux alentours des cours d'eaux pérennes, avons-nous considéré les points dont la valeur du paramètre a est inférieure à 60 m. Nous obtenons ainsi une fonction linéaire d'équation $y = 0,74 x$, où $R^2 = 0,90$ (figure 76). Pour obtenir un meilleur coefficient de corrélation, une autre solution serait de sélectionner la fonction polynomiale d'expression $y = 0,004 x^2 + 0,503 x$, où $R^2 = 0,95$ (figure 76).

La relation, linéaire ou polynomiale, permet de déduire la surface piézométrique en

toute maille de 90 m x 90 m du MNA à l'aide d'une transformation simple de la surface de base des thalwegs (Sr) : $Z_p - Z_r = 0,74 (Z_t - Z_r)$ donne $Z_p = 0,74 Z_t + 0,26 Z_r$.

Au-delà de la valeur de $a = 60$ m, il faudra appliquer la relation affine à pente proche de 1 car malgré une certaine variabilité de la carte de la profondeur du niveau statique, globalement, la surface piézométrique sous le bassin versant est parallèle à la topographie.

Cette équation nous permet de modéliser la piézométrie dans les formations granitiques du bassin versant du Sassandra dans le département de Soubré. Elle permet de calculer directement le niveau piézométrique en tout point, et en particulier dans tous les nouveaux forages dont on connaîtra les coordonnées (X, Y), la cote topographique et l'élévation de la surface de base des thalwegs étant connues grâce au MNA. À partir de cette équation, nous avons établi la carte de la piézométrie théorique dans la moitié sud du département de Soubré (figure 77). Cette carte confirme que la circulation des eaux souterraines s'effectue en direction des cours d'eau principaux et vers le fleuve Sassandra.

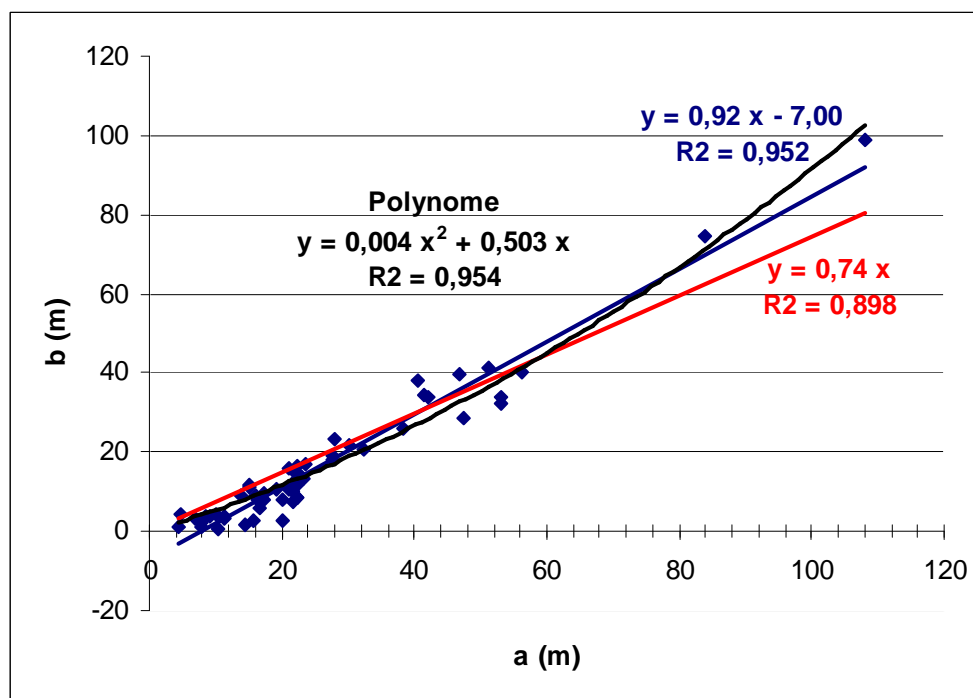


Figure 76. Corrélation de Wyns sur 55 forages, sans les valeurs de b négatives

À la lumière de tout ce qui précède, Nous pouvons affirmer que les eaux souterraines dans le département de Soubré s'écoulent parallèlement à l'écoulement superficiel. Nous en concluons que le bassin versant hydrogéologique du fleuve Sassandra s'inscrit dans les mêmes limites que le bassin hydrologique.

6.5.2. Comparaison avec le niveau piézométrique mesuré en forages : anomalies

Posséder une carte piézométrique théorique avec la même résolution que le MNT et la surface de base des thalwegs permettra à l'avenir de vérifier la « normalité » des nouveaux forages ou au contraire de mettre en évidence des écarts entre le niveau statique mesuré en forage et cette surface théorique. Ces anomalies pourront s'interpréter selon une grille de lecture que nous ébauchons ici.

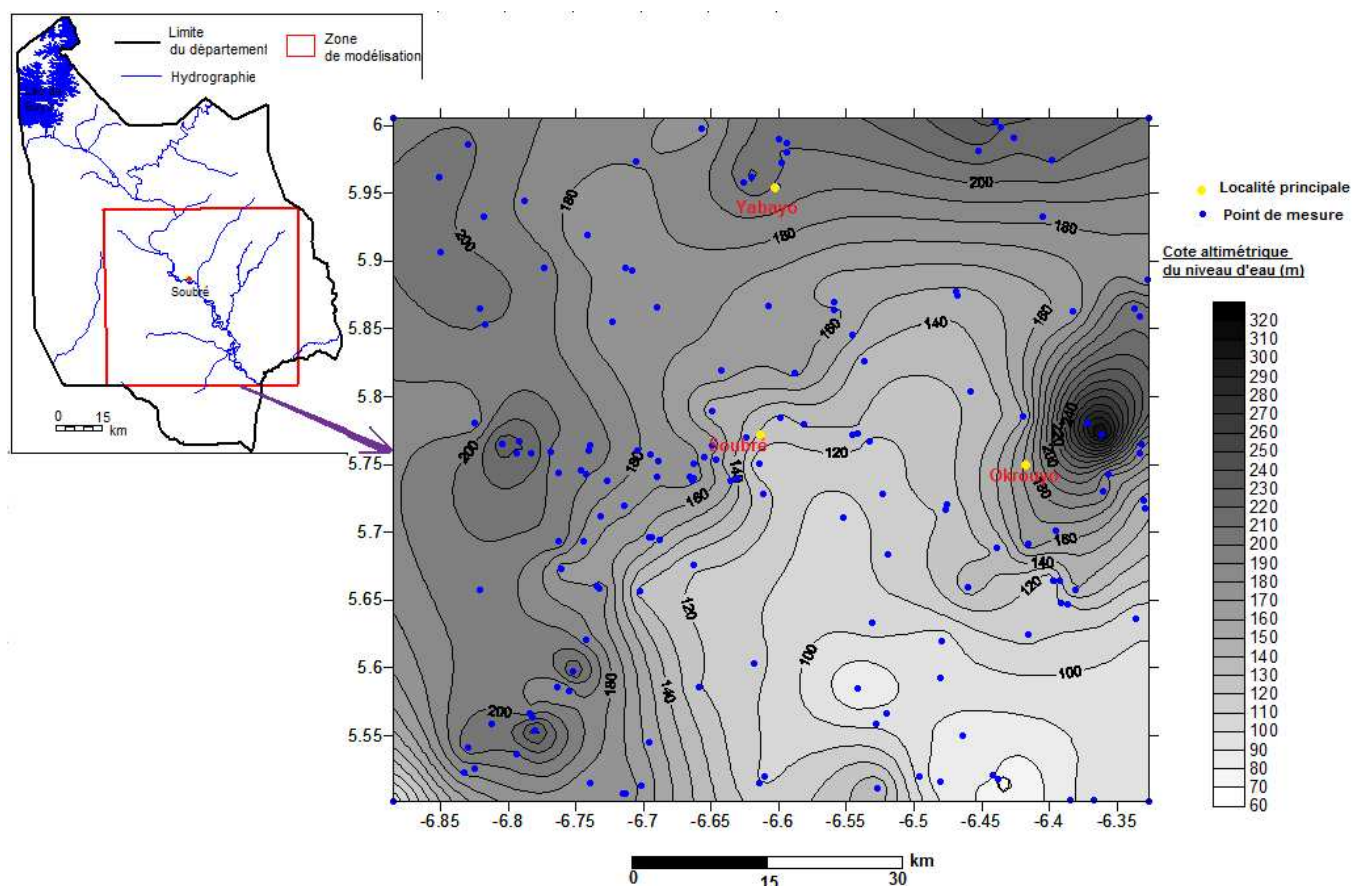


Figure 77. Courbes isovalues de la piézométrie théorique dans le secteur d'étude obtenues à l'aide de l'équation $a = f(b)$, de la surface de base des thalwegs et de la surface du MNA

On connaît la surface de la nappe avec la même résolution que ces deux surfaces, mais ici elle est n'interpolée qu'à partir de 154 points échantillonnés : on a choisi des points où existent des forages pour pouvoir comparer avec la piézométrie issue des mesures en forage : ici, il n'y a pas d'artefact, d'anomalie ou d'erreur...

Lorsqu'un bas niveau piézométrique est mesuré au voisinage d'une rivière, on doit s'assurer qu'il reste au-dessus du niveau de la rivière, car dans le cas contraire, cela signifierait que la rivière alimente localement la nappe.

Une anomalie haute du niveau piézométrique peut signifier que l'aquifère est alimenté

localement par l'eau du fleuve ou d'une rivière. Cela est rare car le long du fleuve, les mégafractures sont plutôt calfeutrées par un horizon d'altérites argileuses.

Une anomalie basse du niveau piézométrique peut se rencontrer là où l'infiltration est faible et où la nappe est portée par un mur plus profond (ces deux conditions sont rencontrées là où le régolithe est particulièrement épais), ou encore où les eaux souterraines sont rabattues par un drainage naturel (zone de fractures) ou artificiel (pompage). L'interprétation d'une telle anomalie sera donc difficile, mais régolithe très épais et zone de faille ne s'excluent pas !

Une anomalie ponctuelle à cote piézométrique élevée peut correspondre à une très faible épaisseur d'altérite. La présence d'un pointement de roche saine est alors suspectée. Cette zone pourrait donc être un lieu d'infiltration et de recharge de la nappe à travers de petites fractures tectoniques ouvertes et connectées. Ce contexte peut exister hors les zones de hauts-plateaux où l'altitude du sol est corrélée à un niveau statique profond, ce qui n'exclue pas une anomalie positive.

Il est vraisemblable que la présence de la faille de Hana-Lobo soit une barrière à la circulation des eaux souterraines et superficielles : en arrivant contre cette faille, le fleuve Sassandra serpente, rallonge son chemin avant de reprendre sa direction d'écoulement initial plus loin. Cela suggère que cette faille contient un cœur de gouge ou cela peut s'expliquer aussi par le fait qu'elle est fermée car orthogonale à la direction de compression régionale. Cette difficulté à circuler peut faire que le niveau des eaux souterraines soit plus élevé tout le long de la faille dans le compartiment nord : la nature schisteuse du socle avec un régolithe plus épais et l'existence d'un fossé tectonique fait de ce contexte une zone propice à l'emmagasinement d'eau souterraine.

Conclusion partielle

L'étude de la géomorphologie du département de Soubré révèle que les terrains présentent des altitudes s'échelonnant de 70 m à 210 m avec des pics ponctuels par endroits qui s'élèvent jusqu'à 450 m. La surface du Haut-glacis se situe vers 170 m d'altitude et l'érosion régressive y a découpé un cirque ouvert au sud, dont le front passe par Soubré. Les terrains les plus bas sont situés au sud-est du département, à la confluence des bassins versants du Sassandra et de la Debo, vraisemblablement sur la surface du Moyen-glacis. Les pentes des terrains sont généralement douces, avec des valeurs qui oscillent de 2 à 4 %.

Une reconstitution paléo-morphologique a été esquissée afin de trouver une logique dans la distribution de l'épaisseur d'altérite. On a tenté avec peu de succès d'identifier un paléotalus parallèle au fleuve Sassandra mais la surface du mur des altérites semble confirmer

l'hypothèse d'un paléo-Sassandra. On a mis en évidence un contrôle par la lithologie avec deux grands secteurs : celui de la migmatite avec son noyau de granodiorite, celui du gneiss et des plutons orientés. Il faut y ajouter le secteur nord dans les schistes, et le cas particulier des plutons de syénite. L'épaisseur d'altérite est moins forte dans les vallées des principaux cours d'eau où l'érosion est plus active.

Le niveau piézométrique dans la nappe a été modélisé pour compenser les insuffisances dans les données de la piézométrie. Nous constatons qu'en prenant comme référence la surface de base des thalwegs, la surface piézométrique est corrélée à la surface topographique, elle se trouve en moyenne 7,5 m en dessous. Malgré une certaine variabilité de la carte de la profondeur du niveau statique, globalement, la surface piézométrique sous ce bassin versant est parallèle à la surface topographique. La circulation de l'eau obéit à la logique globale du bassin versant. Les eaux souterraines suivent en grande partie l'écoulement superficiel. Aussi, on dira que le bassin versant hydrogéologique est principalement une reproduction en souterrain du bassin hydrologique.

Sur la carte pseudo piézométrique, construite avec des données de fin de chantier et non avec des données d'exploitation, l'empreinte anthropique n'est pas visible. Les irrégularités de la surface piézométrique sont contrôlées par l'hétérogénéité de la structure verticale du terrain. On peut s'interroger sur un possible effet dépressif du cumul des prélèvements pour l'alimentation en eau potable au cours du temps sur la surface piézométrique. Sur plusieurs années, les prélèvements dans la nappe sont-ils compensés par la recharge ? Pour répondre à cette question, il faudrait observer à des dates différentes un secteur où l'on dispose de plusieurs forages.

En perspective, la relation obtenue entre la surface topographique et la surface piézométrique permettra de fusionner les données empiriques de piézométrie et la carte obtenue par la modélisation, ou plus précisément de conditionner cette dernière par les niveaux mesurés localement dans les forages. Dans l'immédiat, elle permet de tenter une interprétation des écarts positifs ou négatifs du niveau statique mesuré par rapport à la surface modèle.

CHAPITRE 7

HYDROGÉOCHIMIE DU DÉPARTEMENT DE SOUBRÉ

Les travaux d'échantillonnage et de dosage que nous avons effectués ont permis de disposer d'importantes données physico-chimiques. L'analyse, suivie de l'interprétation de ces informations, permettra d'identifier les caractéristiques hydrochimiques des eaux et de mieux comprendre l'hydrodynamisme des aquifères de socle du département de Soubré.

7.1. Résultats des mesures *in situ* et des analyses en laboratoire

Les tableaux XIII et XIV présentent les résultats des analyses chimiques ainsi que la balance ionique de toutes les eaux (des deux missions d'échantillonnage) ayant fait l'objet de cette étude. Les points de contrôle (les forages échantillonnés deux fois) n'ont pas montré de variation notable entre les paramètres mesurés et dosés. Par conséquent, nous ne donnons dans le tableau que les résultats des 57 points distincts de mesure. Dans l'ensemble, ces résultats sont acceptables, car plus de 75 % des échantillons des eaux analysées ont une balance ionique inférieure ou égale à 5 %. Cela signifie que 25% des eaux présentent un déséquilibre de la balance ionique. Parmi eux, un seul échantillon d'eau ($\approx 2\%$ du total), celui de la rivière Lobo, a une balance supérieure à 10 %. La distribution suivant la loi normale des fréquences de la balance ionique est présentée en annexe 6.

Sur la figure 78, nous remarquons que la balance ionique est bonne (entre - 5 % et + 5 %) pour les deux tiers des eaux, que leur conductivité électrique (CE) soit inférieure ou supérieure à $400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Celles qui présentent une balance ionique en déséquilibre restent dans les limites du raisonnable (entre - 8 % et + 8 %).

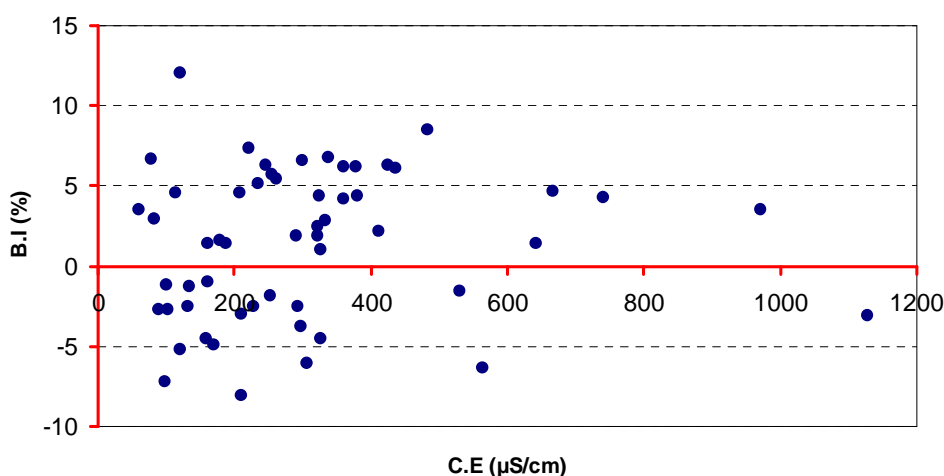


Figure 78. Relation entre la balance ionique (BI) et la conductivité électrique (CE)

Tableau XIII. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux échantillonnées

N.B : toutes les teneurs en ions sont en mg.L⁻¹.

Code	Localités	Lithologie de l'encaissant	C.E. $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	T $^{\circ}\text{C}$	MTD mg.L^{-1}	TAC $^{\circ}\text{F}$	THT $^{\circ}\text{F}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ²⁺ $\times 10^{-3}$	Mn ²⁺ $\times 10^{-3}$	Al ³⁺ $\times 10^{-3}$	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	B.I. %
K2	Koziayo II	Syénite	327	6,5	26,6	297	14,5	13,8	17,5	22,8	17,2	10,3	854,6	90,9	18,3	160,6	14,4	53,7	0	-4,5
L2	Gnogboyo	Gneiss	298	7,1	30,6	247	5,5	8,9	14,4	12,8	31,4	4,5	334,8	1,2	15,9	61,4	29,5	40,5	52	-3,8
L4	Gbalébouo	Gneiss	210	7,3	27,5	413	23,3	12,9	20	19,2	43,7	21,5	83,3	50,2	16,6	257,9	11,2	37,9	0,9	-3
L6	Koudouyo	Migmatite	83	7,4	26,6	100	3	2,3	5,7	2,2	15,8	7,5	425,7	13,6	5,5	33,5	6,4	21,7	6,6	2,9
L8	Degaullekro	Granodiorite	643	6,6	26,9	732	38,1	40,4	32,8	78,3	29,7	30,1	395	301,1	55,8	423,2	15,4	121,2	0,4	1,4
L10	Gnipi II	Migmatite	161	6,8	27,6	167	4,7	3,8	6	5,6	35,1	4,8	0	0,1	3,6	52,3	30,5	22,2	10,4	1,4
L11	Glétia	Migmatite	256	6,9	27,3	233	3,5	5,7	10,8	7,3	35	27,4	46,5	26	10,1	39	41	8,7	63,4	5,7
L11'	Glétia II	Migmatite	564	6,6	27,3	385	11,4	22,4	49,7	24,3	3,6	14	70,4	143,3	39,5	126,4	26,4	132,3	7,9	-6,4
L12	Ancien koréagui	Migmatite	134	6,9	26,6	176	6	5,4	10,9	6,4	19,6	14,5	44,8	0,4	9,5	66,7	13,3	35,3	9,5	-1,3
L13	Abokouamékro	Migmatite	412	6,6	27,4	268	5,6	11,6	21,5	15,1	23,3	15,7	38,5	3,7	18,7	62,3	32,8	8,4	89,3	2,2
L14	Téréagui II	Granite	211	6,9	27,7	226	4,1	3,6	8,7	3,5	35,5	11,6	54,5	19,2	8,9	45,7	8,2	48,5	64	-8,1
L16	Méagui	Granite	426	7,2	27,9	330	12	15,1	33,8	16,2	39,3	14,1	134,4	123,9	28,4	133,3	55,3	31,2	6,2	6,3
L16'	Touagui II	Gneiss	381	7,3	26	290	8,7	16,4	35,3	18,5	22,9	12,2	518,2	88,4	33,1	96,7	67	35,6	0,6	4,4
L17	Kragui	Migmatite	326	7,4	27,2	307	12	14,6	41,9	10,1	25,4	5,4	35,5	20,2	23,8	133,3	19,2	65,9	5,6	1
L18	Mission St Pierre	Gneiss	323	7,5	26,5	303	16,7	15	48,9	6,8	18	8,6	243,8	95	37	185,6	15,4	18,7	0,2	1,9
L19	Zongokro	Gneiss	323	7,6	26,6	289	15,7	14,8	44,5	8,9	14,7	10,5	36,6	54,8	36,5	174,3	10	25	1,2	2,5
L23	Cedar	Migmatite	531	6,9	26,2	410	22	25,3	46,6	15,7	36,9	6,5	16,5	135,4	39,5	195,9	45,1	14,3	49,3	-1,6
L24	Koperagui	Granodiorite	229	7,3	27,3	202	10,9	7,4	15,9	8,3	21,4	5,6	800,2	230,2	14,9	120,7	18,4	10,2	0,7	-2,5
L28	Konédougou	Schiste	252	7	26,9	222	1,8	6,5	7,9	10,9	34,4	10,9	179,5	60,8	40,1	20,1	41	35,8	60,5	-1,9
L31	Dapeuoa	Schiste	333	7,3	26	332	18,9	16,5	35,6	18,4	21,1	9,9	923,2	49,4	30	210,1	8,6	26,4	0,9	2,8
L32	Belleville	Schiste	290	7,1	26	273	15,9	13,5	44	6,1	17,1	3,8	816,9	222	34	175,9	6,7	17,9	0	1,9
L34	Gribouo	Schiste	180	6,4	25,9	190	8,8	7,1	14,2	8,6	19,5	8,7	83,3	26,1	16,9	97,7	6,7	14,5	20	1,6
L35	Buyo ville	Schiste	262	7,2	26,2	324	17,7	15,1	48,8	7	29,1	6,6	61,9	5,2	34,2	206,1	9,6	16,9	0	5,4
L35'	Barrage Buyo	Eau de surface			29	118	4,2	3	7,9	2,4	7,7	22,6	257,6	0,7	7,7	46,7	2,9	7,5	17,8	6,7
L36	Koffikankro	Granite	114	6,6	26,5	183	5,1	11,4	15,5	18,4	7,9	9,8	553,6	9	14	56,2	36,5	17,4	20,9	4,6
L37	Amanikoffikro	Granite	61	7,2	26,1	82	3,6	3,3	6,2	4,2	7,9	4,7	49,5	5,2	19	39,4	4	8,1	7,5	3,5
L38	Petigoa II	Schiste	103	7,1	25,3	163	5,7	4,7	5,9	8	18,2	13,7	53,4	5,5	0,3	63,6	7,7	44,9	0,7	-2,7
L39	Grand-zattry	Granodiorite	971	7,2	26,9	762	15,3	47,2	47,2	86,1	52,1	7,6	779,5	96,1	67	170	6,4	391,6	0	3,5
L40	Gabaguhé	Grès tufacé	188	7,4	28,5	173	6,5	9,1	19,6	10,2	10,6	5,8	22,3	-0,2	15,9	72,3	7,7	45,8	0,6	1,4

Tableau XIV. Résultats des mesures et analyses chimiques des eaux échantillonnées (suite)N.B : toutes les teneurs en ions sont en mg.L⁻¹.

Code	Localités	Lithologie de l'encaissant	C.E. $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	T $^{\circ}\text{C}$	MTD mg.L^{-1}	TAC $^{\circ}\text{F}$	THT $^{\circ}\text{F}$	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ²⁺ $\times 10^{-3}$	Mn ²⁺ $\times 10^{-3}$	Al ³⁺ $\times 10^{-3}$	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	B.I. %
L41	Gbaleguhé	Grès tufacé	293	7,5	27,5	328	17,5	14,4	25,7	19,3	17,1	18,5	125,4	24,5	23,9	194,7	14,4	19,1	19,2	-2,5
L42	Kotabléuoa II	Grès tufacé	171	7,3	26,6	177	10	7	21,2	4,3	12,7	6,3	59,4	2,7	21,8	111	8,6	13,3	0	-4,9
L43	Kipri	Granodiorite	222	7,4	26,4	210	8,1	8,4	14,5	11,5	22,9	14,8	44,8	0,9	13,2	89,7	11,5	25	20	7,3
L44	Oureyo	Granodiorite	78	7,2	28,4	96	1,5	2,7	6,2	2,8	12,1	10,7	1351,3	12,4	52,6	16,8	14,4	6	25,6	6,7
L46	Yabayo	Granodiorite	89	7,6	26,6	125	3,9	2,7	7,4	2	12,7	18	49,5	0,4	2,1	43	5,8	35,2	0,4	-2,7
L47	Koréyo	Granodiorite	101	6,4	26,9	174	3,8	6,1	20,4	2,5	23,1	5,8	40,2	7,4	2,5	42,5	11,4	58,6	9,1	-1,2
L48	Koda centre	Migmatite	306	6,8	26,4	384	21	15	42	11	25,9	15,2	650,7	89,5	31,3	233	20,6	34	1,9	-6,1
L54	Ouregbabré	Migmatite	162	7,5	29,3	178	7,7	6	13,1	6,7	21,7	12,4	100,4	1	10,3	85,4	8,6	26,8	3,7	-1
L56	Opagui	Migmatite	324	7,6	7,6	248	11,1	8,6	14,3	12,1	36,2	3,9	16	56,4	17,5	122,9	32,8	24,6	0,7	4,4
LOBO	Loboville	Eau de surface			25	111	3,8	3,9	10,1	3,2	13,2	12,3	1135,9	5,1	33,1	42	13,4	13,1	3,3	12
M1	Bakayo	Gneiss	120	6,9	26,9	165	4,2	4,5	12,6	3,3	16	15	1,3	15	10,6	47,1	3,2	50,9	17,4	-5,2
M2	Koméayo	Granodiorite	338	7,1	25,7	403	23,4	20,4	65,5	10	25,7	14,4	31,4	14,4	34,8	259,7	7,2	18,3	1,8	6,8
M3	Mayo	Gneiss	740	7,1	27,2	554	22,4	34,3	92	27,6	21,8	8,4	59,2	8,4	60,1	248,6	8,6	146,1	1,1	4,3
M4	Niapayo	Micaschiste	158	7,5	26,8	215	10,9	6,2	9	9,6	26,7	8,2	46,2	8,2	11,8	121	4	36,1	0,5	-4,5
M5	Guiméyo	Gneiss	132	7,5	28,2	166	3,3	4,4	9,9	4,8	26,2	6,1	4,2	6,1	9,4	36,6	11,2	49,4	21,8	-2,5
M6	Okrouyo	Migmatite	668	6	26,8	536	26	31,8	92,7	21,1	22,9	9	130	9	54,2	288,4	8,8	92,2	1	4,7
M7	Sipefci	Granite	361	6,6	29	299	8,4	13,2	32	12,7	31,8	12,7	2,4	12,7	20,6	93,6	30,4	47,2	38,5	4,2
M8	Ottawa	Granite	378	7,3	27,8	362	17,1	14,9	45,2	8,8	38,9	15,8	19,5	15,8	31,3	190	8	55	0,6	6,2
M9	Kpada	Migmatite	437	7	27,7	337	14,6	18,7	58,1	10,2	27,4	4,8	2,1	4,8	60,5	162,4	32	38,7	6,8	6,1
M10	Baleyo	Granodiorite	236	7,3	26,7	267	13,1	11,1	21,1	14,3	30,9	9,3	6,1	9,3	28,4	145,3	17,2	25,2	3,2	5,1
M11	Adamagui	Granodiorite	300	6,3	27,3	294	8,7	11,2	34,2	6,4	31,2	22,8	1,3	22,8	27,4	96,7	20,8	36,7	45,4	6,6
M12	Johin	Micaschiste	360	7,5	27,5	352	16,6	18,2	58,3	9	18,2	21,6	49,8	21,6	37,2	184,3	19,6	39	1,6	6,2
M15	Negreagui	Gneiss	1128	7,5	25,8	1054	33,3	60,4	169,4	44,1	39,6	10,4	20,7	10,4	72	369,4	19,4	401,7	0,3	-3,1
M16	Ahoutouagui	Granite	247	7,5	27,4	227	7,7	9,4	26,9	6,5	28,2	9,9	1,2	9,9	18,5	85,4	21,6	36,7	11,9	6,3
M18	N'gorankro	Gneiss	209	7,7	28,8	205	6,1	8,3	23,6	5,8	25,3	8,5	7,7	8,5	17,7	68	9,6	62,8	1,5	4,6
SAO	Gripazo	Migmatite	483	7,4	28,5	353	9,5	5,5	14,4	4,6	86,4	9,5	64,6	50,3	15,9	105,9	22,9	35,3	74	8,5
SOU	Soubé	Eau de surface	98	7,5	27	130	2,5	6,2	18,8	3,6	7,2	4,4	414,7	2,4	16	27,7	8,8	60,7	0	-7,2

7.1.1. Paramètres physico-chimiques

Le tableau XV présente les paramètres statistiques des données physico-chimiques. Il s'agit des valeurs extrêmes, de la moyenne, de l'écart type et du coefficient de variation (Cv).

Tableau XV. Paramètres physico-chimiques des eaux analysées

Paramètres statistiques	Analyses physico-chimiques					
	pH	T (°C)	CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	MTD (mg.L^{-1})	TAC (°F)	THT (°F)
Minimum (m)	5,9	25	61,0	82,0	1,4	2,3
Moyenne (μ)	7,1	27,1	313,8	297,9	10,8	13,5
Maximum (M)	7,6	30,6	1128,0	1054	34,7	60,4
Ecart Type (α)	0,4	1,0	212,6	172,8	7,3	11,4
Cv= (α/μ)	0,05	0,04	0,68	0,58	0,67	0,84

✓ Température

Les eaux souterraines présentent une gamme de température étroite : l'amplitude de variation est petite comme le montre le Cv. Le minimum de température a été constaté à Petigoa II (L38) dans le schiste. Une tendance s'observe sur la figure 79 : la température est plus basse dans les forages plus profonds, ce qui est normal sous cette latitude. Mais dans le détail, la corrélation n'est pas bonne. Ainsi, les eaux qui dépassent 28°C viennent de forages moins profonds que 60 m, sauf deux exceptions, et non des moindres : le maximum de température a été observé à Gnogboyo (L2) dans le gneiss avec une température de 30°C, puis à Ouregbabré (L54) dans la migmatite à plus de 29°C, dont le fond atteint respectivement 65 m et 75 m. Il est possible que l'eau puisée ne vienne pas de ces profondeurs...

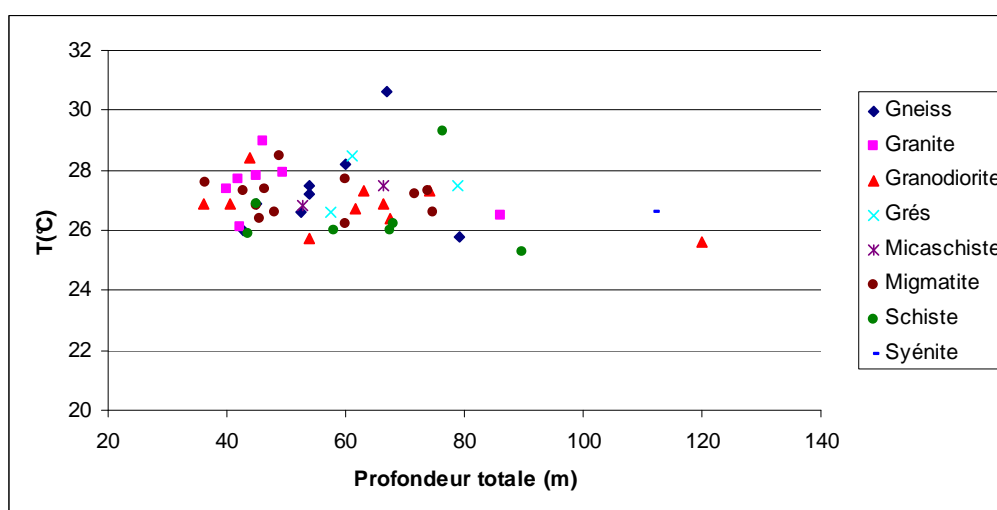


Figure 79. Relation entre température, formation géologique et profondeur des forages

La distribution des forages dans la figure 79 montre aussi qu'il n'y a pas de corrélation entre la température de l'eau et la nature de la formation géologique.

En ce qui concerne les eaux de surface, la plus basse température a été observée dans la rivière Lobo (25°C), et la plus forte au barrage de Buyo (29°C, eau peu circulante), le fleuve Sassandra à Soubré ayant une température moyenne (27°C).

✓ pH

Les valeurs du pH des eaux sont assez homogènes (Cv très faible). Le pH le plus bas (5,9) est observé dans l'eau du forage d'Okrouyo tandis que l'eau de N'gorankro indique le maximum de pH. Avec 82 % des valeurs de pH comprises entre 6,5 et 7,5 et une moyenne à environ 7,1 on peut considérer que la plupart des eaux sont voisines de la neutralité.

✓ Matières totales dissoutes et conductivité électrique

Dans les eaux du département de Soubré, les teneurs en matières totales dissoutes (MTD) sont relativement faibles. Elles sont majoritairement comprises entre 82 mg.L⁻¹ à Amanikoffikro (L37) et 413 mg.L⁻¹ à Gbalebouo (L4). Pour vérifier l'efficacité des méthodes d'analyse et la cohérence des résultats obtenus, nous avons recherché une corrélation entre les valeurs de conductivité et celles de la MTD (figure 80). Le coefficient de corrélation trouvé (0,92) est assez bon pour conclure à la cohérence de nos analyses chimiques. Elles reflètent bien la composition chimique des eaux souterraines.

On note 5 valeurs exceptionnelles : il s'agit d'après le tableau de 536 mg.L⁻¹ à Okrouyo (M6), 554 mg.L⁻¹ à Mayo (M3), 732 mg.L⁻¹ à Degaullekro (L8), 762 mg.L⁻¹ à Grand-Zatry (L39) et 1 054 mg.L⁻¹ à Négreagui (M15). Hormis ces valeurs remarquables (qui peuvent être un peu différentes dans la figure 80 et dans les tableaux XIII et XIV car certaines localités ont été échantillonnées lors des deux missions...), les teneurs en MTD des eaux sont hétérogènes, comme le montre le Cv supérieur à 0,5.

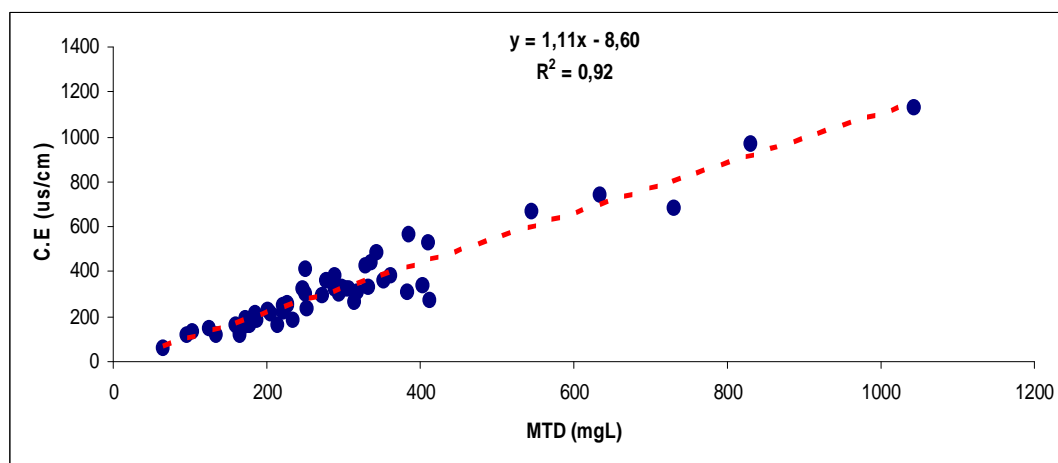


Figure 80. Corrélation entre la CE et la MTD des eaux échantillonnées

Le tableau XV montre que la conductivité électrique des eaux est dispersée, comme l'indique le Cv (environ 0,7). Cependant, cette gamme peut se découper en 3 intervalles : d'après la figure 81, plus de la moitié des échantillons (57 % des eaux) ont une conductivité électrique inférieure à 300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, donc sont faiblement minéralisées ; celles ayant une CE comprise entre 300 et 800 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ représentent 39 % des échantillons ; enfin, seulement 5 % des eaux ont une CE supérieure à 800 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

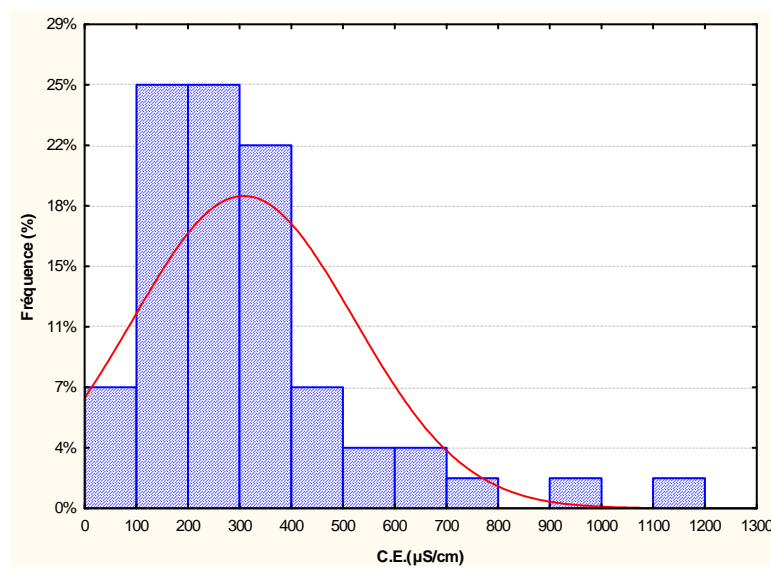


Figure 81. Histogramme de la conductivité électrique (CE) des eaux et loi normale testée

Dans le tableau XV, les plages de variation du titre hydrotimétrique total (THT) et du titre alcalimétrique complet (TAC) sont étendues. Le THT mesuré est compris entre 2,3°F à Oureyo (L44) et 40,4°F à Degaullekro (L8). La valeur exceptionnelle de 60,4°F est observée à Negreadji (M15). Dans cette large gamme, une part importante des eaux (78 %) présente une valeur de THT inférieure à 20°F.

Lorsque le pH d'une eau est inférieur à 8,3, alors la valeur du TAC correspond à la teneur en ions HCO_3^- . Ici, 81 % des échantillons présentent un TAC inférieur à 20°F et ont par conséquent des teneurs faibles en HCO_3^- .

7.1.2. Teneurs en ions majeurs et en traces

Les résultats du dosage des éléments chimiques sont présentés dans les tableaux XIII et XIV. Le tableau XVI résume les résultats.

✓ Anions

Le bicarbonate (HCO_3^-) est le plus abondant des anions : il représente 53 % de la quantité totale des anions dosés. Sa teneur dans les eaux est très variable : le minimum

(17 mg.L⁻¹) est observé à Oureyo (L44) et la valeur maximale (423 mg.L⁻¹) a été mesurée dans l'eau de Degaullekro (L8).

Tableau XVI. Résumé des résultats des analyses chimiques

Paramètres statistiques	Analyses chimiques au laboratoire										
	Anions (mg.L ⁻¹)				Cations (mg.L ⁻¹)				Métaux dissous (µg.L ⁻¹)		
	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Al ³⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺
Minimum (m)	16,8	3,2	6,0	<1	5,7	2,0	3,6	3,8	<5	<5	<5
Moyenne (µ)	130,6	18,2	52,2	14,9	30,9	13,8	25,8	11,3	30,0	200	40,0
Maximum (M)	423,2	67,0	401,7	99,3	169,4	86,1	86,4	30,1	70,0	1400	300,0
Ecart Type (α)	87,8	13,7	74,7	22,4	28,3	15,7	13,0	5,9	20,0	300	60,0
Cv = (µ/α)	0,67	0,75	1,43	1,50	0,91	1,14	0,50	0,52	1,54	1,48	0,67

En deuxième position dans l'ordre d'abondance vient le sulfate (SO₄²⁻) avec 24 % des anions dosés. On observe des pics de sulfate dans certaines eaux, notamment dans celles de Négreagui (M15 : 402 mg.L⁻¹), Grand-Zatry (L39 : 392 mg.L⁻¹), Mayo (M3 : 146 mg.L⁻¹), Gletia II (L11' : 132 mg.L⁻¹), et enfin Degaullekro (L8 : 121 mg.L⁻¹).

Le nitrate (NO₃⁻) ne représente que 8 % des anions dosés. Le nitrate, qui est normalement un ion accessoire ou rare, est prépondérant dans plusieurs forages. C'est le cas d'Abokouamekro (L13) avec 89 mg.L⁻¹. L'origine des teneurs importantes en sulfate et en nitrate dans ces eaux de socle sera discutée au cours de ce chapitre.

Quant au chlorure (Cl⁻), il représente 15 % du total des anions dosés avec des teneurs comprises entre 3 mg.L⁻¹ et 67 mg.L⁻¹.

✓ Cations

Dans les eaux échantillonnées, le potassium (K⁺) est minoritaire en ce sens qu'il représente seulement 9 % des espèces cationiques. L'ion sodium (Na⁺) représente en moyenne 31 % des espèces cationiques. Le calcium (Ca²⁺) et le magnésium (Mg²⁺) représentent respectivement en moyenne 35 % et 25 % des cations. Ainsi, les alcalino-terreux dominent dans les eaux (Ca²⁺ + Mg²⁺ = 60 % en moyenne).

✓ Éléments en trace

Les teneurs en fer (Fe²⁺) totalisent près de 80 % des cations en trace dosés. Celles du manganèse et de l'aluminium ne représentent que respectivement 14 % et 6 %. Les fortes teneurs en fer s'accompagnent souvent de fortes teneurs en manganèse. Les teneurs maximales en fer dans les eaux souterraines s'observent à Oureyo (L44) et Dapeoua (L31) qui en ont 1,4 mg.L⁻¹ et 0,9 mg.L⁻¹. L'eau de la Lobo (eau de surface) présente également une

teneur importante en fer, soit 1,1 mg.L⁻¹. Quant à celles en aluminium, le maximum est observé dans l'eau de Négreagui (M15).

7.2. Caractérisation hydrochimique des aquifères

7.2.1. Faciès des eaux souterraines de Soubré

7.2.1.1. Selon le diagramme logarithmique de Schoeller-Berkaloff

Les eaux souterraines de Soubré, en incluant les deux missions, sont majoritairement bicarbonatées (72 %), dont 50 % des échantillons sont sodi-potassiques et l'autre moitié sont calco-magnésiens. Les eaux sulfatées (18 %) sont à dominance sodi-potassique. Le faciès chloruré est rencontré dans 10 % des échantillons.

Le positionnement des teneurs des ions majeurs sur le graphique de Schoeller-Berkaloff (annexe 6) a permis d'identifier des faciès. Le classement par hydrofaciès des échantillons des deux missions est donné dans le tableau XVII.

Les hydrofaciès montrent que les eaux riches en sulfate et en chlorure sont majoritairement sodi-potassiques et que les eaux calco-magnésiennes ont des teneurs plus fortes en bicarbonate que les eaux alcalines.

Tableau XVII. Hydrofaciès des eaux souterraines du département de Soubré

Hydrofaciès	Echantillons	Fréquence (%)
Bicarbonaté calcique	L17 ; L18 ; L19 ; L23 ; L31 ; L32, L35 ; L40 ; L42 ; L48 ; M2 ; M3 ; M6 ; M8 ; M9 ; M12	30
Bicarbonaté magnésien	L8 ; L41 ; K2	6
Bicarbonaté sodi-potassique	L2 ; L4 ; L6 ; L12 ; L13 ; L16 ; L24 ; L34 ; L37 ; L38 ; L43 ; L54 ; L56 ; SAO ; M7 ; M10 ; M11 ; M16	36
Sulfaté calcique	L11' ; M15 ; L16'	6
Sulfaté magnésien	L39	2
Sulfaté sodi-potassique	L14 ; L46 ; L47 ; M1 ; M5 ; M18	11
Chloruré magnésien	L36	2
Chloruré sodi-potassique	L10 ; L11 ; L28 ; L44	8

Les échantillons marqués en gras sont des eaux à forte teneur en nitrate et en alcalins. Ils ont été classés dans le faciès correspondant à leur couple anion / cation le plus significatif après le nitrate.

À l'intérieur d'un faciès hydrochimique, selon le cation qui vient en seconde position dans l'ordre croissant d'abondance, plusieurs variantes sont observées. Ainsi, au sein des eaux bicarbonatées calciques, on peut distinguer des eaux bicarbonatées calciques et magnésiennes

(M6, M3, L32 etc.) et des eaux bicarbonatées calciques et sodiques (M2, M8, L31, etc.). Il en est de même pour les autres faciès (voir annexe 6).

Sur la figure 82, nous remarquons qu'un faciès des eaux souterraines n'est pas lié à une formation géologique. Les deux faciès les plus représentés, les eaux bicarbonatées calciques et les eaux bicarbonatées sodi-potassiques, sont observées dans toutes les lithologies. Ce constat est valable aussi pour les autres faciès. Réciproquement, en considérant une lithologie particulière, par exemple les schistes de l'unité Hana-Lobo, on y trouve les deux faciès. Cela dit, on note que les eaux des grès tufacés sont seulement bicarbonatées calco-magnésiennes.

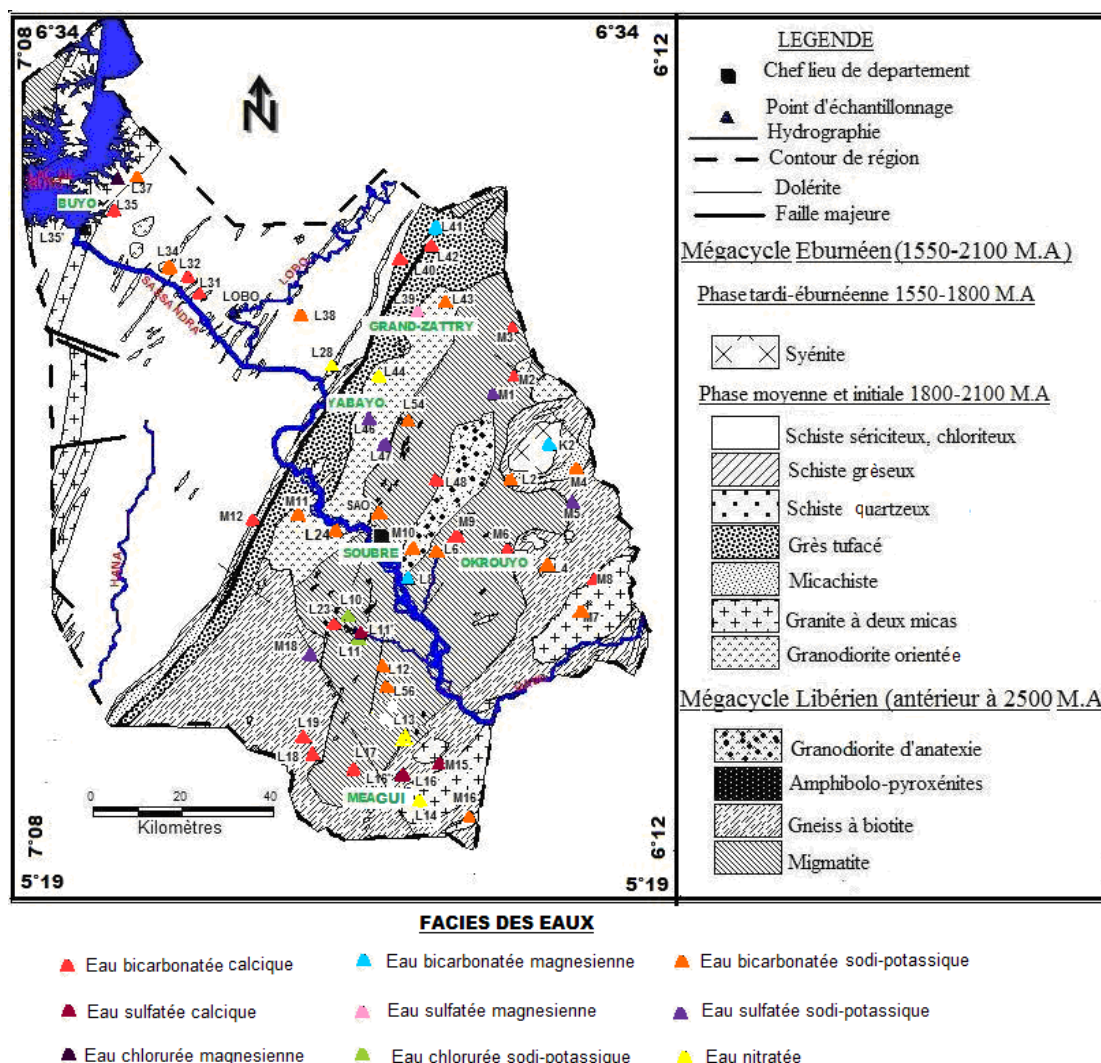


Figure 82. Carte de distribution spatiale des faciès hydrochimiques

7.2.1.2. Approche globale selon le diagramme de Piper

La figure 83 reproduit la position des eaux des deux missions dans le diagramme de Piper. Cette représentation permet de comparer aisément des échantillons d'eau. Les eaux se répartissent dans le losange en 3 classes hydro-chimiques : 1. les eaux bicarbonatées, calco-

magnésiennes ou sodi-potassiques ; 2. les eaux chlorurées ou sulfatées, calco-magnésiennes ; 3. les eaux chlorurées ou sulfatées, sodi-potassiques.

La classe 1 (71 %) regroupe 3 hydrofaciès de Schoeller-Berkaloff (SB), la classe 2 (10 %) en regroupe 3 autres, la classe 3 (19 %) regroupe les 2 hydrofaciès SB restant.

Dans chaque classe, on rencontre une diversité de lithologie de l'encaissant. A cette échelle d'analyse, moins détaillée que les hydrofaciès de Schoeller-Berkaloff, on conclue donc encore que la chimie de l'eau est indépendante de la lithologie de l'aquifère. Cela n'est pas étonnant si l'on en croit les conclusions générales de Darmendrail (1984).

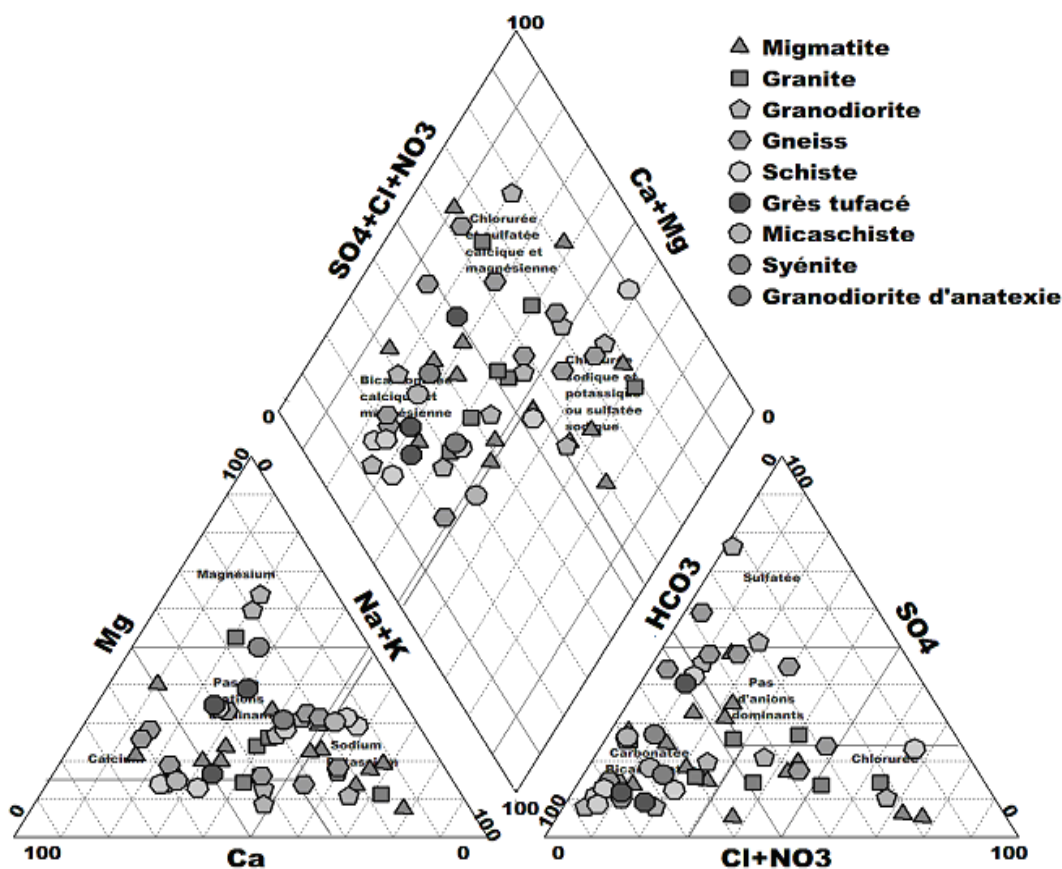


Figure 83. Diagramme de Piper des eaux souterraines du département de Soubrié

7.2.1.3. Notion de pôle hydrochimique : lecture approfondie du diagramme de Piper

L'approche globale du diagramme de Piper n'est pas suffisante et on doit aller plus loin dans l'analyse. Nous allons considérer seulement les eaux de la première mission afin de rester dans des conditions similaires d'échantillonnage. A la fin de cette section, on classe les eaux de la seconde mission dans les pôles identifiés à partir des eaux de la première mission.

Une remarque préliminaire concerne le sort à réserver aux eaux nitratées. Les eaux à forte concentration en nitrates sont à faible teneur en bicarbonate, qu'elles soient calciques ou

alcalines. Ainsi, on a noté, dans le classement en 8 hydrofaciès SB, que 3 échantillons ayant de fortes teneurs en nitrate ne sont pas bicarbonatés : L14 sulfaté, L44 et L28 chlorurés, et on les avait donc classés dans les faciès non bicarbonatés. Hors, cette observation peut s'interpréter par une compétition entre les ions HCO_3^- et NO_3^- dans l'équilibre chimique de l'eau (par exemple, la dénitrification hétérotrophe, oxydation de matière organique par NO_3^- , produirait HCO_3^- , un pour un). Pour le diagramme de Piper, cette interprétation conduit à proposer un reclassement des échantillons nitrates dans le groupe bicarbonaté en ajoutant les teneurs en meq/L des ions HCO_3^- et NO_3^- . On retrouve l'idée dans le diagramme de Chadha (à suivre).

Dans le triangle des cations (figure 84 a), deux lignées d'égale importance numérique se distinguent : la lignée **A** est caractérisée par une teneur constante en alcalins (environ 20 à 35 %) et couvre une gamme variée de proportions Ca / Mg ; la lignée **B** est caractérisée par une proportion constante Ca = Mg et couvre une large gamme de teneurs en alcalins (de 35 % à 80 %). Dans le losange cations / anions, on observe une division de chaque lignée cationique en deux amas selon la composition anionique.

Dans la lignée **A**, un amas **bicarbonaté A₁** dominant, et un amas **sulfaté chloruré A₂** minoritaire constitué de 3 échantillons (L39, L11', L16') se distinguent. Les eaux L13 et L36, que leur position semble rattacher à l'amas **A₂** sont en fait très nitrates. On considère que les nitrates y sont en substitution des bicarbonates. De ce fait, ils sont à associer à l'amas **A₁**.

La lignée **B** est composée d'un amas **bicarbonaté B₁** dominant et d'un amas **sulfaté chloruré B₂** ultra-minoritaire, constitué d'un seul échantillon (L47). Noter que d'après le triangle des cations, L47 est en fait à l'écart de la lignée. On reparlera de ce cas particulier plus loin. Les échantillons L2, L28, L11, L14 et L44, qui semblent faire partie de cet amas par leur position, sont en fait très nitrates. Comme on considère que les nitrates y sont en substitution des bicarbonates, ces points sont plutôt à associer à l'amas **B₁**. Celui-ci comprend d'ailleurs un sous-amas **B₁+alc** très riche en alcalins (L6, L10, L46 et SAO), auquel on peut ajouter les échantillons nitrates L11, L14 et L44, très riches en alcalins.

Dans le losange de Piper (figure 84 b), un examen plus détaillé montre l'existence de 4 pôles et de 2 groupes intermédiaires qui ne sont pas forcément des mélanges entre deux pôles mais peuvent être des stades intermédiaires dans une évolution spatio-temporelle liée à une maturation chimique.

Le pôle bicarbonaté calcique (groupe P_{CA}) est représenté par 10 échantillons : L13, L18, L19, L23, L31, L32, L35, L41, L42 et L48.

Le pôle bicarbonaté **alcalin** (**groupe P_{AL}**) est représenté par 7 échantillons : L6, L10, L11, L14, L44, L46 et SAO.

Entre ces deux pôles, un groupe intermédiaire nommé **groupe M_{CA-AL}** interprété pour l'instant comme un mélange dans des proportions diverses, est constitué de 11 échantillons : L2, L4, L12, L24, L28, L34, L37, L38, L43, L54 et L56.

Le pôle sulfaté **calco-magnésien**, (**groupe P_{SC}**) est représenté par 2 échantillons : L11' et L39. Le diagramme de Chadha confirmera l'amas **A₂**, et on ajoutera à ce pôle l'eau L16' classée pour l'instant dans le groupe suivant car pas fortement sulfatée ou minéralisée.

NB. L'eau de surface SOU prélevée dans le fleuve Sassandra à Soubré semble associée à ce pôle par sa position dans le losange : c'est un artefact courant de la représentation de Piper. On serait ainsi tenté de conférer à ce pôle le statut d'eau à fort taux de renouvellement. Mais les eaux de ce pôle, très minéralisées, ne sont pas compatibles avec SOU !

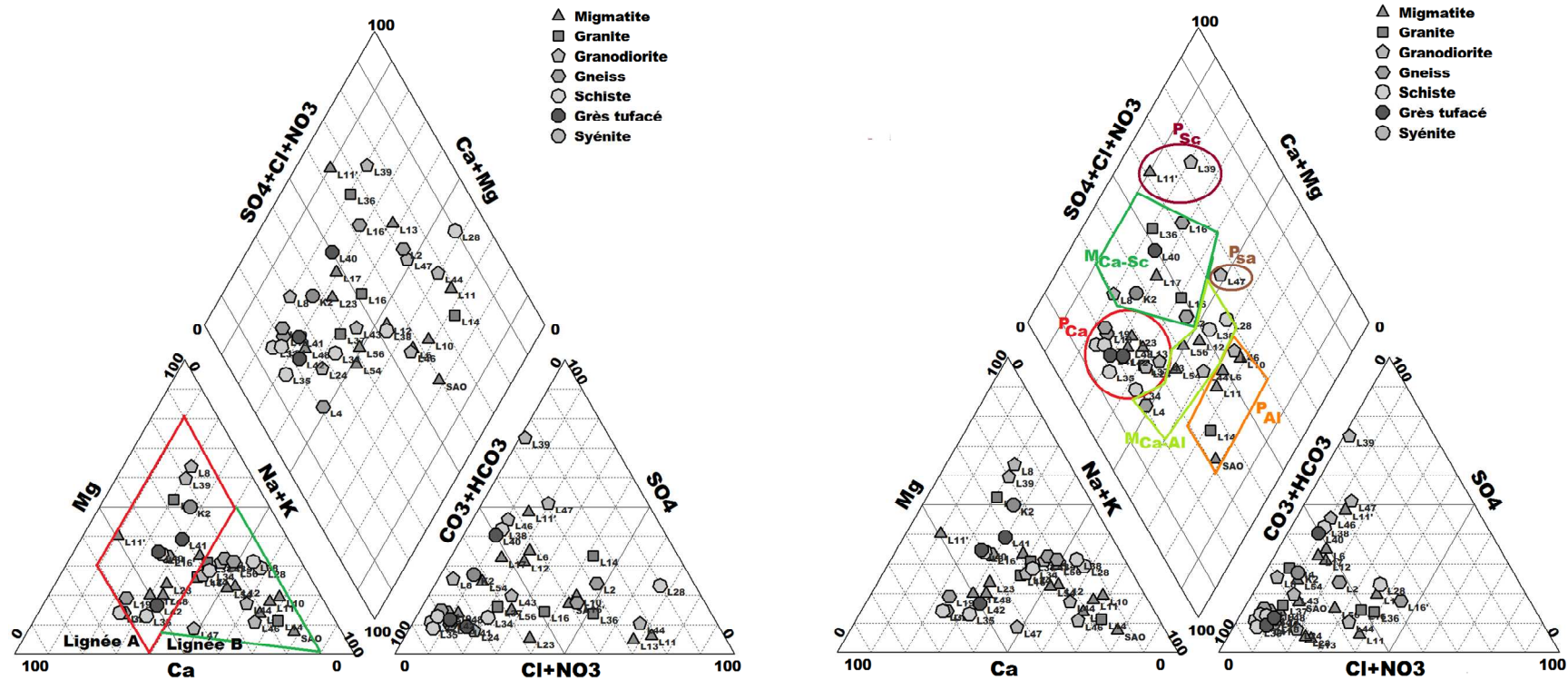
Entre les pôles **P_{CA}** et **P_{SC}**, on distingue un groupe intermédiaire nommé **groupe M_{CA-SC}** que nous proposons d'interpréter pour l'instant comme un mélange. Ce groupe est constitué de 6 (ou 7) échantillons : L16' (pour l'instant), L8, L16, L17, L36, L40, et K2.

Le pôle sulfaté **alcalin** (**groupe P_{SA}**) est représenté par un seul échantillon de la 1^{ère} mission (L47), les échantillons proches ayant été reclassés ailleurs en raison de leur forte proportion de nitrates. Si la forte teneur en sulfates est interprétée comme le produit de la dénitrification par oxydation de la pyrite par les nitrates, ces échantillons ne doivent pas être reclassés dans le groupe **M_{CA-AL}** comme on l'a fait pour L2 et L28 en raison de leur teneur en nitrates. En effet, ce mécanisme de dénitrification, pour être rare dans les eaux de la région étudiée, ne doit pas être oublié. On a donc préféré garder ce pôle à part, ce qui s'est trouvé justifié a posteriori lors de la seconde mission.

Ensuite, nous avons classé dans ces pôles hydrochimiques les eaux de la seconde mission. Ainsi, les échantillons M12 et M2 se retrouvent dans le pôle bicarbonaté calcique (**P_{CA}**), M15 vient dans le pôle sulfaté calco-magnésien (**P_{SC}**), et M18 tombe dans le pôle sulfaté alcalin (**P_{SA}**) dont l'existence est ainsi confirmée. Aucune eau ne vient grossir le pôle bicarbonaté alcalin (**P_{AL}**). Quant aux eaux intermédiaires, les échantillons M1, M4, M5, M8, M10 et M11 sont dans le groupe **M_{CA-AL}** et M3, M6, M7, M9 et M16 dans le groupe **M_{CA-SC}**.

NB. Les points M13, M14, M17, M19, M20 et M21 n'apparaissent pas ici car il s'agit de mesures *bis* dans 6 forages qui avaient déjà été échantillonnés lors de la 1^{ère} campagne.

La signification hydrochimique de ces groupes est discutée à la section 7.2.1.5.



a) Première approche

b) Approche finale (les teneurs en NO_3^- sont ajoutées à celles des HCO_3^-)

Figure 84. Diagramme de Piper et pôles hydrochimiques

7.2.1.4. Faciès selon le diagramme de Chadha

Ce diagramme vient compléter le travail d'identification des faciès des eaux issues des deux missions de terrain. Il est divisé en 8 zones (figure 85) qui expriment une affinité hydrochimique. Comme dans les autres diagrammes, il existe une diversité de faciès dont les caractéristiques résultent de processus que l'on pourra invoquer pour interpréter les groupes d'échantillons.

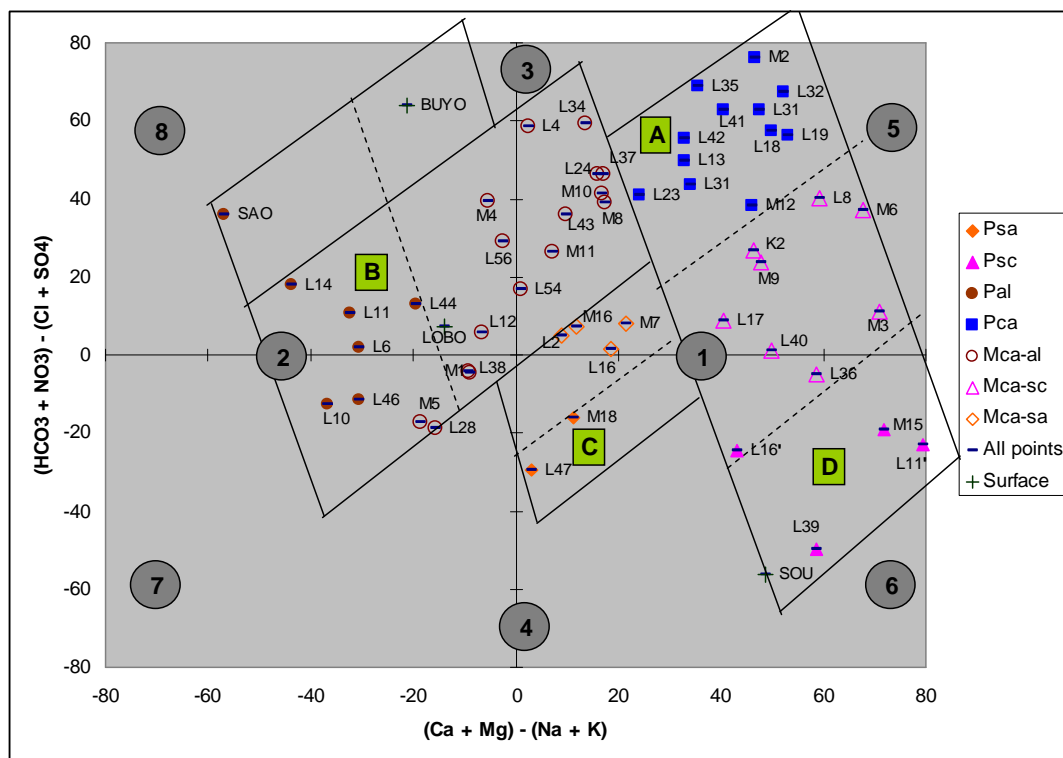


Figure 85. Diagramme hydrochimique de Chadha

Les regroupements dans le diagramme de Chadha viennent confirmer la classification opérée dans le diagramme de Piper, ce qui était attendu car c'est en quelque sorte une mise à angle droit du losange de Piper. Il est de lecture plus facile et permet de préciser les relations entre les pôles : il met ainsi en évidence un nouveau groupe intermédiaire.

Le **groupe A** regroupe les eaux du pôle P_{CA} du diagramme de Piper (voir leur disposition sur SB en annexe 6), mais les limites que l'on a choisies étant plus larges, on a un groupe plus étoffé : les échantillons L34, L37, M10, L24, M8 et L8, y sont inclus. Ce choix n'a rien d'obligatoire, il exprime simplement le fait que l'on peut donner un intervalle plus ou moins large à un pôle. On pourrait aussi bien faire le contraire : affecter les points ci-dessus au groupe intermédiaire M_{CA-AL} et même exclure L8 et M12 pour les classer dans le groupe intermédiaire M_{CA-SC} .

Le **groupe B** ne contient que les 7 eaux du pôle P_{AL} du diagramme de Piper. Au sein de ce groupe, on rencontre soit des eaux de faible minéralisation (L6, L10, L44 et L46), soit des eaux très nitratées (SAO, L11 et L14).

Le **groupe C** rassemble les 2 échantillons d'eaux sulfatées alcalines (L47 et M18) qui constituent le pôle P_{SA} du diagramme de Piper.

Le **groupe D** est composé des échantillons du pôle P_{SC} (L11', L39 et M15) qui sont abondants en sulfate, auxquels il convient maintenant d'ajouter L16' riche en chlorure. L'échantillon L36 est à la limite de ce groupe mais reste dans le groupe de mélange proche.

Les eaux de mélange ou à un stade intermédiaire dans leur évolution chimique sont montrées par les flèches (E, F et G). Ces eaux sont très variées dans leur composition chimique. Il peut y avoir des mélanges entre les eaux du groupe A et B selon des proportions diverses, de même pour les groupes A et D. Ce diagramme fait apparaître un nouveau groupe intermédiaire entre le groupe A (pôle P_{CA}) et le groupe C (pôle P_{SA}) que l'on dénommera M_{CA-SA} et qui contient les échantillons L2, L16, M7 et M16. En fait, ces points sont plutôt intermédiaires entre le groupe de mélange M_{CA-AL} et le groupe C.

7.2.1.5. Signification des pôles hydrochimiques et distribution spatiale

Les travaux de Schoeller (1958), Jacks (1973), et Savadogo (1984), dans le domaine de la chimie de l'eau souterraine, et la synthèse de Singhal et Gupta (1999), nous permettent de donner ici quelques règles générales quant à l'évolution des teneurs des ions majeurs dans les eaux de socle.

Les eaux se sont infiltrées après avoir lessivé le sol des zones forestières. Le milieu biologique intervient fortement dans la migration des éléments en zone de forêt dense en les libérant ou en les consommant de façon sélective, de sorte que, selon Mathieu (1976) *in* Soro (2002), l'ordre de mobilisation par lessivage des sols en zone de forêt ivoirienne serait :



Les eaux entraînent avec elles en s'infiltrant une charge d'anions, comme le phosphate, le sulfate ou le chlorure, mais aussi le nitrate non cité ici car il n'a été étudié que plus récemment, et bien sûr le bicarbonate.

La plus grande partie des ions bicarbonates des eaux souterraines est acquise grâce à l'activité du CO_2 issu des couches superficielles du sol et de l'activité microbienne (Biémi, 1992). Ce CO_2 entre dans le milieu avec l'eau d'infiltration, puis attaque les minéraux de l'encaissant ce qui déplace l'équilibre calco-carbonique vers HCO_3^- en faisant croître le pH.

La présence de NO_3^- semble induire un faible taux de HCO_3^- . La présence de NO_3^- révèle une infiltration locale mais pas au même titre que HCO_3^- : par exemple, HCO_3^- peut être le produit de la dénitrification des NO_3^- donc l'existence de NO_3^- dans l'eau révélerait à la fois une infiltration plus récente et l'absence de dénitrification.

Chacun des pôles et groupes d'eau identifiés plus haut est rencontré dans différentes formations géologiques. Nous avons vu qu'il est raisonnable de postuler l'absence d'un contrôle lithologique sur la nature des eaux, même si nous ne refusons pas de prendre en compte une possible influence lithologique locale. En effet, les faciès des eaux dépendent beaucoup des conditions locales de chaque forage. C'est bien visible pour NO_3^- ou HCO_3^- . La distribution des eaux riches en HCO_3^- ne montre pas de zonage géographique (figure 86).

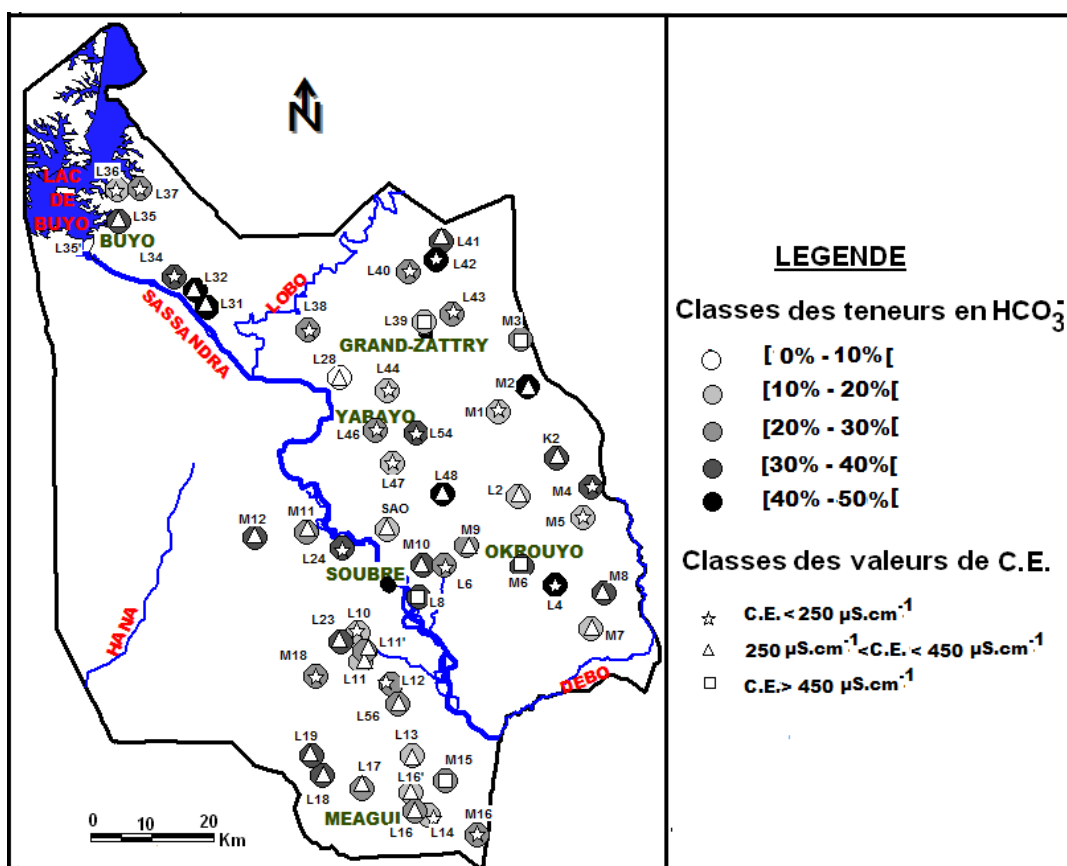


Figure 86. Distribution des eaux par pôle hydrochimique, CE et MTD

La notion de temps de séjour n'est pas facile à appréhender et souvent, des mécanismes différents sont interprétés à tort comme un temps de séjour. Dans l'aquifère, l'enrichissement d'une eau en cations est favorisé par des conditions dont les effets sont parfois contradictoires et toujours différentiels selon l'élément chimique considéré (Darmendrail, 1984) :

- ✓ la surface d'échange eau-roche : elle grandit et l'eau se charge en substances dissoutes d'autant plus que la roche est altérée ou fissurée ;

- ✓ la durée du contact : à surface d'échange identique, plus la distance parcourue est grande et plus l'eau s'écoule lentement, plus l'eau se charge ;
- ✓ le confinement : à durée de contact identique, deux eaux peuvent avoir été plus ou moins renouvelées ; l'absence d'alimentation par une eau plus agressive permet à l'eau d'accumuler de fortes teneurs seulement en certains ions ;

la dilution par une eau moins minéralisée n'est perceptible que si un nouvel équilibre n'a pas pu s'établir avec la roche avant le prélèvement au puits, donc si celui-ci est fait exactement dans la zone et dans la saison où le mélange s'effectue

Dans le graphe déjà vu au début, conductivité électrique vs matières totales dissoutes, reproduit avec des figurés pour les pôles (figure 87), on voit que les pôles se définissent bien par des classes de minéralisation totale. Le pôle PCA est dans la classe intermédiaire (200 à 400 microS/cm) avec le groupe de mélange MCA-SA ; le pôle PAL et le groupe de mélange associé MCA-AL est dans la classe inférieure, ainsi que le pôle PSA ; enfin le pôle PSC et le groupe de mélange associé MCA-SC sont dans la classe supérieure.

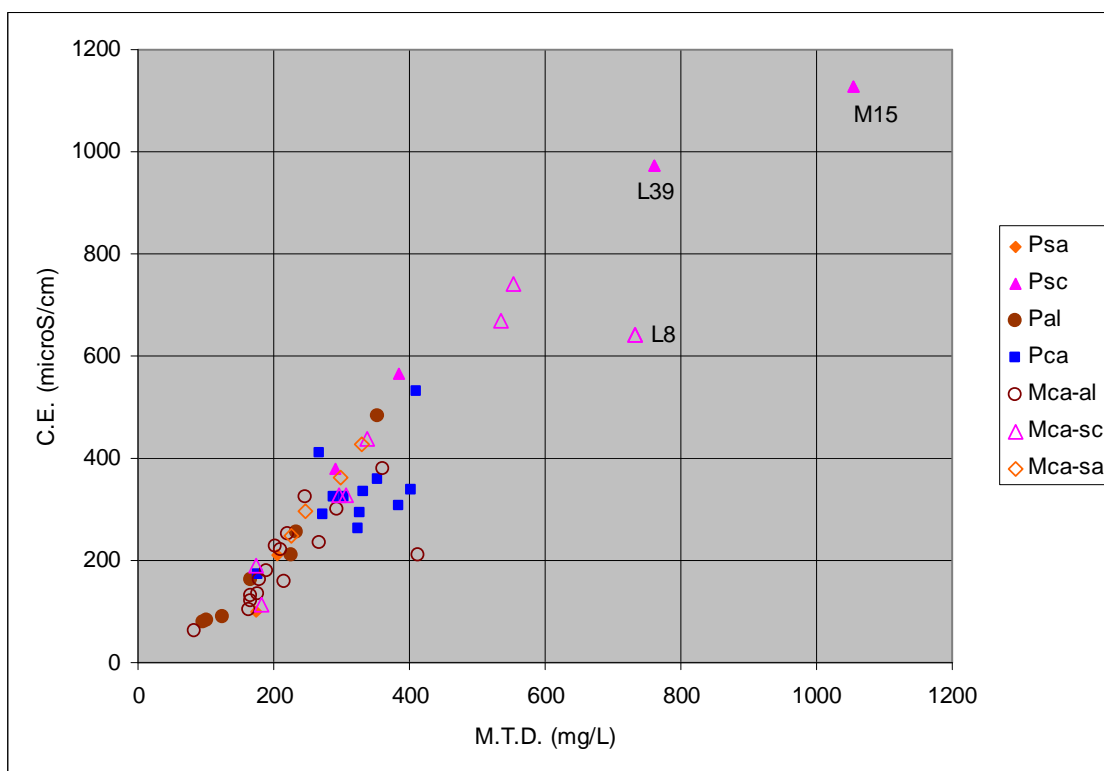


Figure 87. Distribution spatiale du taux de HCO₃⁻ et de la conductivité électrique

Comme nous l'avons expliqué ci-dessus, la « vitesse de circulation » des eaux ou « temps de séjour » ne se déduit pas directement de leur position sur ce graphique car d'autres mécanismes comme le confinement ou la dilution interviennent pour expliquer les différences entre les pôles. Mais au sein de chaque pôle, une conclusion peut être tirée de l'étalement des

points. Ainsi le pôle PSC est le plus étalé et le temps de séjour y joue sans doute un rôle important, à moins que cela soit de la dilution ; le pôle PCA est le moins étalé et le temps de séjour y joue sans doute un faible rôle.

L'analyse de ratios de couples d'ions (cf. section 7.2.3. / 1 à 3) permettra d'entrer plus avant dans la signification des pôles hydrochimiques définis par le rapport $(Ca+Mg / Na+K)$.

Pour un long temps de séjour dans l'aquifère, il n'est pas rare de constater dans les eaux des échanges de Mg^{2+} et Ca^{2+} contre Na^+ et K^+ . Un tel « échange de base » (cf. section 7.2.3.4) a lieu dans le sol et surtout dans les altérites riches en argiles.

7.2.2. Origine du nitrate dans les eaux de Soubré et dénitrification

7.2.2.1. Origine de l'abondance du nitrate

Nous avons déjà cité les échantillons les plus riches en nitrate lors de la définition des pôles hydrochimiques. Parmi les eaux souterraines de Soubré (figure 88), 18 % excèdent la norme OMS (50 mg.L^{-1}) : ce sont, dans l'ordre décroissant, L13, SAO, L14, L11, L28, L2, et L23. Plus de 32 % des eaux ont des teneurs supérieures à 20 mg.L^{-1} : il s'ajoute aux précédentes L44 et L36 (ainsi que L34 et L43), plus 3 eaux de la seconde mission (M11, M7, M5).

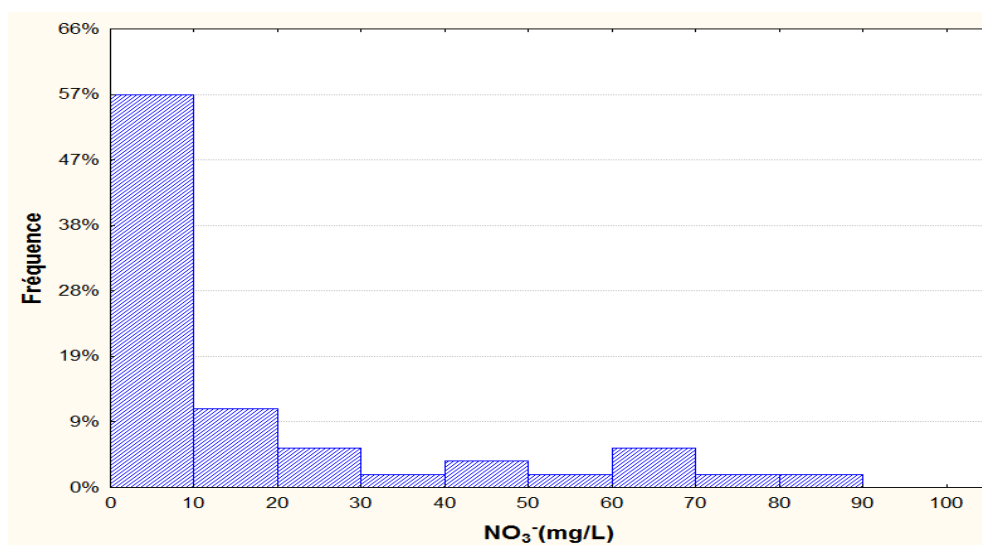


Figure 88. Histogramme de la teneur en nitrate des eaux souterraines de Soubré

On note que les nitrates sont trouvés préférentiellement dans les eaux du pôle carbonaté alcalin P_{AL} et des groupes intermédiaires M_{CA-AL} et M_{CA-SA} . A priori, ce sont des eaux d'altérite qui circulent difficilement mais reçoivent du nitrate par infiltration. Cependant, quelques eaux d'autres pôles sont riches en nitrate (figure 89). Ce constat soulève le problème

de l'origine de cet ion, en particulier pour les eaux des nappes de fissures qui sont sensées être à l'abri d'une pollution directe car elles sont protégées par le régolite.

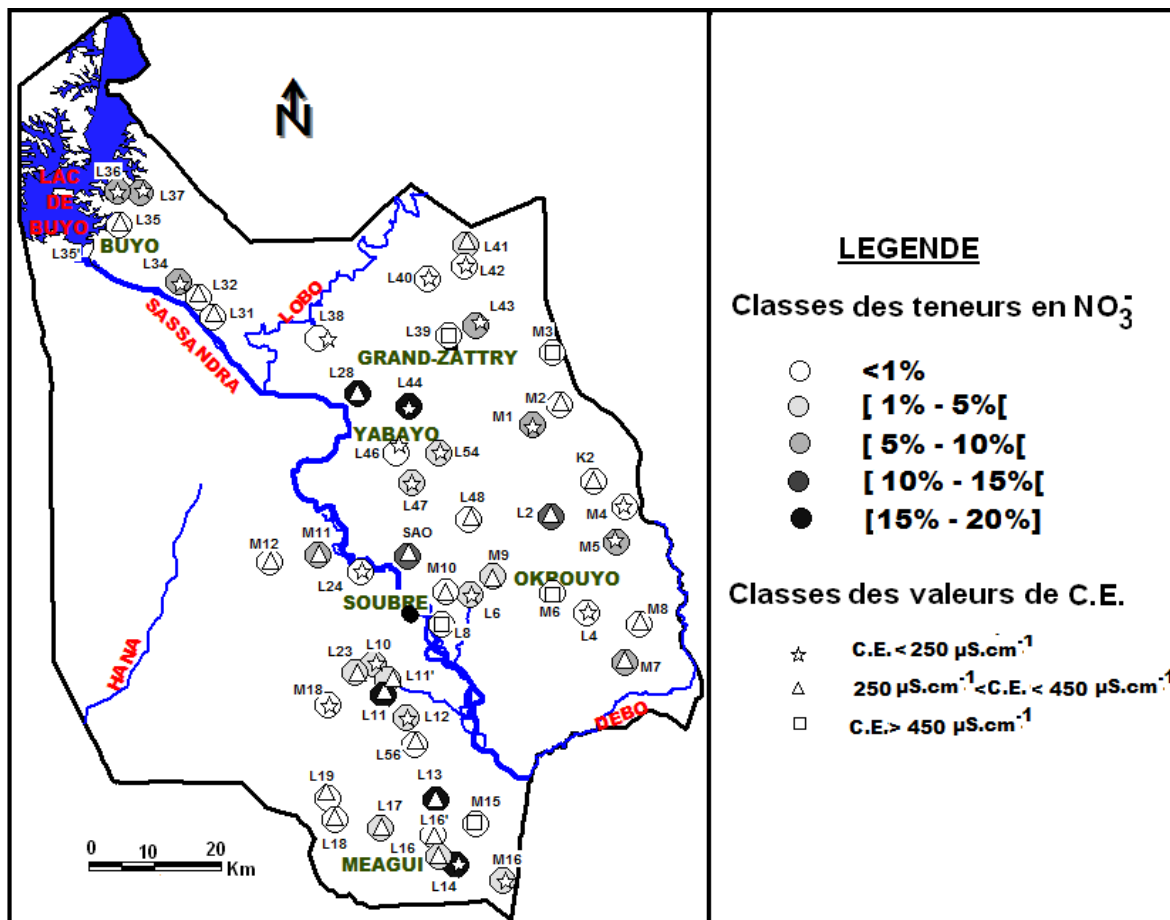


Figure 89. Distribution spatiale du taux de NO_3^- et de la conductivité électrique

Dans les travaux de Faillat (1990), plusieurs sources de nitrate ont été établies. Il s'agit des roches, des apports météoriques, des engrais, de la végétation décomposée des sols, et enfin des polluants domestiques.

La nature éruptive et métamorphique des roches constituant le socle précambrien est peu favorable à la présence de composés azotés. Certaines roches, notamment les méta-sédiments birimiens, peuvent apporter une faible quantité de nitrate aux eaux souterraines, mais cette quantité est négligeable devant les autres sources de nitrate.

Compte tenu de l'éloignement des localités échantillonnées de la mer (au moins 80 km), et parce que les fortes teneurs en nitrates ne sont pas uniformément réparties sur l'ensemble de la zone d'étude, nous pensons que l'apport météorique reste négligeable également.

Quant aux engrais, faute d'avoir dosé le phosphate dans nos eaux (surtout à la limite des plantations), nous ne pouvons en dire davantage sur leur impact sur les teneurs en nitrates. Hors les zones de grandes plantations, très localisées, l'emploi d'engrais de synthèse ou

naturel est très faible dans la région étudiée, car c'est l'agriculture traditionnelle qui a cours sous forme de cultures itinérantes sur brûlis.

La mise en culture des zones forestières après défrichage et brûlis préalable (c'est le cas dans tout le département de Soubré) entraîne le lessivage de l'azote du sol produit par décomposition de la matière organique (Asomoa, 1980, *in* Faillat, 1990). La destruction de la forêt est ainsi la principale cause de pollution des eaux du socle, car l'infiltration transfère alors naturellement le nitrate vers les nappes souterraines. L'azote représente environ 3,5 % en poids d'une plante banale vivante et 1,5 % de sa matière sèche (Lavollay, 1980). Or en forêt intertropicale humide, la matière végétale peut représenter jusqu'à 1500 tonnes à l'hectare (Rougerie, 1983). Dans les sols, sur 50 cm d'épaisseur, le stock est de l'ordre de 2 à 7 tonnes par hectare dans le sud de la Côte d'Ivoire (Bernhard-Reversat, 1974).

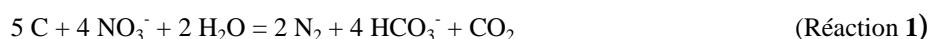
L'apport de nitrates par les polluants domestiques est un scénario envisageable. La majorité des forages échantillonnés se trouvent aux abords immédiats des villages ou même au milieu des habitations. Parfois, l'insalubrité autour des ouvrages a été remarquée (photos en annexe 7). Nous avons constaté la présence de broussailles, d'ordures, d'eaux stagnantes et verdâtres, etc. En outre, le vieillissement de certains ouvrages nous amène à penser que les équipements installés pour les protéger des pollutions ne sont plus efficaces. Par conséquent, les eaux de forages deviennent vulnérables aux polluants organiques issus des activités domestiques (latrines, dépôts d'ordures, infiltration des eaux sales, etc.) Elles sont d'autant plus vulnérables que plusieurs forages sont situés dans des zones basses de la topographie locale. Cela souligne l'intérêt primordial de favoriser l'implantation de fosses septiques dans les villages et campements.

7.2.2.2. Rappels sur la dénitrification

Dans un environnement qui devient réducteur, après la consommation de l'oxygène, le NO_3^- est le plus fort accepteur d'électrons qui soit capable d'oxyder le carbone organique. Le processus de dénitrification exige un (ou des) donneur(s) d'électrons pour rendre possible la réduction de NO_3^- en N_2 gaz, les plus courants étant le carbone organique et le fer réduit puis les espèces soufrées réduites.

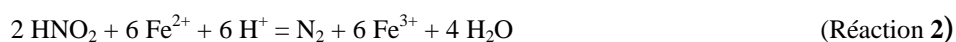
La stœchiométrie des réactions de dénitrification peut s'exprimer par les équations suivantes (Korom, 1992) qui décrivent une succession générale des réactions à profondeur croissante sous la surface piézométrique.

La première réaction qui se produit est appelée dénitrification hétérotrophe (figure 90) :

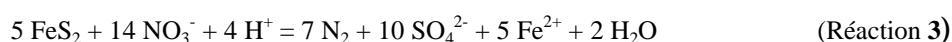


où C représente un composé organique arbitraire à l'état d'oxydation nulle. Dans cette réaction 1,1 mg de C sont nécessaires pour réduire 1,0 mg de N.

Si le NO_3^- est introduit dans une zone réductrice à manganèse / fer ou SO_4^{2-} , même en l'absence de carbone organique, il est thermodynamiquement instable. La dénitrification utilise alors 1. le manganèse / fer réduit comme donneurs d'électrons, puis 2. le sulfate, si des bactéries appropriées sont présentes. Ce type de réaction est appelé dénitrification autotrophe :



où NO_3^- est supposé avoir été réduit de façon autotrophe en NO_2^- avant la réduction abiotique en N_2 dans un environnement déficient en carbone organique par l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} . Dans cette réaction 12,0 mg de Fe^{2+} sont requis pour réduire 1,0 mg de N.



où la dénitrification repose sur l'oxydation de la pyrite. Dans cette réaction 1,6 mg de S sont nécessaires pour réduire 1,0 mg de N.

La dénitrification couplée à l'oxydation de la pyrite est la conséquence de l'activité de thiobacillus denitrificans, bactérie qui peut oxyder différentes liaisons faisant intervenir le soufre réduit (thiosulfates, polythionates, sulfures), en « respirant » le nitrate et en utilisant le CO_2 (Mariotti, 1986). Après que la concentration en NO_3^- sera devenue négligeable, le manganèse (IV) et le fer (III) puis le SO_4^{2-} seront réduits.

7.2.3. Ratios hydrochimiques

Croiser plusieurs signatures hydrochimiques des eaux mettra en évidence l'origine de la minéralisation des eaux. Le tableau des ratios hydrochimiques, cation/ cation, anion/ anion et cation/ anion, est en annexe 6. Sur toutes les cartes de distribution spatiale des éléments chimiques et ratios est reportée la conductivité électrique en 3 intervalles : les eaux de faible conductivité électrique (étoile) sont corrélées aux zones à faible épaisseur d'altérite.

7.2.3.1. Ratios anion / anion

Ratio $\text{NO}_3^- / \text{HCO}_3^-$

Les fortes concentrations d'ions NO_3^- candidats à la dénitrification demandent, d'après la stoechiométrie des réactions 1 à 3, de larges quantités d'agents réducteurs dans l'aquifère. Le contenu en carbone organique total de nos eaux est d'environ 5 mg.L^{-1} ce qui permettrait la réduction de la concentration en NO_3^- de 20 mg.L^{-1} , d'après l'équation 3. Cette oxydation de la matière organique produirait aussi 20 mg.L^{-1} de HCO_3^- et du CO_2 . En outre, une production additive de HCO_3^- impliquant ce CO_2 résulterait de la dissolution du faible montant de

matériel carbonaté dans l'aquifère. Le diagramme HCO_3^- vs NO_3^- (figure 90) suggère que la dénitrification hétérotrophe est en partie responsable de l'augmentation observée en HCO_3^- .

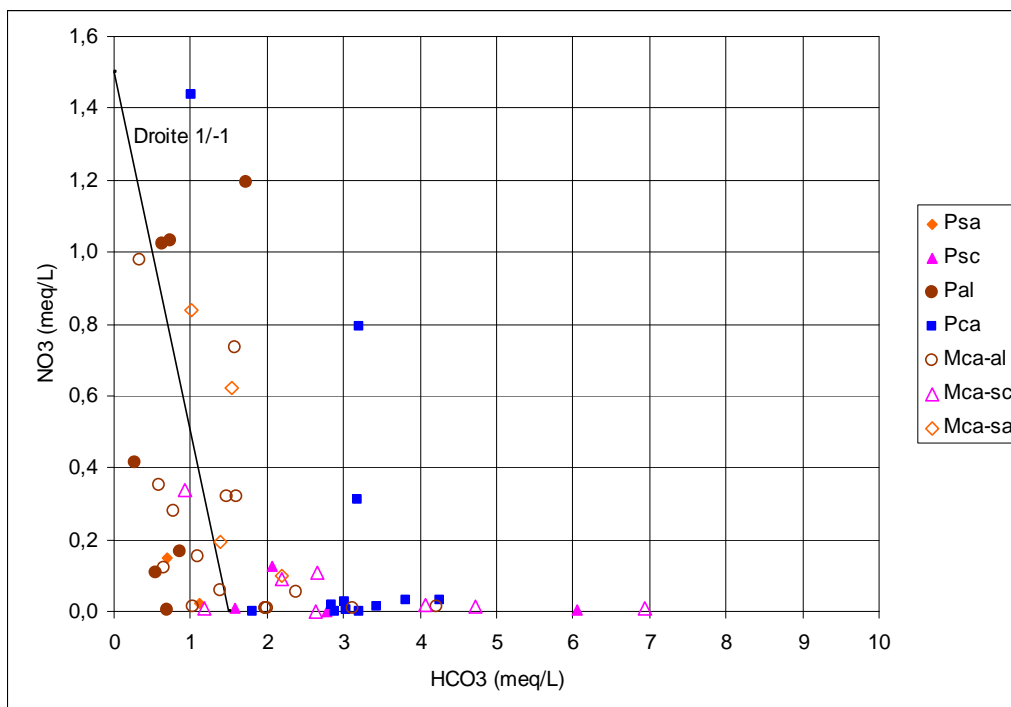


Figure 90. Diagramme du couple NO_3^- vs HCO_3^- par pôle hydrochimique et droite 1/-1 de dénitrification hétérotrophe

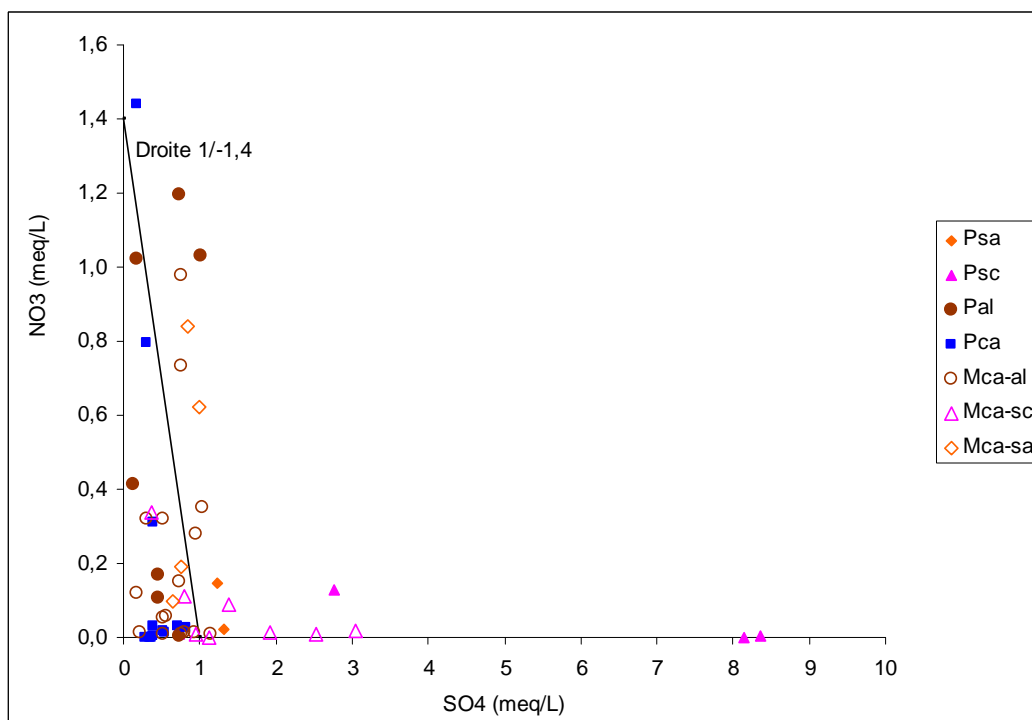


Figure 91. Diagramme du couple NO_3^- vs SO_4^{2-} par pôle hydrochimique et droite 1/-1,4 de dénitrification autotrophe

Ratio NO₃ / SO₄

En laissant de côté les autres sources de SO₄ telles qu'une pollution venant de la surface, un accroissement observé de 30 mg.L⁻¹ résulterait d'une réduction de la concentration en NO₃ de 25 mg.L⁻¹, d'après la stoechiométrie 1/1,4 de la réaction 3 (figure 91) qui exprime la dénitrification autotrophe par oxydation de la pyrite, à l'exception des eaux de P_{SC} et en partie de M_{CA-SC}. Cette réaction prend de l'importance quand les eaux sont appauvries en matière organique et en fer réduit suite aux phases précédentes de dénitrification, ou de façon équivalente dans des eaux échantillonnées dans une zone plus profonde de l'aquifère.

Ratio SO₄ / Cl

On a classé les eaux en considérant que plus le forage est proche d'un affluent pérenne, plus il est « aval » par rapport au chemin qui le sépare du fleuve. En distinguant 3 classes (près d'un affluent ou du Sassandra, loin d'un affluent, ou position intermédiaire), on a vérifié que le ratio SO₄²⁻ / Cl⁻ est d'autant plus faible que le forage est à l'aval. Les exceptions sont de plusieurs types : les eaux des schistes sont plus riches en sulfate en raison de la lithologie et semblent donc plus amont qu'elles ne devraient alors qu'elles sont proches du Sassandra. D'autres eaux sont classées amont alors qu'elles sont proches d'un cours d'eau et sont des exceptions restant à expliquer (L11' et L8, dans une moindre mesure L6 et L12). Au contraire, des eaux situées à l'amont se retrouvent classées à l'aval ou en situation intermédiaire : dans l'ordre décroissant d'anormalité, il s'agit de L16', L16, *L18*, *M12*, L43, *L19* et *M2* (les 4 eux en italique ont déjà été citées comme anormales pour leur ratios cationiques faibles).

En le comparant à la cote topographique de la tête de forage, on constate que le ratio SO₄²⁻ / Cl⁻ maximum calculé par tranche d'altitude est croissant (figure 92). Il n'y a pas de véritable corrélation pour l'ensemble des eaux : aussi, on entoure deux groupes de points, l'un entre 100 et 150 m qui a un ratio inférieur à 5, l'autre entre 175 et 225 m qui a un ratio inférieur à 10. En s'élevant en altitude, l'espérance du ratio augmente surtout dans les eaux P_{SC} et M_{CA-SC} mais un examen attentif révèle que la tendance existe aussi pour P_{CA}, P_{AL} et M_{CA-AL}, et enfin P_{SA} et M_{CA-SA}. Bien sûr, pour être plus précis, il faudrait utiliser la cote de la principale venue d'eau qui nous donnerait la vraie altitude de prélèvement dans la nappe. Mais la vérification rapide est suffisante pour argumenter en faveur de l'utilisation de ce ratio hydrochimique comme un traceur des sens d'écoulement à l'échelle du bassin versant.

Sur la figure 92, on a aussi tracé avec un second axe d'échelle différente la distribution du ratio Mg²⁺ / Ca²⁺ : là aussi, on peut tracer une droite enveloppe telle que le ratio maximum croît avec l'altitude. La variabilité en fonction de l'altitude est bien moins importante que dans le ratio SO₄²⁻ / Cl⁻ donc il sera difficilement utilisable comme traceur. D'ailleurs, une

tentative de cartographier les sens d'écoulement d'un forage à l'autre en utilisant ce ratio a vite tourné court car on rencontre autant de couples de forages où le gradient de ce ratio est compatible / incompatible avec la pente donnée par le MNT. En outre, Darmendrail (1984) indiquait que dans les milieux de socle, le ratio Mg^{2+} / Ca^{2+} augmente en général en descendant le relief. Nous avons examiné le graphe Mg^{2+} / Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} / Cl^- (graphe non montré ici) pour vérifier si une anti-corrélation existe : c'est vrai pour P_{AL} et M_{CA-AL} ainsi que M_{CA-SC} mais avec des exceptions dans chacun de ces groupes et sans succès probant pour les autres. Notre analyse de ce ratio conduit donc à un résultat plutôt contradictoire, sauf dans le pôle P_{AL} où le ratio décroît avec l'altitude (détail non montré pour ne pas surcharger le graphe), ce qui confirme encore la tendance vue dans la comparaison avec le ratio Na / K .

Nous avons aussi examiné le graphe $Na^+ / K^+ vs. SO_4^{2-} / Cl^-$ (graphe non montré ici) pour vérifier si une anti-corrélation existe : comme ci-dessus, cela fonctionne bien avec des droites enveloppes, notamment encore pour P_{AL} et M_{CA-AL} ainsi que M_{CA-SC} mais toujours avec des exceptions (L39 et M15 par exemple) et avec, dans chaque groupe, des sous-groupes de points faibles dans les deux ratios.

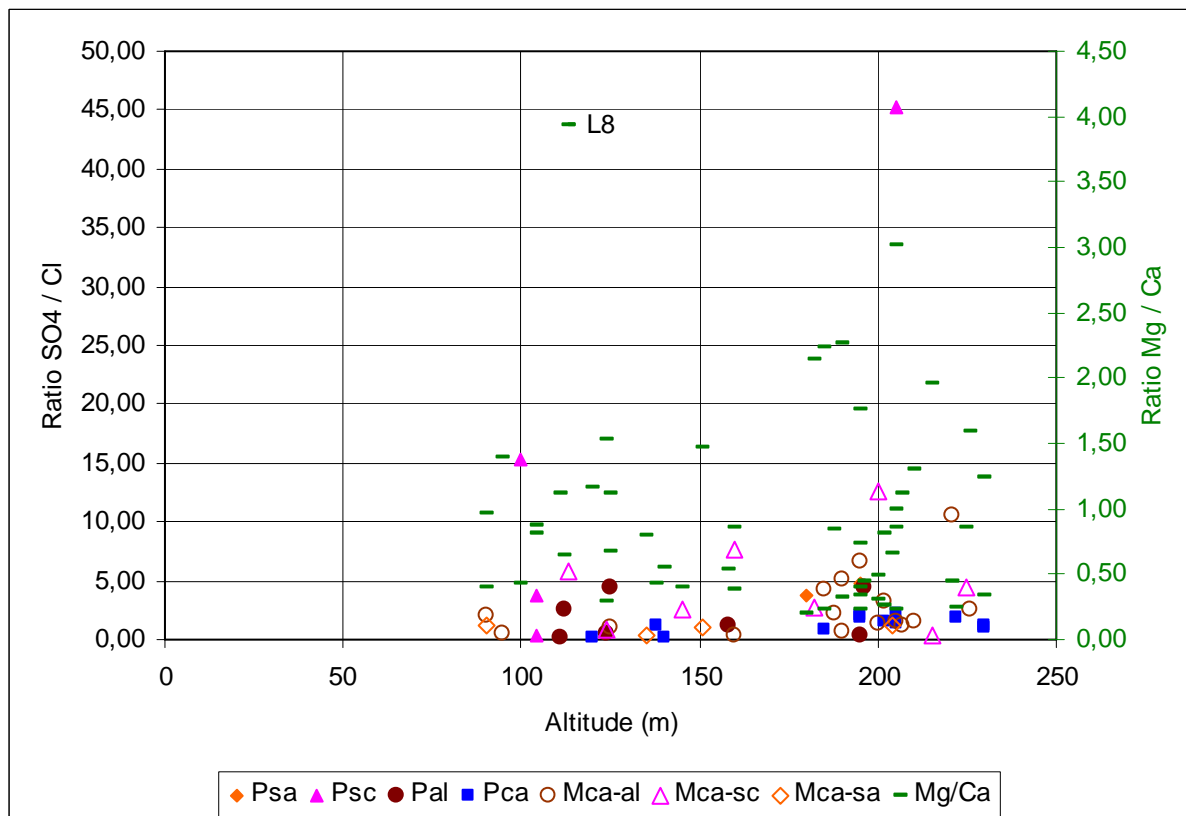


Figure 92. Relation entre le ratio (SO_4^{2-} / Cl^-) et le ratio Mg^{2+} / Ca^{2+} et la cote du forage
Le nuage des points est structuré par un faisceau de droites enveloppes ajustées à l'œil.

7.2.3.2. Ratios cation / cation

Ratio Na / K

En prenant le point de vue des pôles, on constate qu'aucun pôle n'est privilégié selon ce critère, aucun pôle ne donne un groupe serré de points dans un champ du diagramme (figure 93). Un ratio Na / K élevé est souvent observé en milieu confiné, où le sodium est libéré par la roche plus facilement que le potassium (Soro, 2002). La libération du K s'effectue dans un milieu ouvert où l'eau est agressive car renouvelée en CO₂. Ce ratio est donc un indicateur :

- ✓ du caractère plus ou moins fermé du milieu si l'on compare des eaux de milieux différents ayant le même âge (mais ceci est une inconnue),
- ✓ ou du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère si l'on compare des eaux du même milieu (sans doute du même pôle hydrochimique).

Le ratio Na / K (figure 94) est très élevé (supérieur à 8) dans les eaux L10 et SAO (**P_{AL}**), L23 (**P_{CA}**), L2 (**M_{CA-SA}**), L56 (**M_{CA-AL}**), qui peuvent être considérées comme membres de la lignée calco-alkaline, mais aussi dans L17 et L39 (**P_{SC}**) qui n'en font pas partie. L'échantillon L39, eau fortement sulfatée et sodique, a un ratio Na / K très élevé (environ 12) et son ratio SO₄ / Ca est supérieur à 3 : l'origine de ce fort taux de sulfate est à chercher dans le processus de dénitrification en milieu confiné.

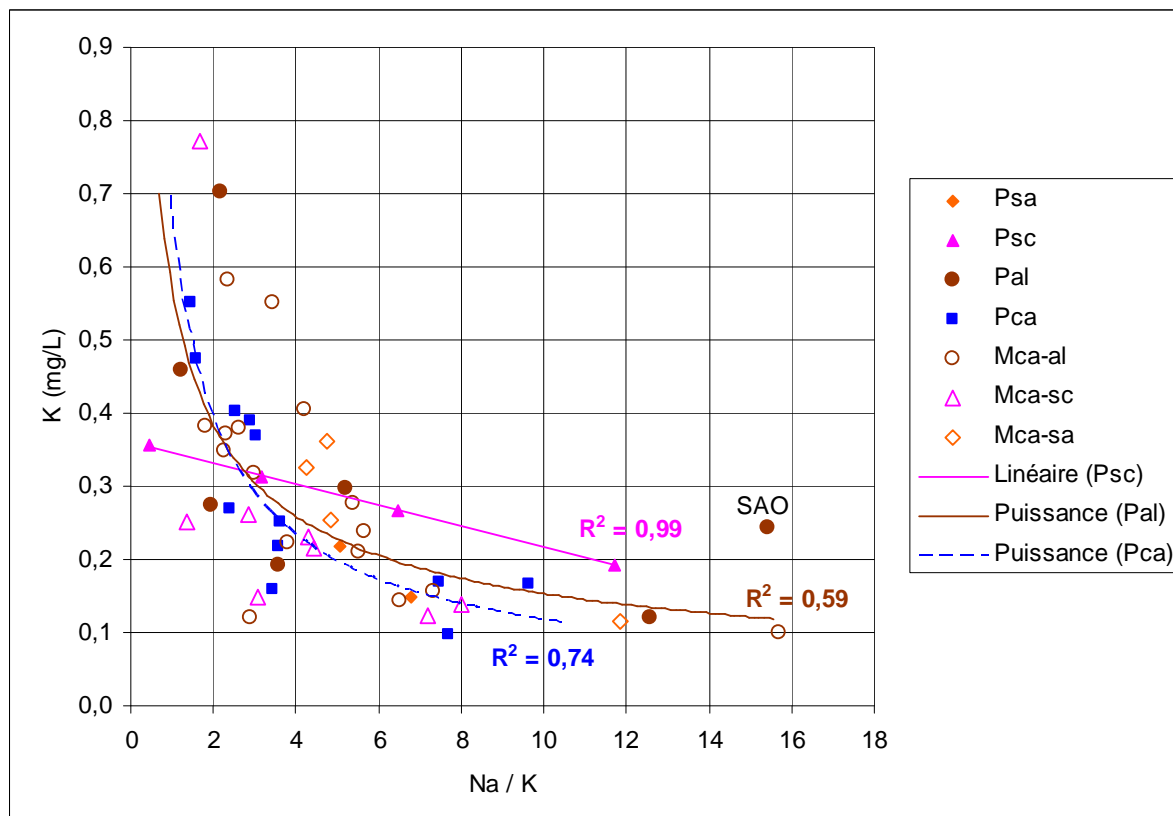


Figure 93. Ratio Na⁺ / K⁺ en fonction de la teneur en K⁺

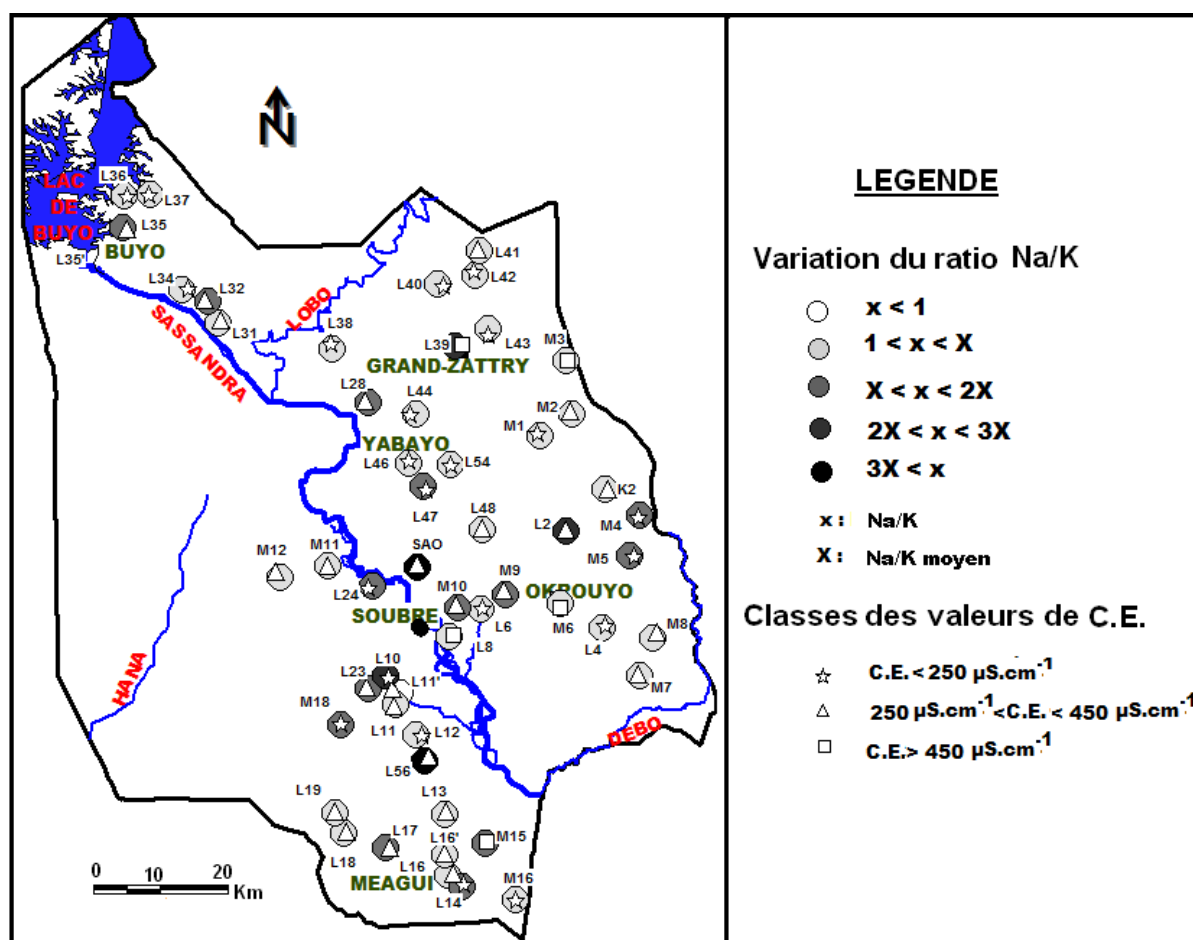


Figure 94. Distribution spatiale du ratio et de la conductivité électrique

À l'opposé, le ratio Na / K est faible (inférieur à 2) dans des eaux qui peuvent aussi être considérées comme membres de la lignée **B** calco-alkaline (figure 95) qui sont L44 et L46 (**P_{AL}**), L41 et M12 (**P_{CA}**), et M1 (**M_{CA-AL}**), mais aussi dans L8 et M12 (**M_{CA-SC}**), L36 (**M_{CA-SC}** quasi **P_{SC}**) et L11' (**P_{SC}**) qui n'en font pas partie.

Chaque pôle est dispersé le long d'une tendance sans que l'on puisse dire qu'un pôle est au-dessus d'un autre. Si l'on voulait hiérarchiser les pôles selon le critère du confinement du milieu, à temps de séjour égal, cet indice ne le permettrait donc pas : donc notre ignorance du temps de séjour des eaux n'est pas le principal handicap. On verra si d'autres indices permettent de proposer une hiérarchie entre les pôles.

En revanche, dans chaque pôle existent des eaux à des stades différents d'évolution : les eaux du pôle **P_{SC}** par exemple, se trouvent sur une droite avec un ajustement surprenant par sa qualité ($R^2=0,99$!). La tendance au sein du pôle **P_{CA}** et la tendance au sein du pôle **P_{AL}** sont mises en évidence par deux courbes en loi puissance qui sont très proches, et les eaux de mélange suivent une tendance similaire. Un ratio Na / K croissant dans une eau d'un pôle provient d'un taux en K décroissant au fur et à mesure que l'eau se minéralise dans les autres

éléments, ce qui témoigne soit de la fermeture progressive du système (a priori, l'eau s'écoule vers un milieu plus profond), soit du temps de séjour, ce qui est compatible.

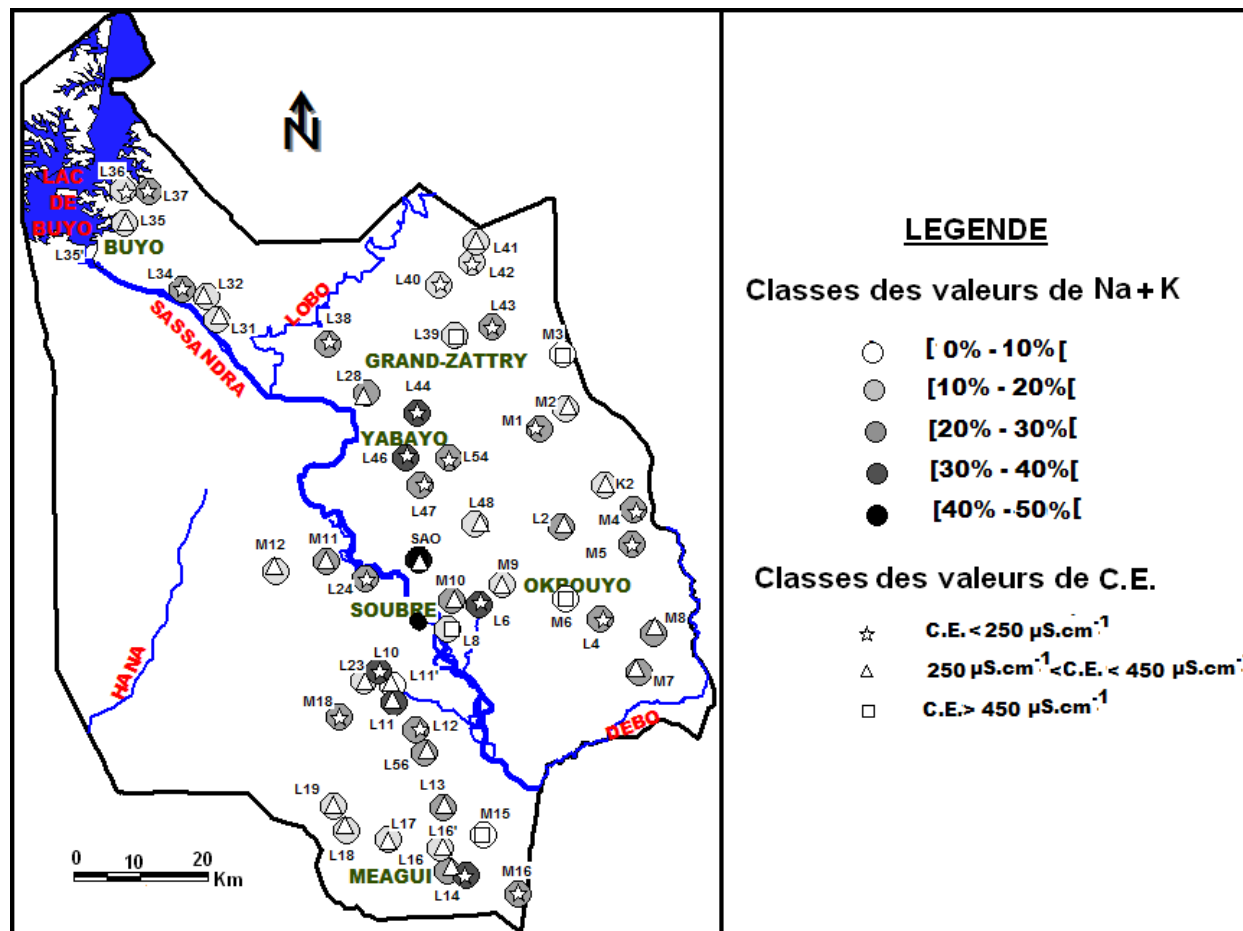


Figure 95. Distribution spatiale du taux de $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ et de la conductivité électrique

Au sein d'un pôle, on peut donc considérer que les différences entre les échantillons sont dues à une évolution au cours du temps sous un coefficient de partage fixé de Na et K dans une roche de composition donnée. Elles s'expliquent sans doute moins par la teneur différente en K et en Na des roches que par l'agressivité décroissante de l'eau au cours de son séjour dans un milieu constant dans le temps. On note que l'eau SAO se distingue par un taux anormalement élevé de K par rapport aux autres eaux de ratio Na / K proche. Ce pourrait être l'exception qui confirme la règle : ici la roche serait exceptionnellement riche en K ? On pense plutôt que cette eau a été très récemment renouvelée par l'infiltration d'eau de pluie.

Ratio Mg / Ca

Lors de nos travaux de terrain comme au cours de la cartographie de la surface basale et de l'épaisseur du régolite, nous avons constaté que les migmatites sont plus altérées que le gneiss à biotite. Cela se vérifie avec les valeurs moyennes calculées par lithologie sur la population de forages échantillonnés pour l'analyse chimique : comme il s'agit de bons

forages productifs, et que l'épaisseur d'altérite a été démontrée favorable au débit, les valeurs moyennes d'épaisseur trouvées ici sont biaisées vers le haut par rapport à l'ensemble des forages de la région : la valeur moyenne obtenue sur environ 200 forages, toutes lithologies confondues, était de 14 à **15** m. La texture des migmatites acquise lors de la formation de la granodiorite d'anatexie, texture très hétérogène, orientée et plissée, avec une forte concentration en lits des phases minérales altérables en gros grains, aurait facilité l'altération ultérieure (épaisseur de **22** m d'altérite en moyenne dans les migmatites). L'auréole de gneiss (épaisseur de **17** m d'altérite en moyenne, comme les granites à deux micas), moins affectée par le métamorphisme, aurait une distribution moins anisotrope des phases altérables et un grain plus fin. Les granodiorites sont en situation intermédiaire (les 2 types, d'anatexie ou orthogneissique, ne se distinguent pas sur ce critère), avec une épaisseur d'altérite de **19** m en moyenne. Ces différences sont peu significatives par comparaison avec la syénite qui est une roche plus stable car elle contient plus d'amphiboles : son épaisseur (connue dans un seul forage !) est de **9** m.

Du point de vue des ions alcalino-terreux ($Mg^{2+} + Ca^{2+}$), les lignées **A** et **B** s'associent grossièrement (en la matière, toute règle souffre des exceptions) à deux lithologies : la lignée **B** est pauvre et réunit des échantillons situés (figure 96) dans le noyau de migmatite et granodiorite d'anatexie, à forte épaisseur d'altérite, alors que la lignée **A** est un ensemble d'eaux riches situées plutôt à la périphérie tant du point de vue lithologique (gneiss et granitoïdes) que morphologique (limites de bassin versant, axes à faible épaisseur d'altérite). Les eaux prélevées dans le gneiss révèlent en plusieurs points une compensation entre Mg et Ca qui maintient un taux élevé d'alcalino-terreux. L'élément Mg est plus abondant dans les roches riches en micas (biotite, séricite) qui sont en général les plus altérables. La forte épaisseur d'altération est associée à un appauvrissement de la roche en Ca et Mg dû à une grande disponibilité de Ca et Mg pour passer dans l'eau lors de l'infiltration, mais l'altérite est aussi le siège de l'échange d'ions en adsorbant Ca (et Mg) et libérant des alcalins quand l'eau reste assez longtemps au contact des altérites. C'est pourquoi les eaux de la lignée **B**, riches en ($Na^+ + K^+$) et au ratio Mg / Ca proche de 1, se trouvent dans la zone basse du bassin versant à migmatite.

Cette interprétation est confirmée de façon analogue dans la zone nord, bassin versant plus étroit (temps de séjour moindre) constitué de schistes très altérés (épaisseur moyenne de **40** m, similaire pour les micaschistes et schistes ; **32** m pour le grès tuffacé) qui donnent des eaux riches en alcalino-terreux voire intermédiaires (calco-alcalines) mais rarement alcalines.

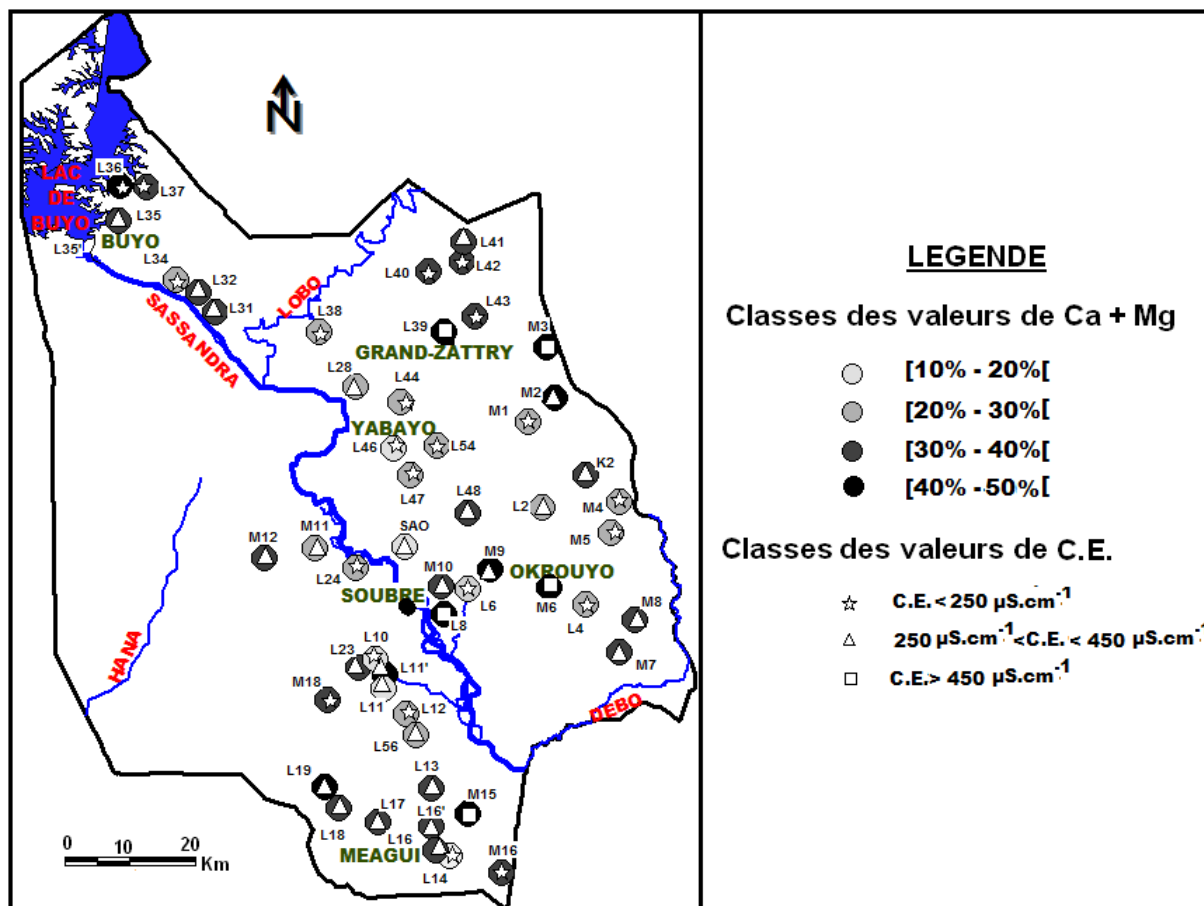


Figure 96. Distribution spatiale du taux de $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et de la conductivité électrique

Dans le détail, on compte 15 eaux riches à très riches (de 1 à 2,5 meq/L) en Mg : K2, L4, L8, *L11'*, L13, L16, *L16'*, L23, L31, L36, L39, L41, M3, M6, M15 (en *italique*, eaux qui ont aussi un fort ratio Mg / HCO_3 ; cf. *infra*). Presque toutes ces eaux sont du pôle P_{SC} ou du groupe de mélange $\text{M}_{\text{CA-SC}}$ avec 4 eaux du pôle P_{CA} . Parmi ces 15 forages, on a vérifié que les conditions locales de lithologie et d'épaisseur d'altérite sont diverses donc sans contrôle sur cette série hydrochimique. Pour aller plus loin, il faudrait examiner à quelle profondeur se trouvent les venues d'eau et l'épaisseur ($N_a - N_s$) sur laquelle la nappe sature le régolite.

Les eaux à fort ($> 1,8$) ratio Mg / Ca (figure 97) sont au nombre de 6 : il s'agit de L28 et L38 du groupe de mélange $\text{M}_{\text{CA-AL}}$ et des 4 eaux de $\text{M}_{\text{CA-SC}}$ et P_{SC} déjà vues ci-dessus (K2, L8, L36 et L39) parmi les eaux riches en Mg.

Ce ratio est inférieur à 1 dans 47 % des eaux et proche de 1 dans 28 % des échantillons, principalement ceux de la lignée B et une partie de la lignée A. Les eaux à faible ($< 0,6$) ratio Mg / Ca sont au nombre de 22 et sans surprise, ne sont pas des eaux riches en Mg (en gras les exceptions : eaux citées ci-dessus pour la forte teneur en Mg) : SOU, SAO, L17, L18, L19, **L23**, L32, L35, L42, L46, L47, L48, M1, M2, **M3**, **M6**, M8, M9, M11, M12, **M15**, et M18.

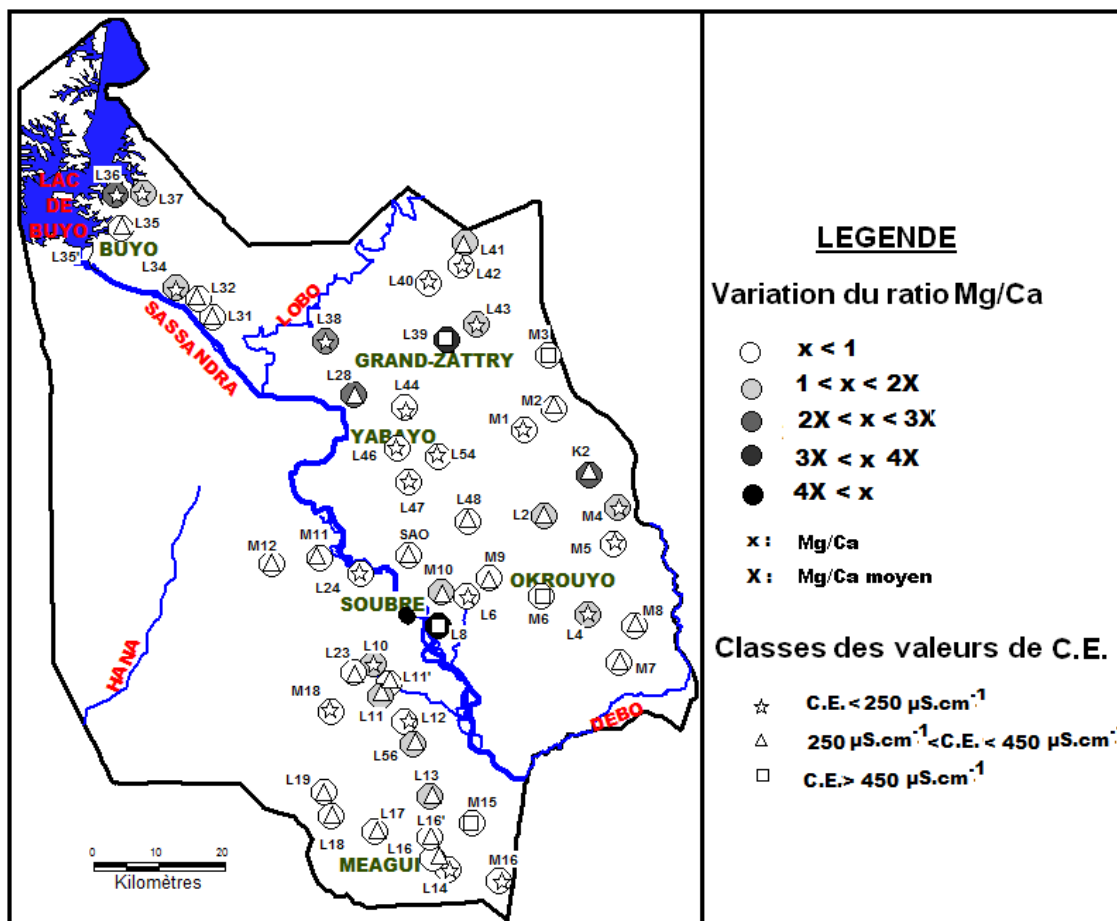


Figure 97. Distribution spatiale du ratio ($\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$) et de la conductivité électrique

Un faible ratio Mg / Ca dans les eaux des roches plutoniques ou métamorphiques témoigne d'un socle sain (Singhal and Gupta, 1999), dans notre cas, vu la profondeur de nos forages, une eau jeune dans un socle superficiel, sain ou disons plutôt « moins altéré que les autres ». Une eau ancienne ou profonde (N x 100 m) de socle vraiment sain n'était pas exclue a priori, mais elle ne peut pas exister avec une forte teneur en HCO_3^- comme c'est le cas ici. Dans notre zone d'étude, il y a très peu de socle vraiment sain... donc un ratio faible ne peut signifier qu'un écoulement rapide au sein de l'horizon à fissures ouvertes situé sous le régolite ou bien dans des zones de fractures (linéaments). Il est notable que 10 échantillons de la seconde mission sont parmi les eaux à faible ratio Mg / Ca : ces eaux de saison sèche ont été prélevées alors que la surface piézométrique était basse et en l'absence de renouvellement en CO_2 par l'infiltration : la base du régolite était dénoyée et la nappe de fissures n'était plus enrichie par drainage du régolite sus-jacent ni par des eaux agressives infiltrées récemment.

Peut-on considérer comme Kattan (2006) qu'une eau au ratio Mg / Ca élevé a eu un long temps de séjour ? L'utilisation de ce ratio est conditionnelle : tout d'abord, pour pouvoir comparer selon ce critère des roches différentes, comme le gneiss et la migmatite, il faut

considérer comme identique la richesse en Ca et Mg de ces faciès lithologiques. Ensuite, pour affirmer qu'un ratio Mg / Ca plus fort témoigne d'une eau ayant circulé plus longtemps dans le socle superficiel altéré (eau d'altérite), il faut comparer des eaux de lithologie et de degré d'altération similaire. Enfin, ce que l'on interprète comme un séjour plus long qui serait dû à une plus grande épaisseur de régolite à traverser, pourrait aussi bien être attribué à un mélange d'eaux avec une plus grande contribution (en volume d'eau) du réservoir d'altérite. Il est donc difficile d'interpréter ce ratio simplement en temps de séjour.

Si cet indice vient confirmer dans certains cas, comme L39, ce que l'on a vu avec le ratio Na / K, on peut conclure que l'eau a eu un long temps de séjour. En fait, les deux ratios ne montrent pas de relation simple (figure 98) qui permette de généraliser cette grille de lecture à tous les faciès hydrochimiques. L'équivalence entre les deux ratios est une loi dans le pôle P_{AL} (si l'on exclut le cas particulier de SAO). Au contraire, les deux ratios évoluent de façon antinomique dans le groupe M_{CA-SC} : plus la roche libère du Mg, moins elle libère de Na. Cette antinomie est valable aussi pour deux eaux de P_{SC} et un groupe d'eaux de P_{CA}. Un autre groupe de P_{CA} qui est « hors-la-loi » reste concentré autour d'un point où les deux ratios sont faibles (L18, L19, L42, L48, M2, M12).

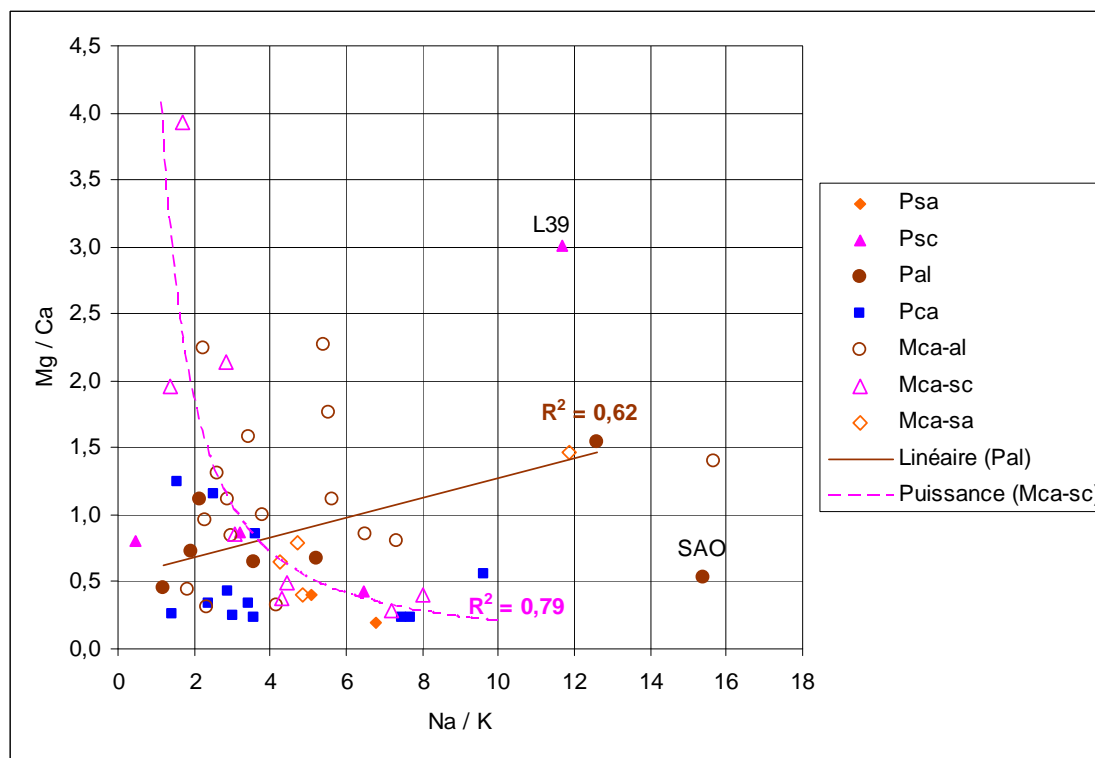


Figure 98. Relations entre le ratio (Mg^{2+} / Ca^{2+}) et le ratio (Na^{+} / K^{+}) par pôle

Par ailleurs, le rapport Mg / K montre une grande variabilité mais reste entre 1 et 9, ce qui témoigne de la nature acide des roches aquifères. Les eaux d'aquifères basiques ont un

rapport supérieur à 9 (Darmendrail, 1984), ce qui est le cas ici pour les eaux L39 ($R = 36,6$) et M15 ($R = 13,6$), M3 ($R = 10,6$), L56 et L2 ; Seules les deux premières ont un net caractère basique d'après la droite de partage sur le graphe (non montré) de Mg / K vs Cl .

7.2.3.3. Ratios cation / anion

Ratio Fe / NO_3

La concentration de Fe II dans les eaux souterraines échantillonnées dans cette étude est $< 1,35 \text{ mg.L}^{-1}$ (figure 99). Ceci n'est pas surprenant quand on compare avec les données de régions similaires comme par exemple Tiassalé (Lasm et *al.*, 2008) où la plupart des teneurs en Fe^{2+} sont inférieures à cette valeur. Mais à Tiassalé, un certain nombre de valeurs plus élevées ont aussi été mesurées jusqu'à 12 mg.L^{-1} . Il est probable qu'une contribution supplémentaire du fer réduit provienne de la phase solide de l'aquifère, impliquant des minéraux contenant du fer ferreux tels que la pyrite, la biotite et la chlorite. Ceci suggère que des valeurs plus élevées pourraient exister ou même ont existé dans la région de Soubré mais ont disparu par certaines réactions.

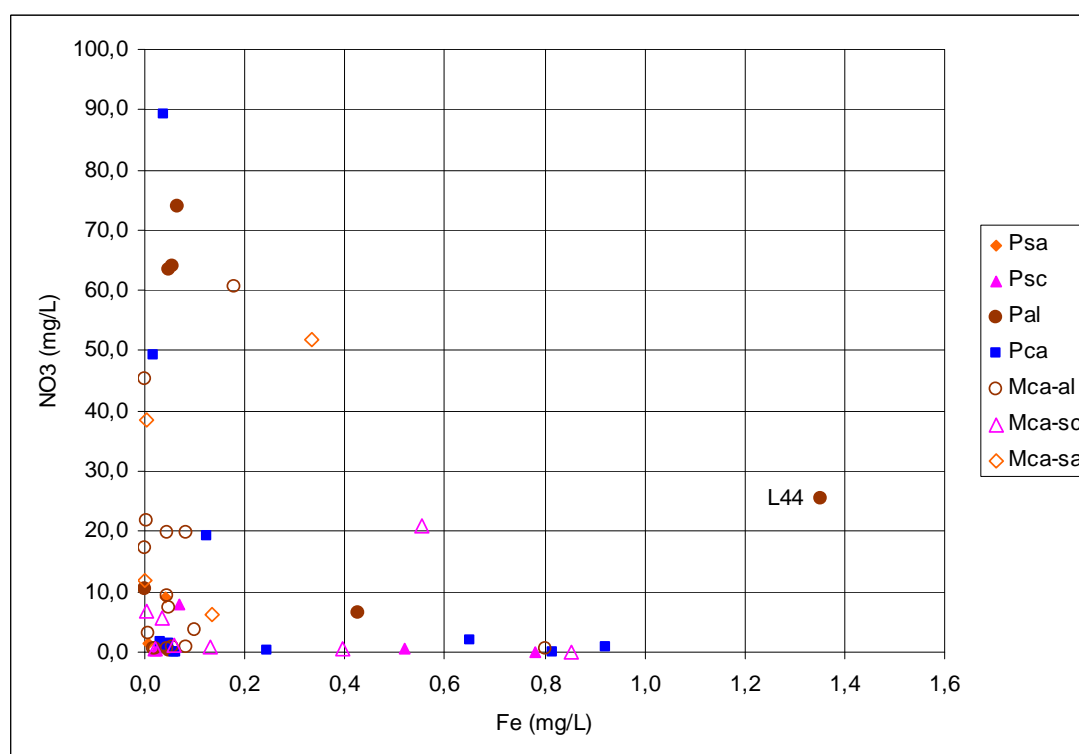


Figure 99. Teneur en Fer versus teneur en nitrate des eaux

Cette faible teneur en fer réduit permettrait la réduction de la concentration en NO_3 au maximum de $0,12 \text{ mg.L}^{-1}$ d'après la stoechiométrie de la réaction 2. Ainsi, la réduction abiotique des NO_3 impliquant l'oxydation de Fe^{2+} en Fe^{3+} peut très bien s'être réalisée sans avoir produit une chute significative dans la concentration en NO_3 mais en consommant

presque la totalité du Fe^{2+} disponible. La figure 99 est en accord avec cette interprétation puisque, sauf rares exceptions, dans les eaux où il y a du nitrate, il n'y a pas de fer.

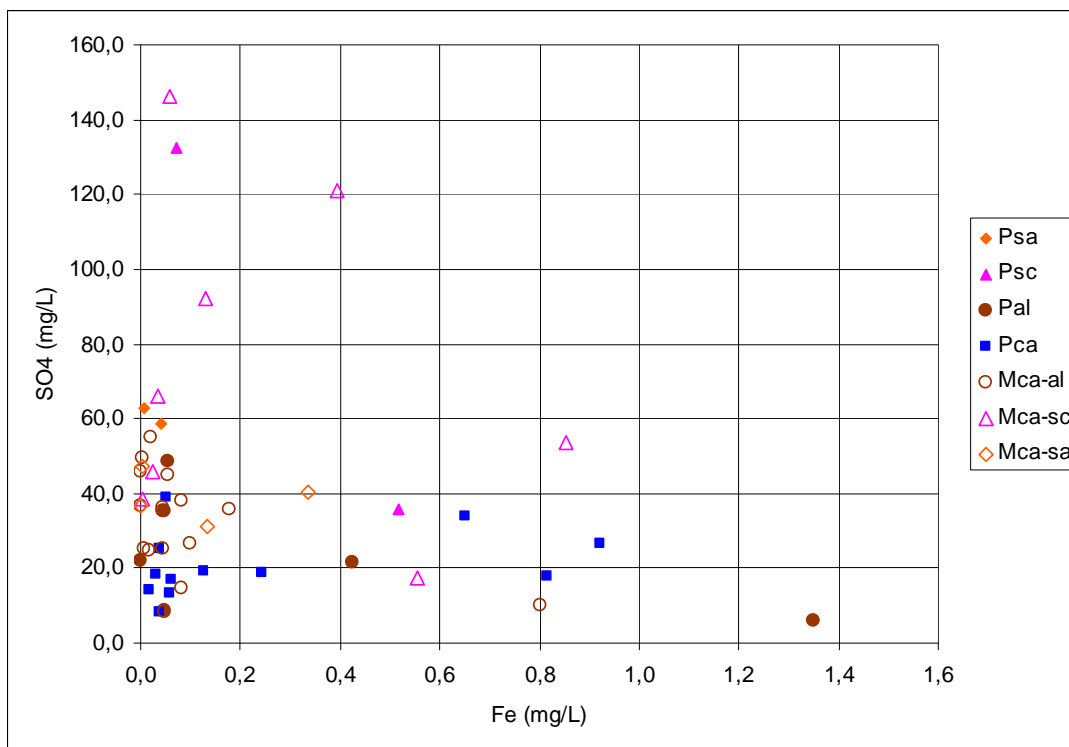


Figure 100. Teneur en fer *versus* teneur en sulfate des eaux (P_{SC} est privé de L39 et M15 dont les teneurs en sulfate avoisinent 400 mg.L⁻¹)

La dénitrification par oxydation de la pyrite avec production de sulfate et de fer dans les proportions stoechiométriques 10/14 et 5/14 respectivement, est également possible mais elle contribue à produire du fer et n'explique donc pas la pauvreté en fer. De plus, le graphe du SO_4^{2-} en fonction de Fe^{2+} montre qu'il existe toujours du sulfate (figure 100), une majorité des eaux en contenant entre 5 et 50 mg.L⁻¹ sans relation avec la teneur en fer.

Ratio Ca / HCO_3

Le bicarbonate des eaux produit par l'hydrolyse des roches encaissantes vient s'ajouter à celui de l'eau de pluie qui préexiste sous forme d'acide carbonique H_2CO_3 . L'essentiel du bicarbonate est en général équilibré par les cations alcalino-terreux. Les eaux situées sur la droite 2/1 du diagramme Ca / HCO_3 (figure 101) sont vraisemblablement celles où les teneurs de Mg et Ca sont égales et équilibrent le bicarbonate.

Les eaux situées sous la droite 2/1 sont donc des eaux pauvres en Ca, principalement par rapport au Mg. Le diagramme révèle un excès variable de HCO_3 dans les eaux par rapport au Ca, sauf pour une quinzaine d'eaux qui sont équilibrées (le long de la droite 1/1) : celles-ci

sont surtout des pôles P_{SC} et P_{SA} et des groupes intermédiaires associés ; ce sont les eaux très riches en Ca (très pauvres en Mg).

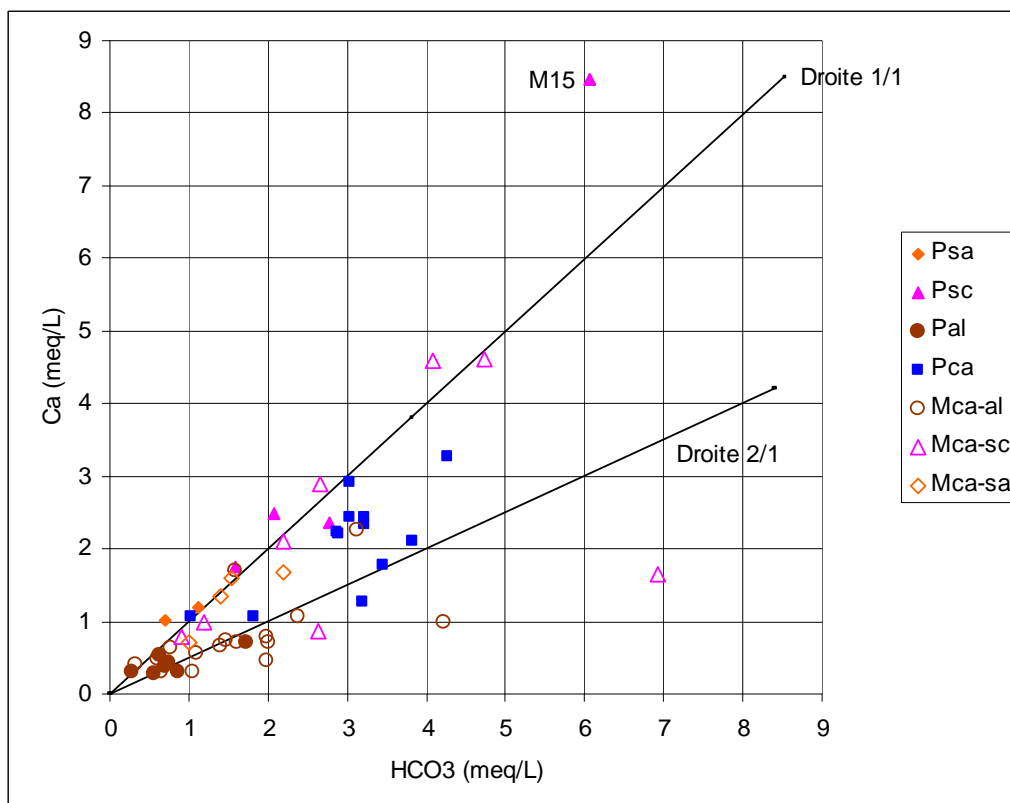


Figure 101. Teneur en Ca^{2+} versus teneur en HCO_3^- des eaux

En ce qui concerne l'agressivité des eaux vis-à-vis des roches, on regardera cela avec les indices de saturation. La teneur en HCO_3^- exprime la quantité cumulée de CO_2 qui est entré dans le système lors de l'infiltration (et éventuellement au cours du trajet souterrain de l'eau si le système est resté ouvert) et qui s'est transformé en bicarbonate par hydrolyse des minéraux. Cette transformation est généralement incomplète dans les eaux de socle et il reste une pression partielle de CO_2 .

Ratio Ca / SO_4

Dans le ratio Ca / SO_4 on constate que le Ca est en excès dans presque toutes les eaux (figure 102), ce qui confirme qu'il est d'origine lithologique pour l'essentiel. La géologie de la région ne fait pas état de la présence de gypse. Alors d'où vient le sulfate ?

Les sulfates sont assez peu représentés dans les eaux souterraines de Soubré, puisque 90 % des échantillons présentent une teneur inférieure à 60 mg.L^{-1} . Cependant, certaines eaux déjà citées au début ont la particularité de présenter des concentrations élevées en SO_4 : il s'agit des eaux du pôle P_{SC} et en partie de M_{CA-SC} . Nous envisageons deux sources possibles pour expliquer l'abondance du sulfate dans ces eaux.

La première piste de réflexion est que ce sulfate proviendrait de la pyrite. La pyrite est l'un des minéraux accessoires les plus communs : nous la trouvons dans presque toutes les roches éruptives, filoniennes, dans des filons hydrothermaux ainsi que dans les sédiments. On s'attend à ce que des eaux réductrices montrent une concentration accrue en SO_4 . En effet, la dénitrification par oxydation de la pyrite consomme du nitrate pour produire du sulfate de fer II. Ce processus peut contribuer à la présence de sulfate jusqu'à 60 mg.L^{-1} dans certaines eaux très pauvres en nitrate, et c'est encore plus probable dans celles qui ont en même temps une teneur significative en Fe^{2+} (figures 99, 100 et 102) : il s'agit de L44, L31, K2, L32, L24, L48, L36, L16', L6 et L2 qui appartiennent à tous les pôles. Même si L8 et L39 contiennent du Fe^{2+} , cette réaction n'est pas suffisante pour expliquer les eaux les plus riches en sulfate qui sont en-dehors de la droite de dénitrification donc contiennent manifestement un apport de base en sulfate de 1 à 2 meq/L pour L8, L11' et M3, voire 7 meq/L pour L39 et M15, par un autre mécanisme.

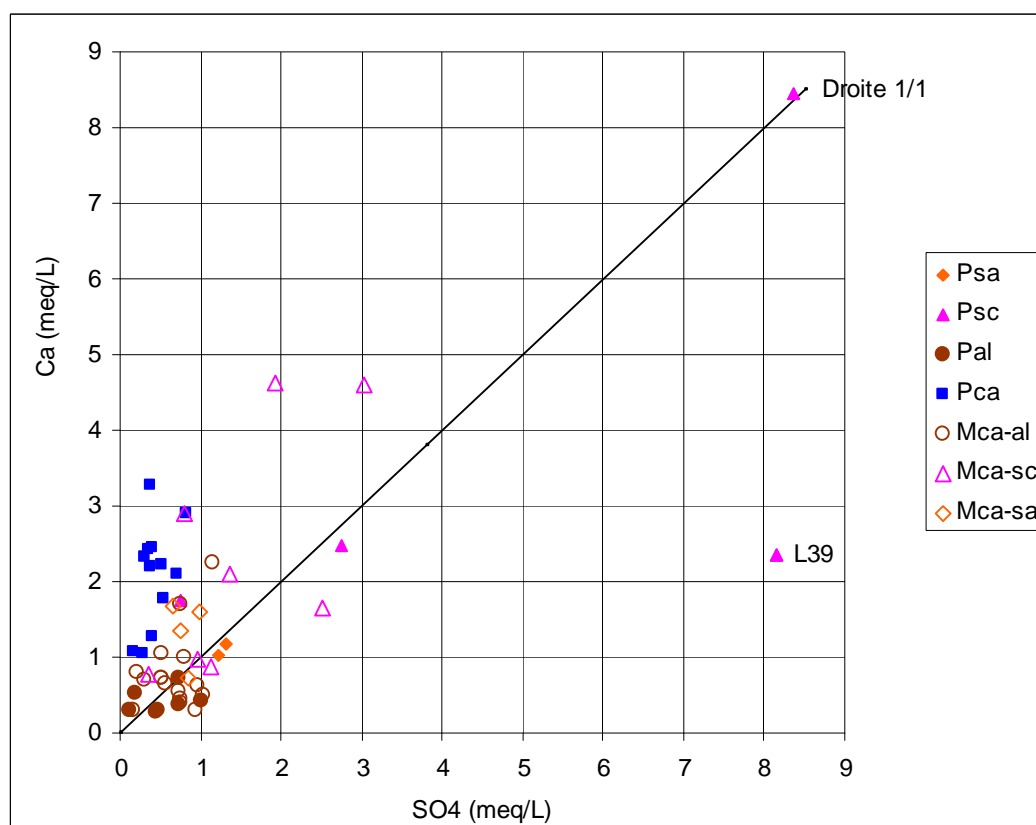


Figure 102. Teneur en Ca^{2+} versus teneur en SO_4^{2-}

La seconde piste de réflexion est fondée sur la production de sulfate par les végétaux, la région étant autrefois couverte d'une forêt très dense. Selon Soro (2002), dans les zones forestières, l'essentiel du soufre est stocké dans les bois et les racines, les feuillages et les

litières. La décomposition de cette matière végétale libre dans le sol des acides minéraux tels que l'acide sulfurique dont la dissociation aboutit aux ions SO_4^{2-} qui entrent ensuite dans des cycles biologiques (adsorbés par les plantes pour donner des acides soufrés tels que la méthionine et la cystéine $\text{CH}_2\text{-HS-CH-NH}_2\text{COOH}$), ou alors rejoignent les nappes par le jeu de l'infiltration. Cette seconde origine du sulfate tend vers une signification contraire à la première : l'eau serait à fort taux de renouvellement. C'est vraisemblablement le cas des 5 eaux les plus sulfatées, y compris celles qui contiennent du fer (L8 et L39).

Ratio Mg / HCO_3

- ✓ D'après le diagramme Mg / HCO_3 (figure 103), la droite 1/1 ne joue pas un rôle aussi important dans ce couple : on compte 6 eaux alignées (équilibrées), 3 eaux un peu plus riches en Mg et... L39. Ces 10 eaux sont riches en Mg ou pauvres en HCO_3 .

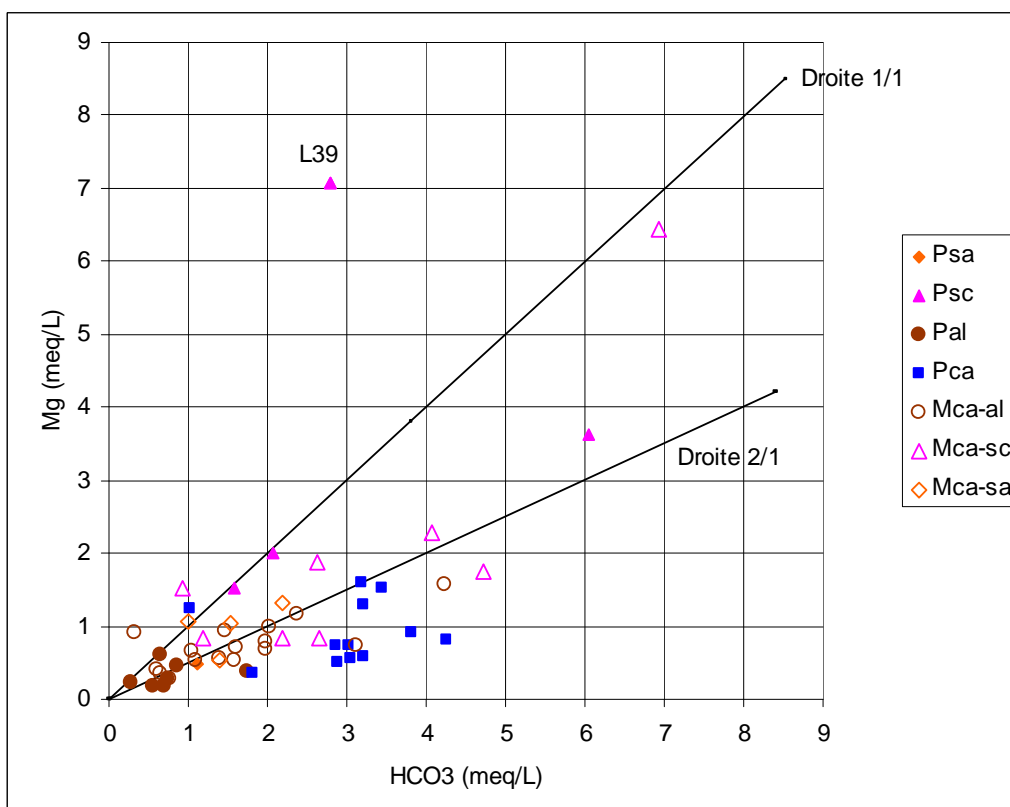


Figure 103. Teneur en Mg^{2+} versus teneur en HCO_3^-

La plupart des points se rassemblent le long de la droite 2/1. Les eaux de roches altérées au même degré libèrent le Mg (grossièrement proportionnel à HCO_3) en raison directe du temps de séjour. Mais on atteint rarement la saturation en Mg, contrairement à ce qui est observé sur le diagramme Ca / HCO_3 car le Mg est moins mobilisable que le Ca. Deux groupes de points sont hors la droite.

- ✓ Un groupe de 10 eaux à faible teneur en HCO_3^- qui s'explique : soit par la présence de NO_3^- comme L13 (eau du pôle P_{CA}), L2 et L28 (eaux des groupes $\text{M}_{\text{CA-SA}}$ et $\text{M}_{\text{CA-AL}}$ ayant un fort ratio $\text{Mg}^{2+} / \text{HCO}_3^-$ sans avoir une forte teneur en Mg) ; soit par un fort taux des autres anions (cas de 4 autres eaux, du pôle P_{SC} ou du groupe $\text{M}_{\text{CA-SC}}$: L8, L11', L16', L36), surtout le sulfate (figure 104) ; on y adjoint L11 et L44 du pôle P_{AL} mais elles sont aussi très proches de la droite 1/1 car les teneurs y sont très faibles.

Un groupe de 5 eaux (du pôle P_{CA}) à forte teneur en HCO_3^- et faible teneur en Mg qui ont aussi un ratio Mg / Ca faible (L18, L19, L32, L35 et L48). En regardant la distribution des eaux par pôle, on constate que la tendance 2/1 n'existe pas pour les eaux du pôle P_{CA} sauf 3 points qui sont dessus. Ce qui suggère que ces eaux ont vieilli dans un milieu contenant moins de Mg mobilisable. La zone de socle où se fait l'écoulement doit être faiblement altérée (socle qui peut être riche en Mg comme le gneiss pour L18 et L19) ou très altérée mais à temps de séjour plus court (comme le schiste pour L32, L35 ou la migmatite pour L48)

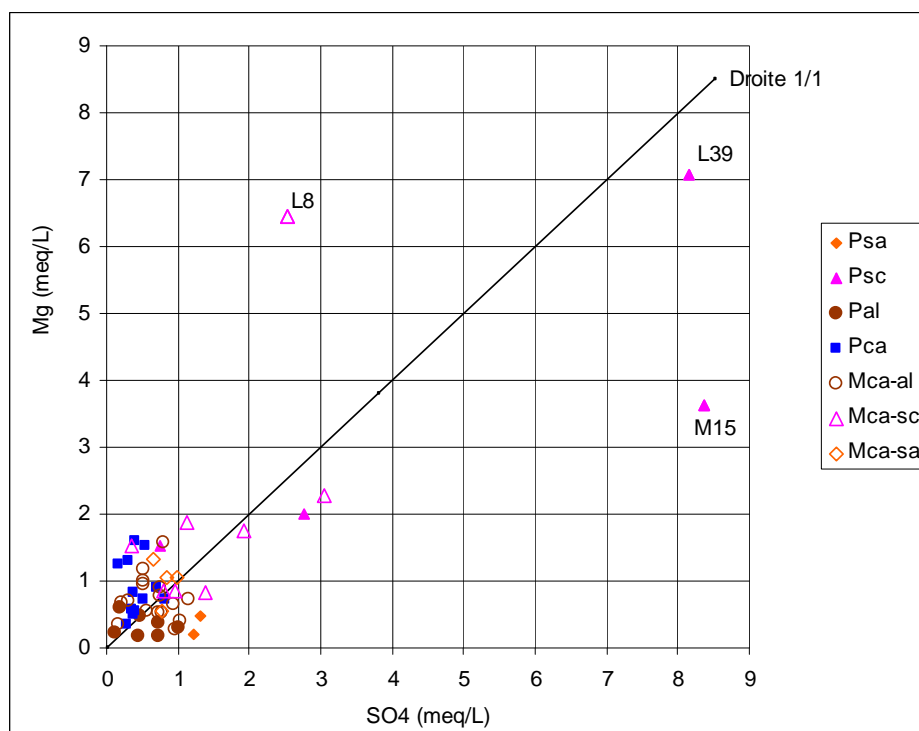


Figure 104. Teneur en Mg^{2+} versus teneur en SO_4^{2-}

Ratio Na / Cl

La comparaison de Na et Cl permet de distinguer les sources du chlorure et du sodium. Ce ratio dans nos eaux va de 0,2 (L11') à 12,5 (L39 très sulfaté et peu chloruré, apparaît comme accidentel) : on constate que ces deux extrêmes se situent dans l'amas A_2 de la figure 84 a et dans le pôle P_{SC} . La quasi totalité des eaux se situe au dessus de la droite 1/1 (figure 105) donc le Na est en excès face au Cl. Cela témoigne que le Na est d'origine lithologique

(dissolution des plagioclases sodiques et échange d'ions avec le Ca par adsorption à la surface des minéraux argileux dans l'horizon altéré du socle) alors que l'essentiel du Cl proviendrait de l'extérieur. Il peut provenir de l'altération des roches encaissantes (hydrolyse des apatites chlorurées ; Hem, 1989).

Seuls les points représentatifs des forages L16', L11' et L36 sont en-dessous de la droite 1/1 : il s'agit d'échantillons du groupe **D**, sulfato-chloré et calco-magnésien. L'abondance des chlorures dans les eaux de ces localités peut être due à l'activité naturelle du couvert végétal (Biémi, 1992). On penche donc pour donner la même signification à l'excès local de Cl et SO₄. Ces eaux correspondent à un fort taux d'infiltration d'eau de surface (pluie, ruissellement, rivières), comme on l'a vu avec le rapport SO₄ / Cl. Cela va être confirmé par l'indice d'échange de base proche de zéro. Il faudrait confronter cela au niveau piézométrique dans les forages. Faut-il garder incluses dans le pôle **P_{SC}** ces eaux moyennement minéralisées mais récentes dans l'aquifère ?

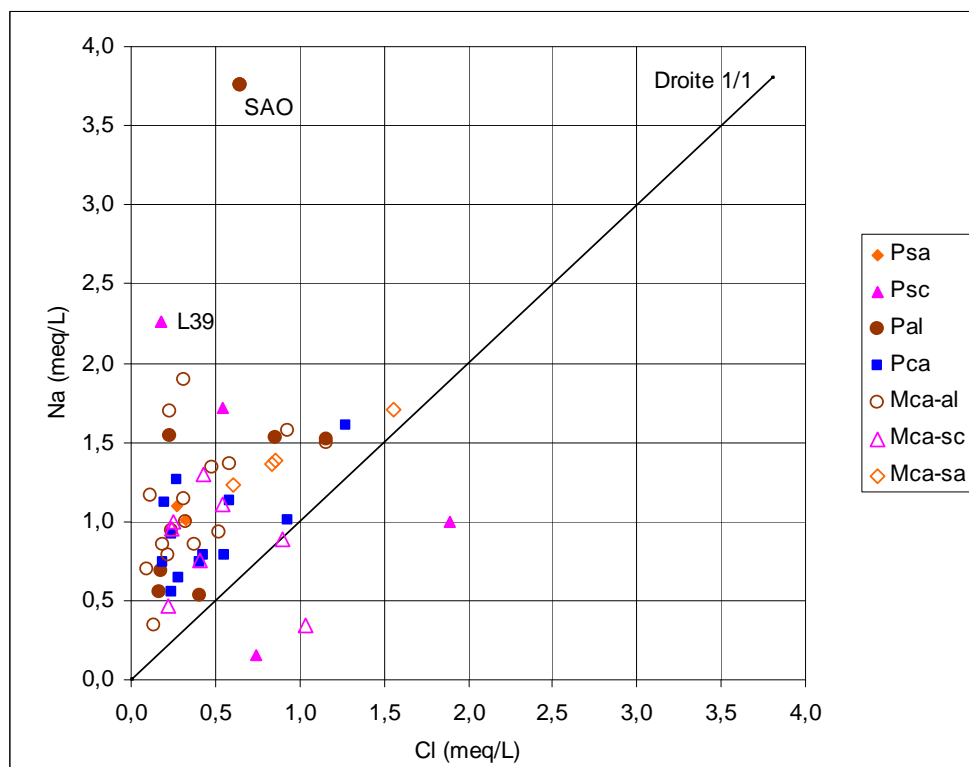


Figure 105. Teneurs en Na⁺ versus teneur en Cl⁻

7.2.3.4. Indice d'échange de base

$$\text{Rapport } (Cl - Na - K) / Cl$$

Le rapport (Na+K)/Cl doit être égal à 1 s'il n'y a pas eu d'échange avec des argiles et si tous les alcalins sont bien issus de la dissolution des minéraux de la roche, donc le rapport

$ieb = (Cl - Na - K) / Cl$ est nul dans ce cas. Une dizaine d'eaux se trouvent dans ce cas dont 5 eaux (L11', L16, L16', L23, L36, pôles P_{CA} , P_{SC} , M_{CA-SC}) sont dans l'intervalle [-0,5 ; +0,5].

S'il y a eu apport d'alcalins de l'extérieur (adsorption des alcalino-terreux de l'eau contre libération d'alcalins par des argiles, ou dans un autre contexte qu'ici, eau marine), le rapport $(Na+K)/Cl$ devient supérieur à 1 et l'ieb devient négatif. C'est le cas dans la plupart de nos eaux où l'ieb atteint des valeurs dans l'intervalle [-13 ; -5] dans 8 échantillons : en allant vers la valeur extrême (-13) : SAO et L46 de P_{AL} , M2, L4 et M8 de P_{CA} , M1 et M4 de M_{CA-AL} et ... L39 ! On remarque que cela concerne surtout des eaux calco-alcalines.

7.2.3.5. Comparaison des deux missions

En examinant les 6 forages (tableau XVIII) où le prélèvement, les mesures et analyses, ont été faits lors des deux missions, on va pouvoir confirmer certaines hypothèses. Comparer les deux missions a pour objectif de discerner une influence de la saison, même si les deux missions ne se suivent pas. L'exception de Grand Zattry est une fois encore remarquable : avec son NO_3 nul et son SO_4 énorme, elle ne fait rien comme les autres !

Tableau XVIII. Comparaison des teneurs (meq/L) entre les deux missions, L et M

Code	Lithologie	Localité	T°C	pH	C.E.	Mg	Na	K	HCO3	Cl	SO4	NO3	Na/K
M13	Migmatite	Gbletia	27,5	7,2	245	0,71	1,20	0,17	0,89	0,93	0,12	0,68	6,93
L11		Gbletia	27,3	6,9	256	0,60	1,52	0,70	0,64	1,16	0,18	1,02	2,17
M14	Migmatite	Abokouamekro	28,4	7,5	300	1,06	1,47	0,44	1,03	0,59	0,54	1,26	3,33
L13		Abokouamekro	27,4	6,6	412	1,24	1,01	0,40	1,02	0,93	0,17	1,44	2,52
M20	Migmatite	Gripazo	27,0	7,3	539	0,83	2,97	0,20	1,59	1,53	1,05	0,90	14,59
SAO		Gripazo	28,5	7,4	483	0,38	3,76	0,24	1,74	0,65	0,74	1,19	15,41
M17	Granite	Tereagui	28,4	7,1	219	0,40	1,59	0,32	0,55	0,14	1,74	0,78	4,92
L14		Tereagui	27,7	6,9	211	0,29	1,55	0,30	0,75	0,23	1,01	1,03	5,20
M19	Granodiorite	Cedar	26,9	6,4	514	1,53	1,52	0,11	3,99	0,97	1,12	0,38	14,26
L23		Cedar	26,2	6,9	531	1,29	1,61	0,17	3,21	1,27	0,30	0,79	9,63
M21	Granodiorite	Grand-Zattry	27,0	7,1	930	1,15	1,60	0,19	3,03	0,16	8,14	0,05	8,50
L39		Grand-Zattry	26,9	7,2	971	7,08	2,26	0,19	2,79	0,18	8,15	0,00	11,70

On commente de façon simple ce tableau. Entre la mission de mai 2007 et celle de mars 2008, on note les évolutions suivantes :

- ✓ une **baisse** de la teneur en NO_3 d'un facteur compris entre 1,3 et 2,1. Ceci est cohérent avec l'idée que « mai a vu plus d'eau tomber et s'infiltrer que mars », donc la mobilisation des NO_3 du sol est plus forte en mai. **Les NO_3 sont donc confirmés dans leur rôle de témoin d'infiltration récente depuis la surface.**
- ✓ une **hausse** de la teneur en SO_4 d'un facteur compris entre 1,4 et 3,8. Exception : Gbletia. **Les SO_4 se comportent à l'inverse des NO_3 , ce qui conforte l'hypothèse de la dénitrification au cours de la saison sèche.**
- ✓ une **baisse** de la teneur en Cl d'un facteur entre 1,1 et 1,7. Exception : Gripazo (SAO). **Les**

ions Cl ont la même signification que les ions NO₃.

- ✓ L'évolution des HCO₃ n'est pas la même selon l'échantillon : ça monte ou ça descend... dans l'ensemble **la teneur en HCO₃ stagne** (3 valeurs autour de 1, et le maximum est à 1,38 ce qui est inférieur au minimum du facteur vu dans les NO₃) ! C'est quand les NO₃ baissent le plus que les HCO₃ augmentent, ce qui traduit là encore la dénitrification.
- ✓ l'évolution **en hausse** du rapport Na/K confirme que l'on va **d'une saison humide vers une saison sèche**. Le pH évolue aussi dans ce sens, attendu d'après Darmandrail (1984), dans trois échantillons. L'eau SAO va contre la tendance (sa conductivité électrique croît) mais c'est sans doute car elle est plus froide en mars, au contraire des autres.

7.2.4. Équilibre des eaux avec la matrice

Les résultats de la détermination de la pression partielle équilibrante de la phase gazeuse (CO₂), le pH d'équilibre, et les indices de saturation vis-à-vis de la calcite et de la dolomite, sont reportés à l'annexe 6.

7.2.4.1. Pression partielle de CO₂ équilibrante dans les eaux souterraines de Soubré

La pression partielle de CO₂ **équilibrante** (pCO₂E) calculée pour nos échantillons prend des valeurs entre $1,07 \cdot 10^{-3}$ et $2,02 \cdot 10^{-1}$ atm et la moyenne en est $1,80 \cdot 10^{-2}$ atm (figure 106).

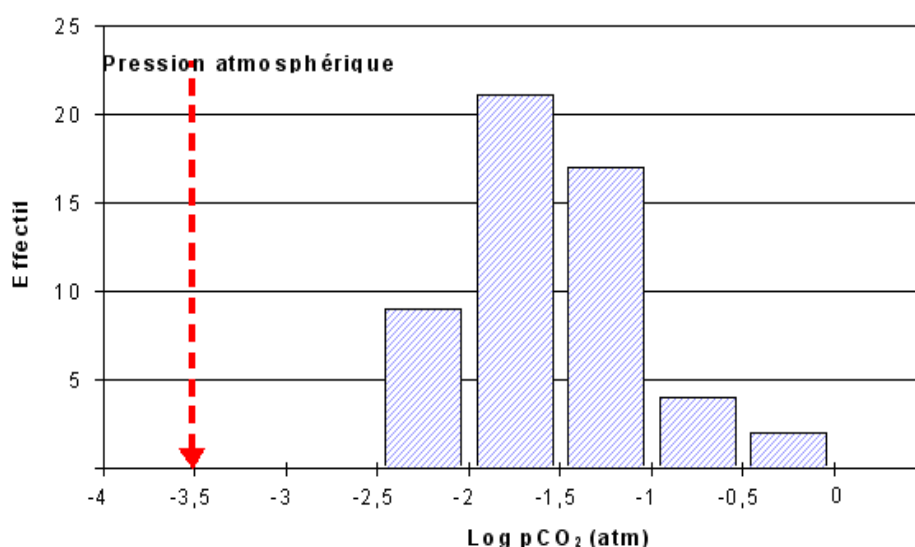


Figure 106. Distribution du logarithme de la pression partielle de CO₂ équilibrante

Ces valeurs de pCO₂E sont très supérieures à la pression partielle moyenne **réelle** de l'atmosphère terrestre qui vaut $10^{-3,5}$ atm (Al-Ruwaih, 2001). Ces valeurs élevées n'ont bien sûr rien à voir avec la pression partielle de CO₂ **réelle** (pCO₂R) dans l'eau au moment du prélèvement (non mesurée). Elles ne sont que le résultat d'un calcul théorique d'équilibre en système fermé ; on va voir que cela n'est pas conforme à la réalité et qu'il faut interpréter

cette variable comme la teneur en HCO_3 . En effet, les eaux souterraines de Soubré circulent dans un système ouvert au CO_2 des eaux de surface et du sol. Les valeurs maximales ont d'ailleurs été notées dans les eaux M6 et L8 très proches du Sassandra. Les valeurs les plus fortes (égales ou supérieures à la moyenne) ont été trouvées dans 23 % des eaux, venant de divers pôles (figures 107 et 108) :

- ✓ pour le pôle $\mathbf{M}_{\text{CA-SC}}$: L8, K2, M3, M6 et M7 ;
- ✓ pour le pôle $\mathbf{M}_{\text{CA-AL}}$: M11 et L34 ;
- ✓ pour le pôle \mathbf{P}_{CA} : L23, L48 et M2 ;
- ✓ enfin L11' (\mathbf{P}_{SC}) et L47 (\mathbf{P}_{SA}).

On constate (figure 107) que la pCO_2E diminue avec la profondeur du forage au sein du pôle \mathbf{P}_{AL} et du \mathbf{P}_{SC} , mais qu'elle en est indépendante dans les autres pôles. Ce qui signifie qu'en milieu d'altérite, plus on est en profondeur, moins l'eau est en contact avec l'atmosphère et donc moins elle peut se renouveler. La valeur minimale, en L44 (\mathbf{P}_{AL}), traduit une eau qui n'a pas été beaucoup renouvelée, donc qui est plus récente dans l'aquifère ou qui reste dans un milieu plus confiné : pour mémoire, dans ce forage profond de 61 m, les arrivées d'eau sont à 37 m et 53 m et le niveau statique est à 13,8 m alors que l'épaisseur d'altérite est de 22,5 m (le régolite est donc saturé à sa base sur 8,5 m). Pour effectuer des comparaisons entre des forages, il sera nécessaire de tenir compte de ces données de profondeur et d'épaisseur.

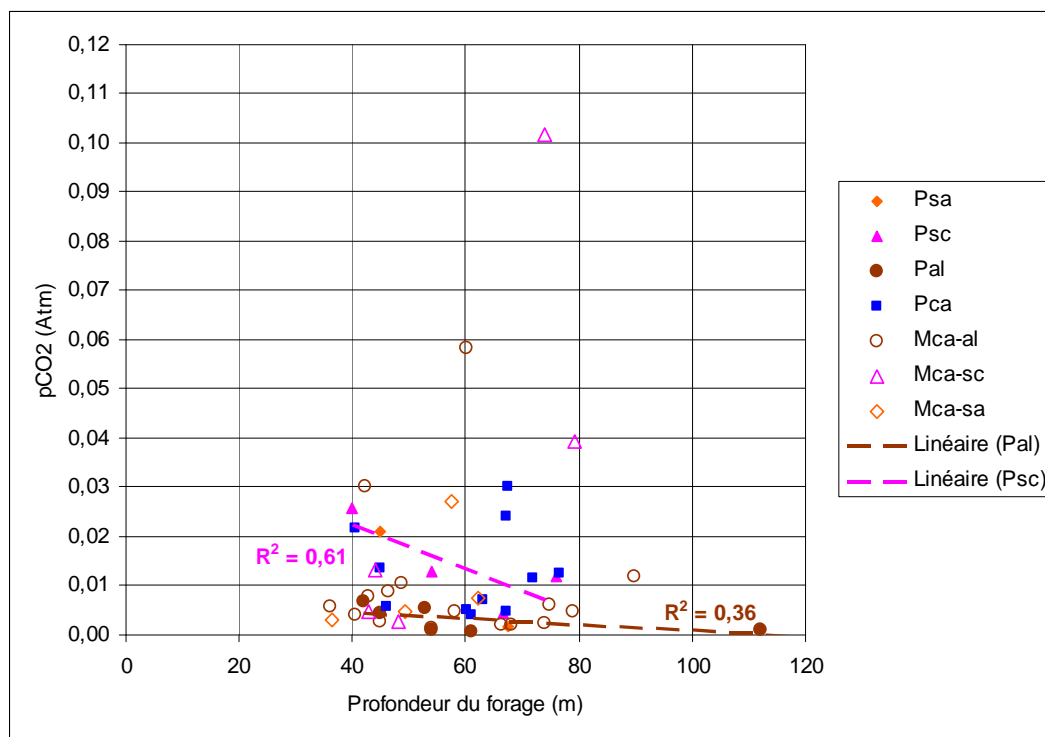


Figure 107. Pression partielle équilibrante de CO_2 et profondeur des forages

Sur le graphe (figure 108) de $p\text{CO}_2\text{E}$ en fonction de HCO_3 , il n'y a pas de continuité entre les eaux de P_{AL} et celles de P_{CA} , ce qui signifie que les eaux $\text{M}_{\text{CA-AL}}$ sont des eaux de mélange entre les deux pôles. La régression linéaire donne une droite de pente identique pour les eaux de P_{CA} (sauf L13 mis à part), de P_{AL} (sauf SAO), et enfin de $\text{P}_{\text{SC}} + \text{M}_{\text{CA-SC}}$ mis ensemble (sauf M6). Les coefficients de corrélation ne sont pas bons mais ils ne sont pas exécrables, donc on leur accorde la signification suivante, compatible avec les arguments donnés ci-dessus : la quantité importante d' HCO_3 résulte de la réalimentation continue en CO_2 dans un système ouvert, en renouvellement, et la $p\text{CO}_2\text{E}$ représente donc le CO_2 consommé cumulé depuis que l'eau est entrée dans l'aquifère.

Les eaux à forte $p\text{CO}_2\text{E}$ se rencontrent dans tous les pôles et ont un long temps de séjour en milieu ouvert, mais on va voir qu'elles sont encore sous-saturées en calcite et dolomite (sauf M2 et M3) donc sont encore agressives vis-à-vis des roches.

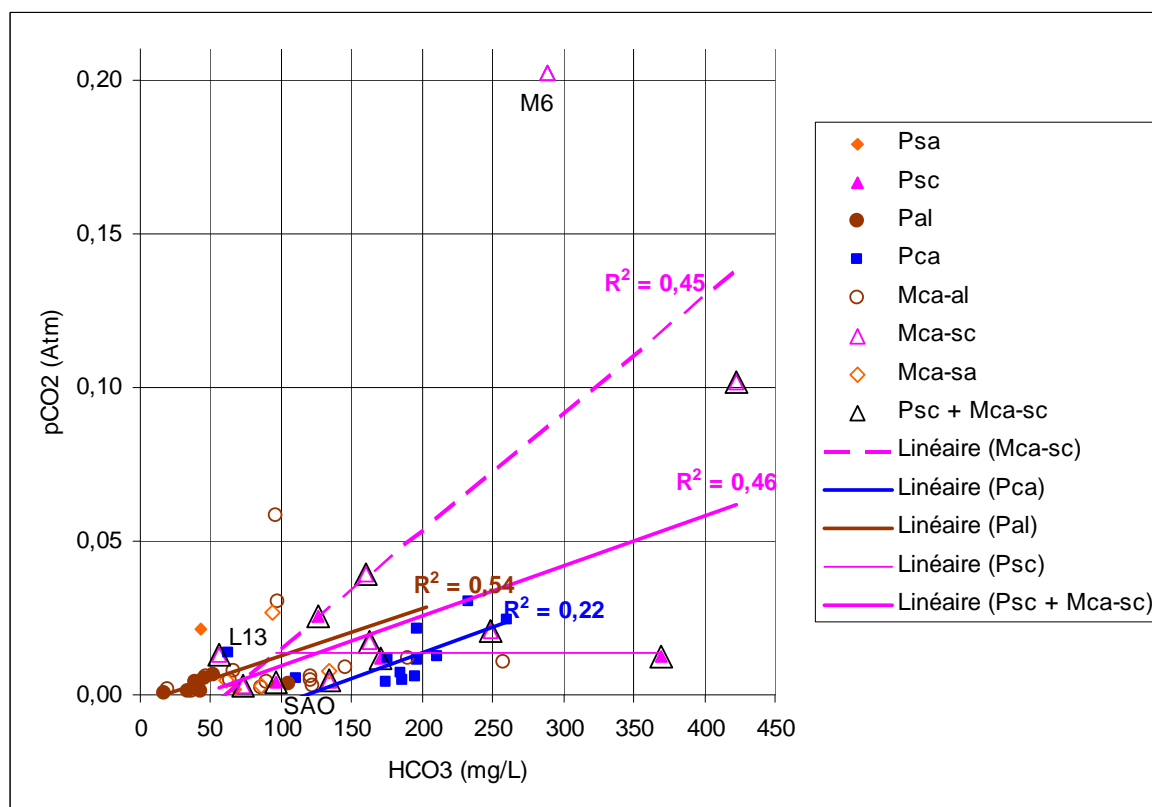


Figure 108. Teneur des bicarbonates et pression partielle équilibrante de CO_2

7.2.4.2. Interprétation fondée sur l'équilibre calco-carbonique

Dans une eau qui contient seulement des espèces carbonatées et des cations alcalino-terreux, toute modification chimique s'exprime en termes de pH et de teneur en HCO_3 . Ce modèle, bien sûr inapplicable tel quel à des eaux de socle qui contiennent bien d'autres

espèces ioniques, permet au moins de discuter des différents modes d'évolution chimique autour ou loin de l'équilibre : $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Ca}^{2+} + 2 \text{HCO}_3^-$

Il y a trois modes principaux d'évolution chimique (Langmuir, 1971) :

1. Dans une eau sous-saturée en minéraux carbonatés qui devient à un moment donné isolée des sources de CO_2 frais, la diminution de la pression réelle de CO_2 dans le temps s'accompagne d'une augmentation de HCO_3^- et du pH selon l'équation de dissolution de la calcite (ou de la dolomite). La $p\text{CO}_2$ équilibrante calculée est alors représentative de la $p\text{CO}_2$ réelle qui régnait lors du prélèvement et les valeurs de $p\text{CO}_2$ équilibrante et de HCO_3^- doivent être négativement corrélées.

Hors, ce n'est pas le cas dans les eaux de Soubré où l'on constate au contraire une corrélation positive. Ceci traduit le fait que nos échantillons d'eau ne proviennent pas d'un système fermé ; en ce sens, les aquifères ne sont pas confinés mais ouverts au CO_2 de l'atmosphère. Ce caractère ouvert doit être visible par la réponse du niveau d'eau dans les puits quelques jours après la pluie.

2. Dans une eau sous-saturée en minéraux carbonatés qui est réalimentée en CO_2 frais continuellement au fur et à mesure que le gaz est consommé par la dissolution des carbonates, le pH et la teneur en HCO_3^- vont augmenter dans le temps. Pourvu que la pression réelle de CO_2 reste constante, cette augmentation de HCO_3^- traduit le temps de séjour de l'eau dans l'aquifère.

Dans des eaux de socle de Soubré, sous-saturées, le CO_2 entré dans l'aquifère lors de la saison des pluies n'est pas consommé immédiatement et continuera d'être actif au cours de la saison sèche suivante (année $i+1$), ce qui fait que l'eau entrera dans la saison des pluies suivante (année $i+1$) avec un niveau plus élevé de HCO_3^- que l'année i . Dans un puits donné, l'eau prélevée a toujours à peu près le même temps de séjour. Dans deux puits distants, la différence de teneur en HCO_3^- doit être favorable au puits aval et elle exprime le temps de séjour croissant dans le sens de l'écoulement.

3. Dans une eau à saturation ou proche de la saturation en minéraux carbonatés, les variations autour de la saturation expriment des fluctuations de la $p\text{CO}_2\text{R}$ (réelle) au cours des saisons. Une augmentation de $p\text{CO}_2\text{R}$ produira la dissolution de la calcite en suivant la courbe d'équilibre : la teneur en HCO_3^- augmentera et le pH diminuera. C'est la dissolution incongruente. Ce modèle implique une corrélation négative entre pH et HCO_3^- . Le principal contrôle sur la chimie des eaux souterraines en milieu rocheux calco-carbonaté est alors :

- lors de la saison sèche de l'année i où le niveau d'eau est bas : dissolution incongruente de la roche (ce qui fait augmenter HCO_3^-),

➤ à la saison des pluies de l'année i où le niveau d'eau est haut : dilution (mélange ou recharge) par des eaux de surface plus pauvres en $p\text{CO}_2\text{R}$, Mg, HCO_3 et ISC (ce qui fait diminuer HCO_3).

Cette interprétation devrait fonctionner aussi dans les eaux de socle à saturation. Ce modèle devrait permettre d'expliquer les changements au sein d'un pôle hydrochimique mais on verra que les 7 points proches de la saturation ne sont pas exactement du même pôle.

7.2.4.3. Indices de saturation à la calcite et à la dolomite et pH d'équilibre

Les indices de saturation relatifs à la calcite et à la dolomite sont donnés en annexe 6.

Toutes les eaux analysées sont sous-saturées en dolomite, c'est-à-dire qu'elles ont un indice négatif vis-à-vis de ce carbonate. Elles sont aussi sous-saturées en calcite, exception faite de M12, M6 et M15. Les valeurs de ces indices sont supérieures à - 2,5 pour la calcite et à - 5,0 pour la dolomite (figure 109). L'indice de saturation en dolomite (ISD) est corrélé à celui de la calcite (ISC) : la sous-saturation en dolomite dans l'eau est globalement double de la sous-saturation en calcite. En effet, la dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ aura besoin à la fois de calcium et de magnésium pour se former : elle est plus exigeante à l'égard du milieu. De plus, le Mg est moins mobilisable que le Ca. Le pH d'équilibre est très variable autour de la neutralité mais reste globalement proche du pH mesuré in situ (figure 110) : aux extrema du nuage de points, les 2 eaux de P_{SA} et 1 de $\text{M}_{\text{CA-SA}}$ sont sur la droite d'équilibre.

La tendance générale montre que l'insaturation est plus prononcée dans les eaux plus pauvres en bicarbonate. Le principal facteur limitant n'est pas le Ca ou le Mg mais le HCO_3 . Le manque de renouvellement de l'eau chargée en CO_2 est ici la cause principale de l'insaturation aux minéraux carbonatés. L'indice de saturation des échantillons peut donc s'interpréter en termes de vitesse d'écoulement ou de temps de séjour dans l'aquifère si l'on sait localiser la zone d'alimentation. Il faudra néanmoins faire attention dans le détail aux autres facteurs d'insaturation et ne pas confondre hâtivement « faible renouvellement en bicarbonate » avec « absence d'infiltration ».

Signification de l'insaturation à la dolomite

Sous la droite 2/1 du graphique de l'indice de saturation dolomite *versus* calcite, nous retrouvons nettement 12 eaux qui font partie des eaux faibles en Mg / Ca citées plus haut : SAO, L13, L17, L18, L19, L23, L42, L46, L47, L48 ainsi que M2 et M3, toutes fortement sous-saturées en dolomite. Réciproquement, on note au-dessus de la droite 2 / 1 les échantillons au ratio Mg/Ca très fort (qui vaut environ 2) : L39 et K2, déjà identifiées auparavant et aussi M4, M10 et L43, pourtant pas spécialement riches en Mg.

On a vu que les eaux faibles en Mg / Ca circulent dans des roches de socle sain où la disponibilité du Ca et surtout du Mg est restreinte en comparaison d'un horizon altéré. Ensuite, ces eaux sont influencées par un facteur externe et un facteur interne :

- ✓ l'abondance relative des ions HCO_3^- et la compétition qu'ils doivent mener avec les autres anions pour le Ca et le Mg (ainsi, L46 et surtout L47 sont plus sous-saturés en calcite que L42 à cause de leur richesse en sulfates) ;
- ✓ l'abondance relative en Ca et Mg selon le faciès lithologique ou le degré d'altération, à richesse semblable en HCO_3^- (ainsi L35 dans le schiste et surtout L48 dans la migmatite sont plus sous-saturés en calcite que L18 et L19 dans le gneiss).

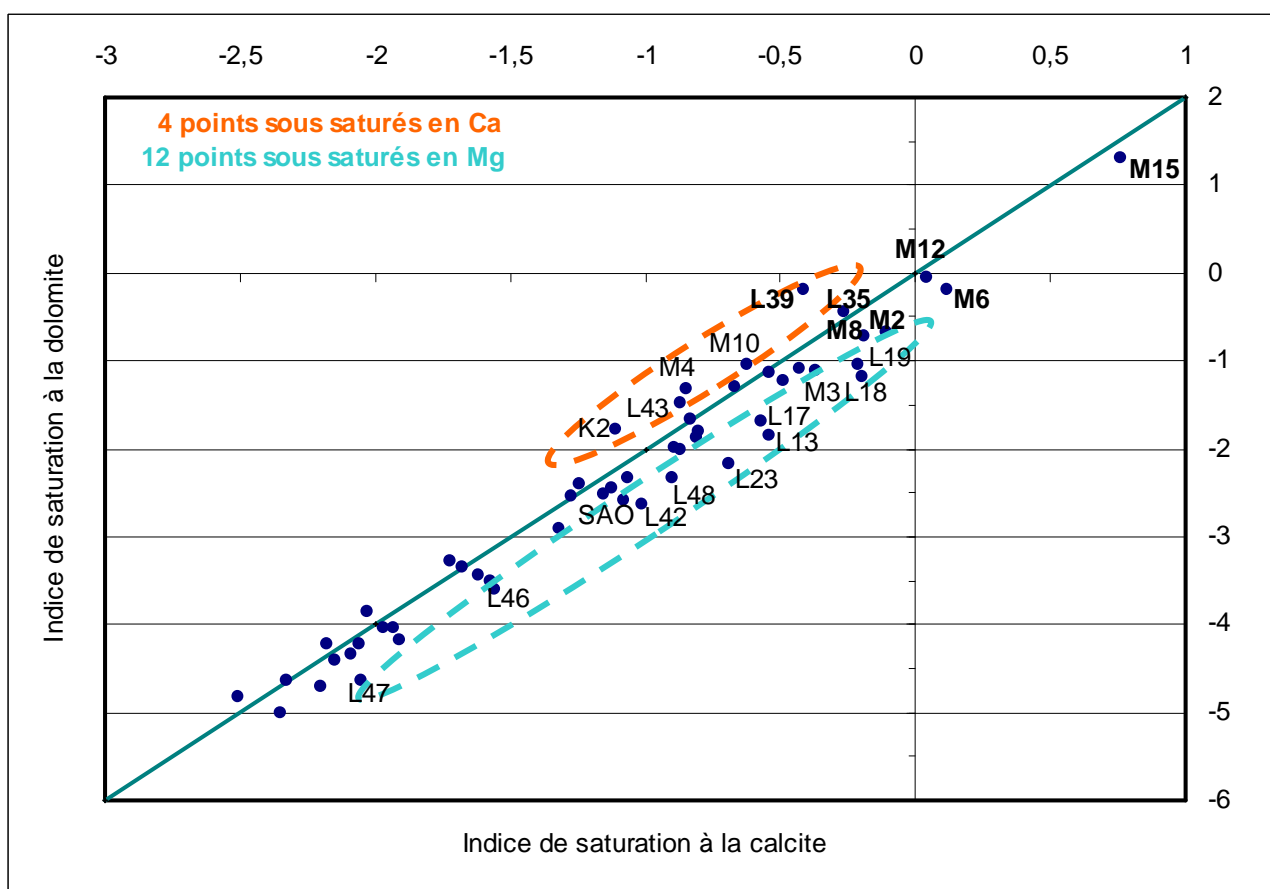


Figure 109. Indice de saturation (IS) des échantillons d'eau à la calcite et à la dolomite

Nous allons maintenant examiner les points normaux, ceux qui sont sur la droite 2/1, et qui correspondent à du socle plus ou moins altéré. Nous raisonnerons d'abord à degré d'altération constant et densité de fracturation constante, donc à surface d'échange égale, quitte à réintroduire ces paramètres plus tard dans des comparaisons de détail.

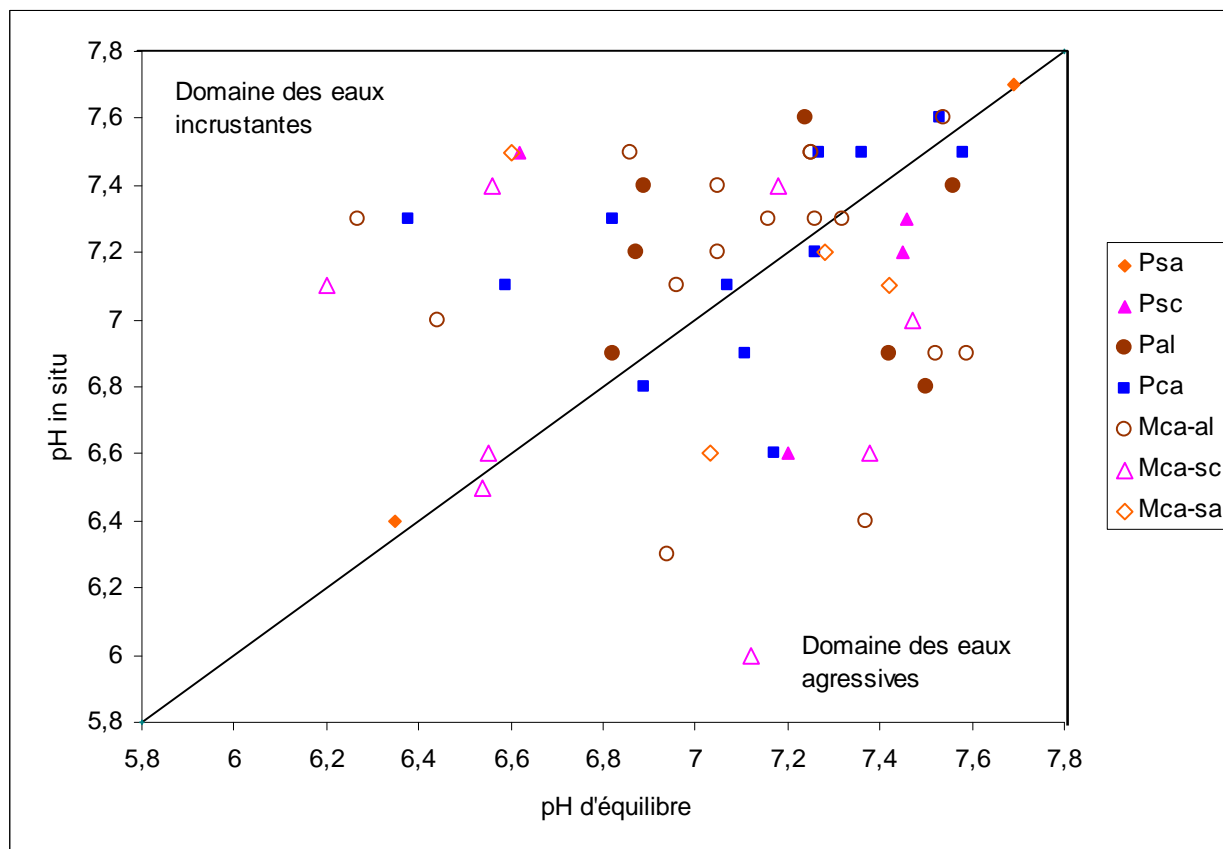


Figure 110. Comparaison du pH d'équilibre global avec le pH mesuré in situ

Signification de l'insaturation à la calcite

Dans le diagramme ISC *versus* ISD (figures 109 et 111), les points peuvent être répartis en deux familles séparées par $ISC = -1,5$: les eaux moyennement agressives (famille 1) et les eaux franchement agressives (famille 2). Aux extrémités de ces deux familles, nous isolons 2 groupes, celui des eaux peu agressives (groupe 1) et celui des eaux très agressives (groupe 2).

Le groupe 1 est constitué d'eaux assez proches de l'origine, c'est-à-dire à agressivité faible voire nulle. Il comprend 7 points : M2, M12 et L35 du pôle P_{CA} , L39 et M15 saturée (P_{SC}), M8 (M_{CA-AL}), et M6 (M_{CA-SC}). Si ces eaux sont presque à saturation en carbonate, c'est qu'elles ont bénéficié, à surface d'échange égale, d'un apport en bicarbonate donc d'un meilleur renouvellement. On peut penser qu'elles ont circulé plus longtemps dans l'aquifère, et/ou qu'elles ont bénéficié d'un plus grand taux d'infiltration sur leur trajet. La distance parcourue étant courte pour ces localités d'après la carte, ces eaux semblent en réalité avoir eu un temps de séjour court, voire très court dans l'aquifère. Donc, le renouvellement par infiltration directe en quasi-absence de régolite sera privilégié dans l'interprétation.

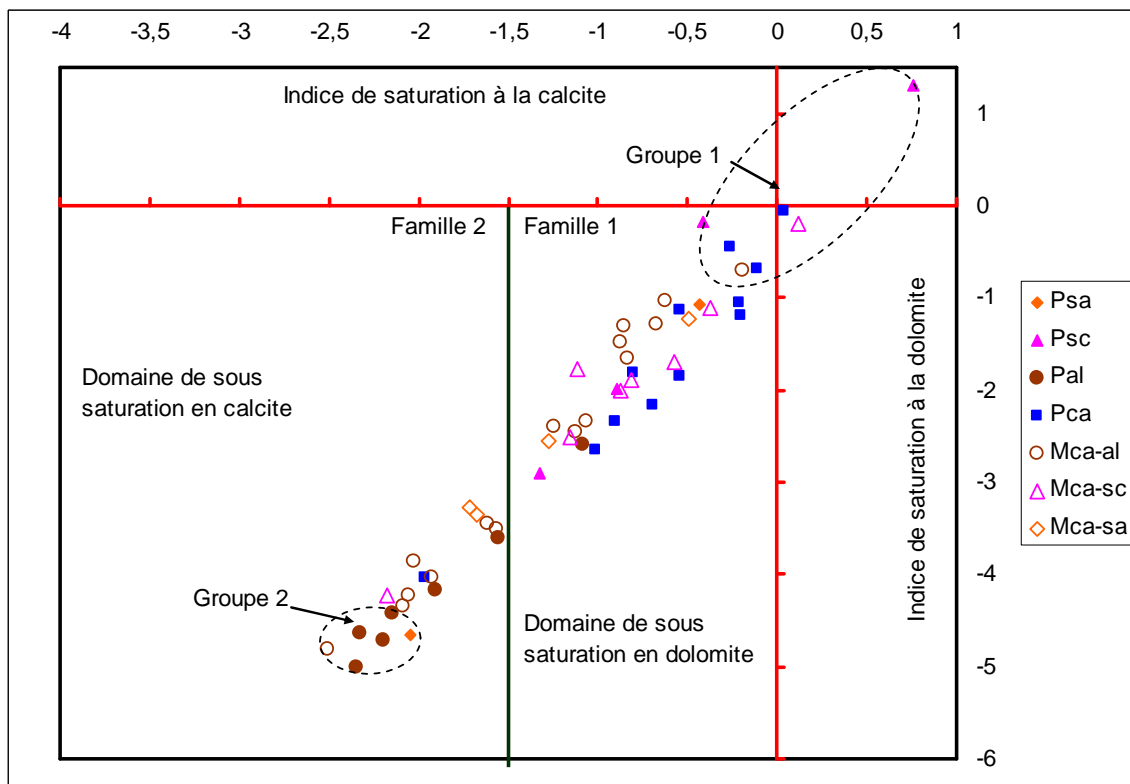


Figure 111. Diagramme ISD vs. ISC des eaux souterraines de Soubré

De plus, la régression linéaire (figure 112) entre le pH *in situ* et la teneur en HCO_3^- prouve une corrélation négative. La plupart des couples s'alignent sur des droites parallèles :

- soit à la droite en tirets qui représente les couples HCO_3^- / pH d'équilibre des 7 eaux à quasi-saturation ; c'est le cas des eaux **P_{SC}** et **M_{CA-SC}** qui sont sur trois droites et d'une partie des eaux **P_{AL}** et **M_{CA-AL}** sur une droite décalée de -1 meq/L de HCO_3^- ;
- soit à la droite continue qui représente les couples HCO_3^- / pH *in situ* de 6 eaux à quasi-saturation sur les 7 (on écarte M15, anormal, de la régression), droite qui s'ajuste aussi sur la plupart (sauf 2 cas) des eaux du pôle **P_{CA}**. Une seconde droite parallèle s'ajuste sur une série d'eaux **P_{AL}** et **M_{CA-AL}**.

Les eaux **P_{SA}** et **M_{CA-SA}** sont partagées entre ces deux types de droites.

Ces alignements empiriques illustrent la corrélation négative attendue d'après le modèle d'équilibre calco-carbonique, ce qui confirme la pertinence du modèle 3 de Langmuir.

Des eaux moyennement agressives sont enregistrées dans 28 échantillons, parmi lesquelles se trouvent la plupart des eaux décalées de la droite 2/1 (déficit de Ca ou de Mg). Les 11 eaux les moins insaturées après le groupe 1 sont : L41, L18, L19 et L13 (nitraté) du groupe **P_{CA}**, M3, M18, M16, M10, L4, L17 et M4 de divers pôles. Leurs échanges avec la roche ont été moins intenses que le groupe 1, ce qui signifie que l'eau s'est un peu moins

renouvelée en eau jeune. On pourrait penser aussi que l'eau y a circulé moins longtemps ou plus vite que le groupe 1. Hors, d'après la carte, la distance parcourue est identique à celle du groupe 1 : la plupart de ces eaux sont proches des limites de bassins versants. La vitesse plus grande qui serait nécessaire pour que le temps de séjour soit plus court ne paraît pas réaliste. Les eaux de ces 28 échantillons sont dans l'ensemble moins renouvelées (Attention : il ne faut pas dire « plus anciennes ») que celles du groupe 1.

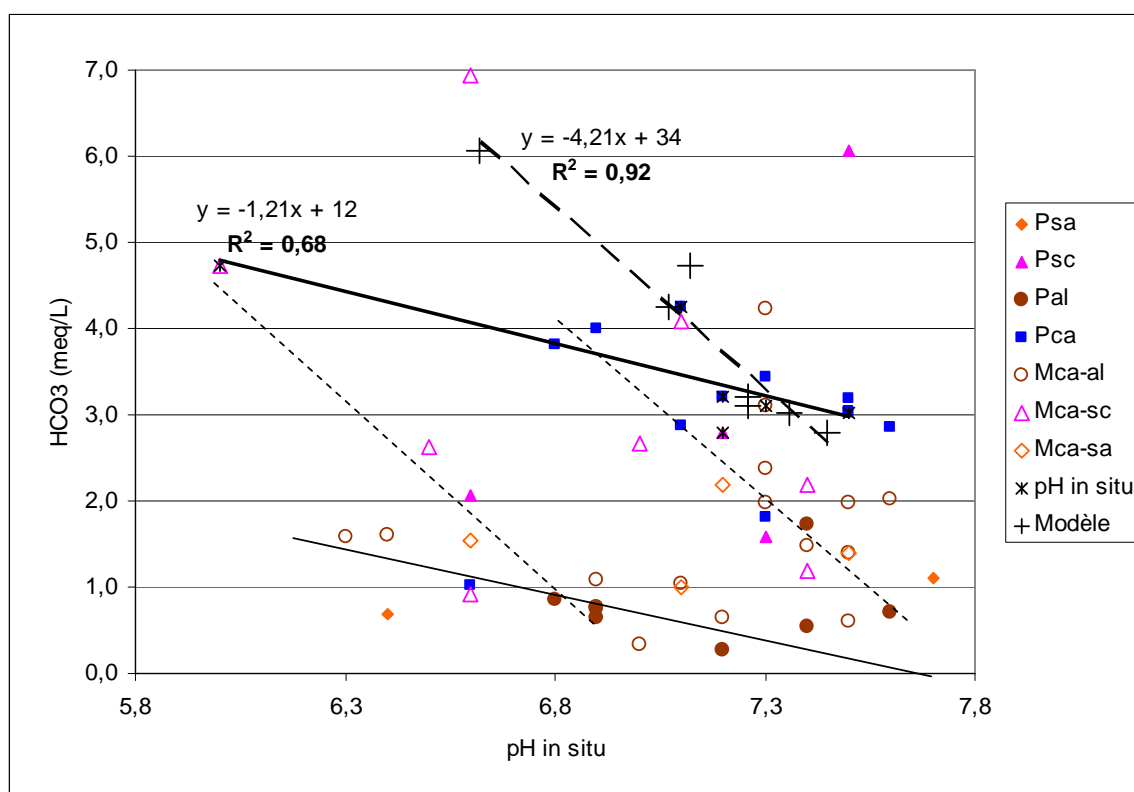


Figure 112. Couples HCO₃⁻ vs. pH *in situ*, comparés avec la droite d'équilibre des 7 eaux à quasi-saturation et la droite réelle de ces points

Des eaux franchement agressives sont enregistrées dans 18 échantillons : par exemple L6 du pôle P_{AL}, L12, L34, L37 et L38 du groupe M_{CA-AL}, L36 du groupe M_{CA-SC} et L32 du pôle P_{CA} sont les plus insaturées après le groupe 2 dont on va parler ensuite. La famille 2 se caractérise par un renouvellement plus limité que la famille 1 et/ou par un temps de séjour encore plus court ou une vitesse de circulation encore plus grande. L'aspect contradictoire d'une interprétation en temps de séjour, déjà montré ci-dessus, est renforcé ici : sur la carte, nous observons des distances parcourues plus longues entre les lignes de partage des bassins versants et ces forages !

Le groupe 2 rassemble les 6 eaux à l'agressivité la plus forte : L28 du groupe M_{CA-AL}, L44, L10, L11 et L14 du groupe P_{AL} et enfin L47 du pôle P_{SA} qui présentent les valeurs de

ISC et ISD les plus basses. Les forages de ce groupe devraient présenter les eaux les moins renouvelées dans l'aquifère. Pour expliquer un si faible renouvellement en bicarbonate, on peut invoquer le confinement ou une faible infiltration, ce qui ne va pas toujours de pair. Les sulfates de L47 (à faible ratio Mg / Ca) ne semblent pas venir de la dénitrification en milieu confiné mais plutôt d'un apport de sulfate par l'infiltration : en effet, la beaucoup plus grande saturation de M18 (fin de saison sèche) signifie qu'elle a eu le temps de se charger en HCO_3^- alors que l'eau L47 (début de saison des pluies) vient d'être alimentée par une eau apportant d'autres anions. On note que les autres eaux ont reçu surtout des nitrates (sauf L10) : on ne peut donc pas dire que l'infiltration n'existe pas ! Elle apporte des anions concurrents du bicarbonate, donc c'est une eau qui a traversé des horizons organiques de sol, associés à une argilisation du socle. De plus, il faut ici nuancer la règle du bicarbonate comme facteur limitant : on est proche du pôle P_{AL} et par conséquent, dans une eau pauvre en Ca et Mg, qui peuvent jouer à nouveau le rôle de facteur limitant dans le calcul d'équilibre.

7.3. Analyses en composantes principales

7.3.1. Corrélations et facteurs

Pour avoir un pourcentage significatif de variance exprimée, il a fallu aller jusqu'au 4^{ème} axe factoriel. Les 4 premiers axes factoriels expriment 70,8 % de la variance totale.

Le premier axe (facteur 1) qui est le plus représentatif exprime 39,9 % de la variance totale. Il regroupe les points correspondants aux variables : CE, MTD, HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Al^{3+} , et SO_4^{2-} . On commence par croiser chacun des axes suivants avec l'axe 1.

Le second axe (facteur 2) suit avec 13,1 % de la variance totale. Il est déterminé par les variables : pH et Cl^- (et dans une moindre mesure K^+ et Fe^{2+}).

La pCO_2 s'exprime sur les deux axes en proportion quasi égale avec un léger avantage pour l'axe 2. Les indices ISC et ISD sont exprimés sur les deux axes en proportion égale et NO_3^- se trouve à l'opposé des indices de saturation qui sont équivalents entre eux.

Le troisième axe (facteur 3) représente 10,1 %. Il est associé aux variables Cl^- et pH à l'opposé de Fe^{2+} . De ce point de vue, il ne semble donc pas très différent de l'axe 2 : en fait, il sépare Na^+ et Cl^- d'un côté, de Mn^{2+} et Fe^{2+} de l'autre côté, qui n'étaient pas bien séparés dans l'axe 2. Son intérêt est surtout d'opposer NO_3^- et pCO_2 qui s'expriment sur les deux axes en proportion quasi égale.

Quant au quatrième axe (F4), il représente 7,7 % et il est lié lui aussi aux mêmes variables : pH, Cl^- et Fe^{2+} . Comme l'axe 3, il oppose pCO_2 et NO_3^- .

Les résultats de l'analyse en composantes principales des variables de nos échantillons d'eaux sont indiqués dans le tableau XIX.

Tableau XIX. Contribution des variables selon les axes et variance exprimée

	Facteur 1	Facteur 2	Facteur 3	Facteur 4
C.E ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	-0,92	0,42		
MTD	-0,96			
pH		0,55		
Ca ²⁺	-0,84			
Mg ²⁺	-0,77			
Na+		-0,41	-0,53	
K ⁺		-0,42		0,47
Fe ²⁺			0,69	-0,57
Mn ²⁺			0,58	
Al ³⁺	-0,83			
HCO ₃ ⁻	-0,88			
Cl ⁻		-0,52		-0,41
SO ₄ ²⁻	-0,75			
NO ₃ ⁻		-0,72		
ISC	-0,74	0,47		
ISD	-0,77	0,41		
pCO ₂ (atm)	-0,41		0,42	0,49
valeurs propres (variance exprimée)	6,79	2,22	1,72	1,31
% de variance exprimée	39,92	13,08	10,14	7,71
% cumulée des variances exprimées	39,92	53,00	63,14	70,84

N.B : toutes les teneurs des ions sont en mg.L⁻¹

On présente la matrice de corrélation des variables sous la forme de celle de Pearson (Swan et Sandilands, 1985). On considère les coefficients de corrélation supérieure à 0,7 comme significatifs tandis que ceux compris entre 0,5 et 0,7 sont moins significatifs (Adams *et al.*, 2001). Dans l'optique d'une interprétation peu contrainte, les corrélations supérieures à 0,3 ont été prises en considération et sont reportées dans le tableau XX. Bien que ces dernières valeurs de corrélation soient très faibles et donc très peu significatives, nous pensons qu'elles peuvent nous aider à vérifier certaines hypothèses que nous avons faites. À la lumière des arguments donnés par toutes les méthodes qui précèdent, on va interpréter chaque axe par un phénomène qu'il met en évidence.

Outre les corrélations significatives déjà mentionnées en présentant les axes, viennent ensuite des corrélations moins significatives mais intéressantes ;

- ✓ Al³⁺ est corrélé avec SO₄²⁻ ;
- ✓ HCO₃⁻ est corrélé avec pCO₂ ;
- ✓ Mn²⁺ est corrélé avec Fe²⁺ et Mg²⁺ ainsi qu'avec HCO₃⁻ ;
- ✓ NO₃⁻ est anti-corrélé avec HCO₃⁻ et ISC.

Tableau XX. Matrice de Pearson montrant les corrélations entre les variables de l'ACP

	C.E.	MTD	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Fe ²⁺	Mn ²⁺	Al ³⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	ISC	ISD	pCO ₂
C.E.	1																
MTD	0,93	1															
pH			1														
Ca ²⁺	0,81	0,82		1													
Mg ²⁺	0,75	0,79		0,40	1												
Na ⁺	0,39	0,38				1											
K ⁺							1										
Fe ²⁺								1									
Mn ²⁺	0,31	0,32			0,46			0,44	1								
Al ³⁺	0,80	0,77		0,76	0,61				0,30	1							
HCO ₃ ⁻	0,69	0,83		0,73	0,60				0,42	0,67	1						
Cl ⁻					0,03							1					
SO ₄ ²⁻	0,81	0,81		0,64	0,76					0,59	0,43	-0,12	1				
NO ₃ ⁻			-0,31			0,37					-0,39	0,37		1			
ISC		0,59		0,68						0,54	0,72	-0,08	0,34	-0,48	1		
ISD		0,63		0,63	0,42					0,54	0,74	-0,04	0,40		0,97	1	
pCO ₂	0,38	0,41		0,33	0,39					0,37	0,53						1

La corrélation impliquant la teneur en Al³⁺ et SO₄²⁻ suggère que cet ion métallique passe en solution dans l'eau lors du ruissellement sur des sols résiduels appauvris en silice et enrichis relativement en aluminium, puis arrive à la nappe par l'infiltration à travers des sols ou des altérites riches en sulfates dont l'origine est la décomposition de la matière organique.

Les bicarbonates et les nitrates présentent une corrélation négative. Bien que faible, cette corrélation nous confirme que dans les échantillons nitrates, les teneurs en ces deux anions évoluent en sens inverse. Cette idée a déjà été utilisée lors de la classification de nos eaux en pôles dans le diagramme de Piper.

7.3.2. Discussion sur la signification des axes factoriels

Pour nommer les axes factoriels, nous traçons les cercles de communauté représentant les différents plans factoriels, ici les plans F₁x F₂, F₁x F₃, F₁x F₄, et F₂x F₃ (figure 113).

Le plan factoriel F₁x F₂ montre un nuage de 7 variables déjà citées, situé à l'extrémité négative de l'axe F₁. Il exprime le processus de minéralisation calco-carbonatée des eaux souterraines par hydrolyse des silicates sous l'action des eaux chargées en anions d'origine organique (sulfate) et en CO₂ météorique. La présence des ions Ca et Mg montre que l'altération concerne les minéraux tels que la biotite, l'anorthite et les pyroxènes.

Le deuxième regroupement se fait dans la partie négative de l'axe F_2 . On note une corrélation entre le chlorure et le potassium, moindre avec le sodium, et une corrélation plus faible avec le nitrate. Cela rappelle que les eaux sodi-potassiques qui se minéralisent dans les altérites, plus proches de la surface que l'aquifère de fissures, sont souvent polluées par le nitrate dont l'origine a déjà été discutée plus tôt. L'axe F_2 représente la coexistence d'un milieu aquifère parfois modérément confiné, les altérites, et l'apport extérieur par infiltration qui se fait lentement à cause d'une mauvaise circulation dans ces altérites sablo-argileuses.

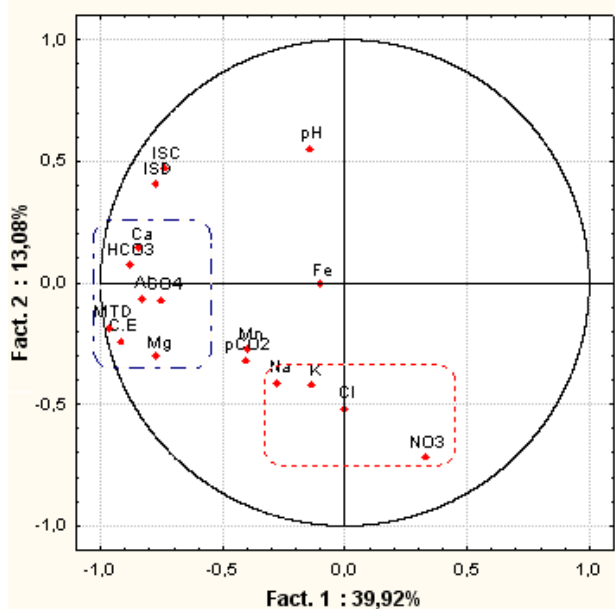
Sur le plan factoriel $F_1 \times F_3$, la proximité des ions fer, manganèse, et de la pression partielle de CO_2 , permet de supposer qu'ils ont pour origine commune l'horizon supérieur du sol. De plus, cet axe oppose deux oxydants en compétition dans l'eau de surface, le nitrate et la pression de CO_2 . En même temps, le pH passe au centre donc devient inactif et les indices ISC et ISD rejoignent logiquement le nuage de variables qui caractérisent l'axe 1. Cela nous amène à dire que le facteur F_3 témoigne de l'infiltration qui a lieu aussi bien dans les altérites que dans l'aquifère de fissures et qui concernent plusieurs pôles hydrochimiques.

Le plan factoriel $F_1 \times F_4$ présente deux regroupements significatifs, celui de la pCO_2 et du potassium, et celui du Fe^{2+} et du Cl^- . La proximité entre le potassium et la pCO_2 peut signifier que les eaux ne peuvent s'enrichir en potassium qu'en raison directe de l'acidité de l'eau, donc non loin de la surface du sol (couche insaturée), ce qui est intéressant en ce qui concerne les eaux en dehors des altérites et la circulation dans les fractures et le socle sain.

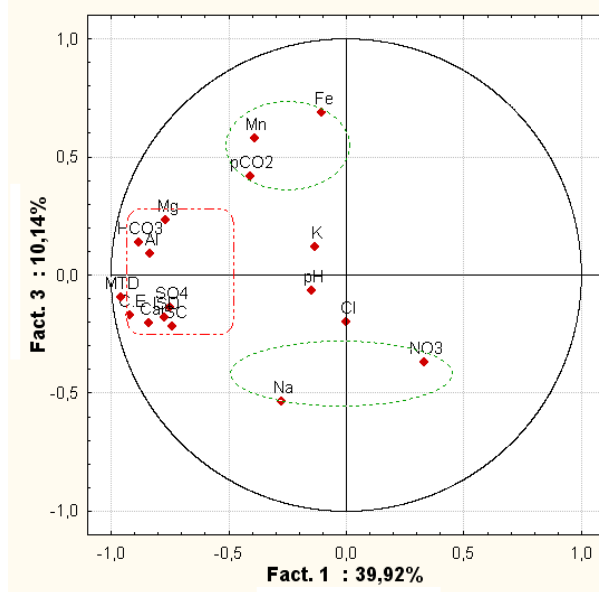
Enfin, le plan factoriel $F_2 \times F_3$ remet logiquement vers le centre l'ensemble des variables qui caractérisent l'axe 1, mais plus dispersées, ce qui permet de mettre en évidence des oppositions intéressantes concernant le socle altéré, qui étaient cachées dans les plans factoriels impliquant l'axe 1. Ainsi, le potassium s'oppose aux indices ISC et ISD, ce qui veut dire que l'eau est d'autant plus riche en K^+ qu'elle est loin de la saturation, c'est-à-dire qu'elle ne bénéficie pas d'un bon renouvellement : on pense que K^+ (et Mg^{2+} qui en est proche) représente des eaux circulant plus en profondeur dans les altérites, recevant moins d'apports extérieurs. Logiquement, le fer et le potassium sont placés sur les deux axes, donc ils sont indépendants (ni opposition ni convergence). Le carbonate (profond) est en compétition avec le sulfate (surface), et le calcium (profond) est en compétition avec l'aluminium (surface). De la même façon, la MTD s'oppose à HCO_3^- , ce qui traduit la plus forte minéralisation des eaux superficielles des altérites mieux drainées et plus riches en anions allochtones comme nitrate, sulfate, et chlorure, que les eaux d'altérite profondes, moins mobiles. C'est d'ailleurs dans ce plan que la proximité entre sodium et nitrate est la plus marquée. Enfin, c'est aussi dans ce

plan factoriel que la pCO_2 équilibrante s'oppose le mieux au pH, ce qui traduit l'anti-corrélation classique de l'équilibre calco-carbonique près de la saturation, déjà commenté.

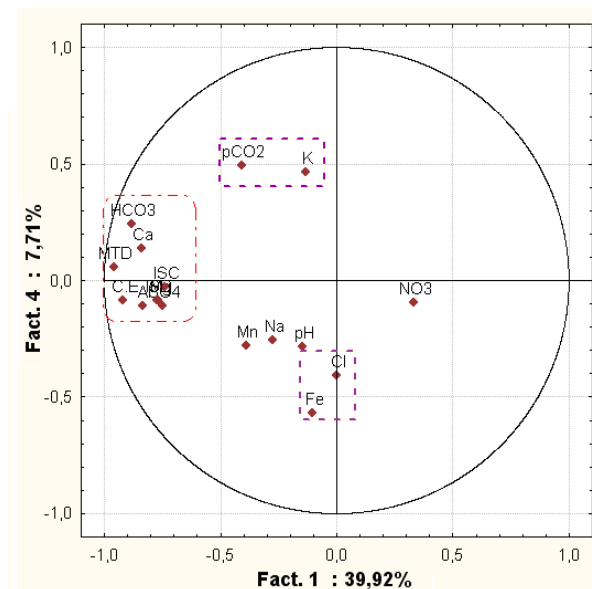
On constate finalement que la pCO_2 équilibrante n'est caractéristique d'aucun axe, c'est un facteur externe qui est indépendant de toutes les autres variables mais on l'a vu, qui en contrôle plusieurs et de façon différente dans des mécanismes distincts.



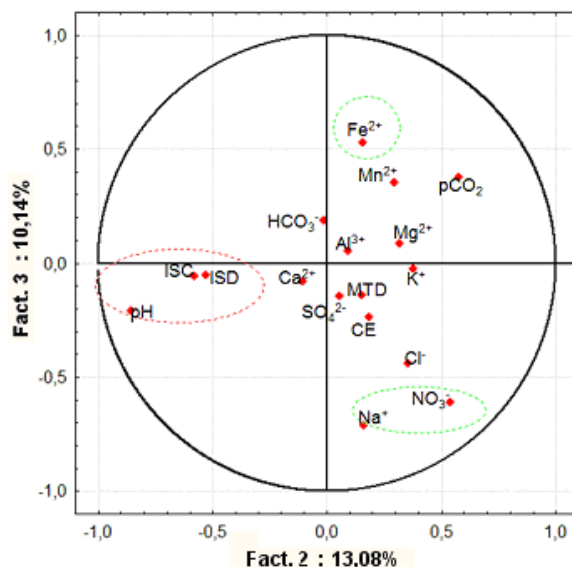
a. Espace des variables du plan factoriel $F_1 \times F_2$



b. Espace des variables du plan factoriel $F_1 \times F_3$



c. Espace des variables du plan factoriel $F_1 \times F_4$



d. Espace des variables du plan factoriel $F_2 \times F_3$

Figure 113. Espace des variables dans les principaux plans factoriels

7.3.3. Position des forages (unités statistiques) suivant les axes factoriels

À présent, commentons la position des forages sur les axes considérés que sont F_1 , F_2 , F_3 et F_4 . Il s'agit donc de la distribution spatiale des unités statistiques (forages) suivant les plans $F_1 \times F_2$, $F_1 \times F_3$ et $F_1 \times F_4$, respectivement dans les figures 114, 115 et 116.

L'observation de la figure 114 (graphes des unités statistiques dans le plan $F_1 \times F_2$) suggère trois classes. La classe 1 comprend, logiquement sur la partie négative de l'axe F_1 , les 5 échantillons les plus minéralisés de la région (les deux missions ensemble), eaux des pôles P_{SC} et M_{CA-SC} . Leur conductivité est comprise entre $640 \mu S.cm^{-1}$ et $1128 \mu S.cm^{-1}$. Ces valeurs relativement fortes sont dues en partie à la richesse de ces eaux en magnésium (mais le rapport $Mg / (HCO_3 + NO_3)$ est faible). Par rapport à l'axe 2, les échantillons M15 et M3 occupant la partie supérieure du cercle sont les moins associées au milieu altéré, L39 et L8 en-dessous sont les plus typiques, M6 sur l'axe 1 est neutre quant au critère « altérite ». Ces eaux circulent difficilement dans les altérites, donc elles ont un long temps de séjour, d'où leur très bonne minéralisation. Cette classe est caractéristique de l'axe F_1 : elle existe quel que soit l'axe que l'on croisera avec l'axe F_1 mais très éclatée, son ordre interne varie.

Ensuite, la classe 2 est située du côté positif de l'axe 2, donc ne correspond pas aux altérites. Elle est composée d'eaux moyennement ou peu minéralisées pauvres en alcalins et en nitrate, qui circulent rapidement dans des milieux moins confinés (arènes et fissures). Enfin, la classe 3 moyennement ou faiblement minéralisée elle aussi, mais dont les eaux circulent dans les milieux d'altérites souvent nitrates. Plusieurs de ces eaux peuvent être rajeunies par l'infiltration. La plupart sont des eaux de mélange.

Nous distinguons également trois classes dans le plan $F_1 \times F_3$ (figure 115), dénommées « bis ». La classe 1bis réunit les mêmes points que la classe 1 mais elle est inversée par rapport au graphe précédent : l'axe 3 positif représente l'infiltration dans les eaux L8, M6 et L39 alors que M3 et M15 restent du côté négatif : de même que ces deux échantillons ne recevaient pas de nitrate, ils ne connaissent pas d'infiltration et d'apport de CO_2 . L'inversion de la classe 1 entre les deux graphes est à interpréter en relation au fait que l'axe 2 positif signifie « absence d'infiltration de nitrate en milieu alcalin » et que l'axe 3 positif signifie « présence d'infiltration et apport de CO_2 dans tout milieu ». Ce qui est en partie contradictoire, pour certaines eaux dans certains milieux particuliers. En conséquence, la classe 2bis (resp. 3bis) n'est pas du tout la même que la classe 2 (resp. 3) du premier graphe.

Suivant leur trajet, les eaux de la classe 2bis sont parfois soumises à un mélange avec des eaux des aquifères d'altérites se trouvant au-dessus d'elles ou diluées par l'eau

d'infiltration. Les échantillons situés en haut de la classe 2 sont ceux pour lesquels l'infiltration est forte. Il s'agit de K2, L32, L24, L31, L44 et L48. Pour les autres eaux de cette classe, on pourrait penser qu'elles circulent relativement vite (par rapport aux autres classes) dans des fractures et sont à l'abri de l'infiltration.

La classe 3bis comprend les eaux où l'infiltration ne se fait pas, en raison d'un certain confinement des nappes. C'est le cas du forage de Gripazo (SAO) qui reste nettement à part. Sa richesse en sulfate et en nitrate montre que cette eau a acquis une pollution lors de son infiltration et de sa circulation lente, sans doute avec dénitrification en milieu confiné.

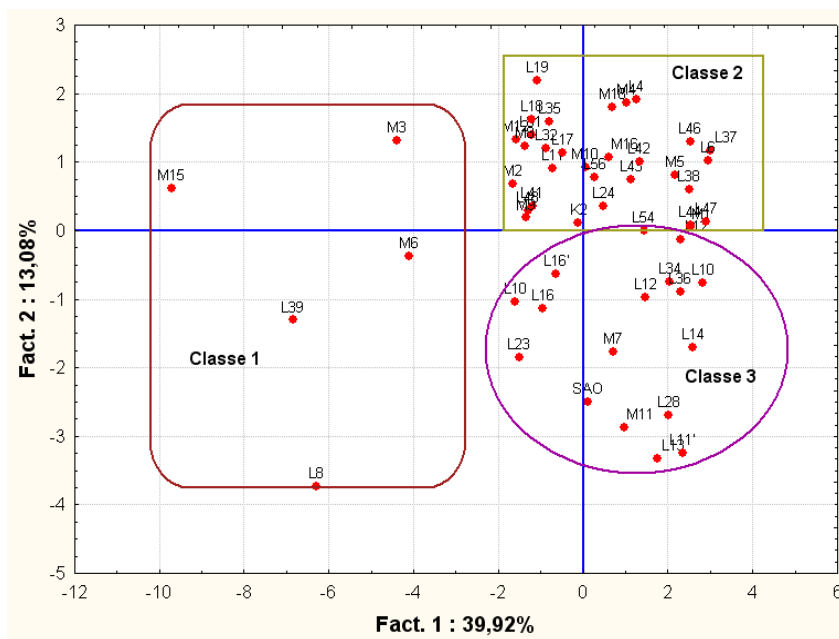


Figure 114. Espaces des unités statistiques dans le plan $F_1 \times F_2$

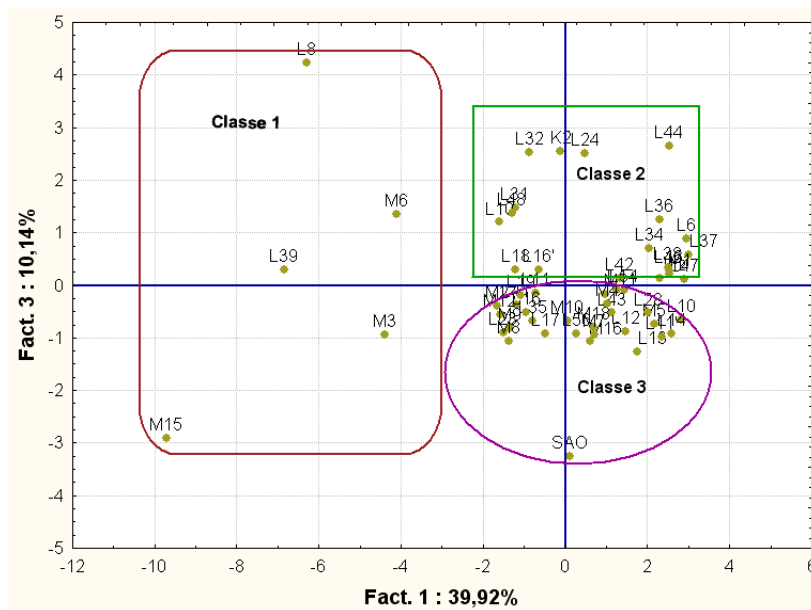


Figure 115. Espace des unités statistiques dans le plan $F_1 \times F_3$

L'analyse du plan $F_1 \times F_4$ (figure 116) met en évidence d'autres relations entre les eaux et en particulier des différences d'agressivité. Par rapport au plan $F_1 \times F_4$, plusieurs points passent de la classe 2ter vers la classe 3ter, mais restent assez proches de la frontière.

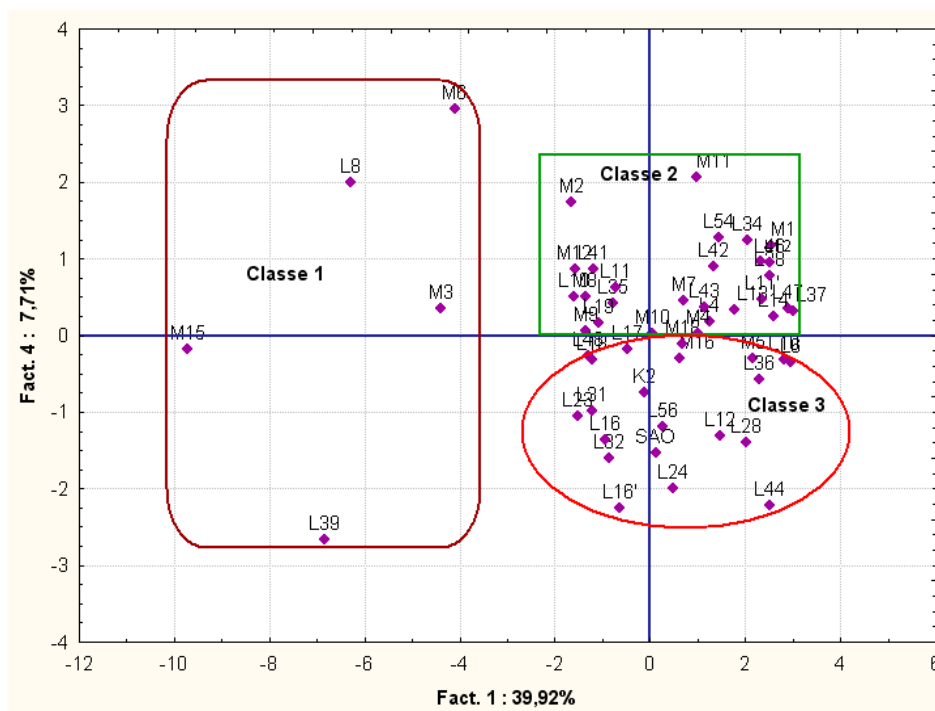


Figure 116. Espace des unités statistiques dans le plan $F_1 \times F_4$

7.4. Caractérisation isotopique des eaux souterraines de Soubré

7.4.1. Résultats du dosage

En plus des analyses chimiques, une douzaine d'échantillons a aussi fait l'objet d'analyses isotopiques, en occurrence les isotopes stables de la molécule d'eau que sont l'oxygène-18 et le deutérium. Les résultats sont consignés dans le tableau XXI. Le choix des échantillons a été dicté par le besoin de trancher certaines ambiguïtés restées à l'issue des analyses et interprétations précédentes, notamment le mystère de L39.

Les teneurs en isotopes stables (^2H et ^{18}O) dans les eaux souterraines de la région de Soubré varient de : -3,69 ‰ (L39) à -2,00 ‰ (L11) pour l'oxygène 18 et de -17,92 ‰ (M21 = L39bis) à -6,72 ‰ (L11) pour le deutérium. Les valeurs minimales sont constatées : pour le deutérium, dans l'eau de Grand-Zatry (M21) prélevée lors de la seconde mission, et pour l'oxygène 18, Grand-Zatry (L39) prélevée lors de la première mission. L'eau souterraine de Gbletia présente les teneurs « les plus enrichies » ou encore « les moins appauvries ».

D'après le graphe, les points s'alignent sur une droite d'évaporation de pente inférieure à 8 à l'exception notable de l'eau SOU qui est enrichie en $\delta^{18}\text{O}$. La variabilité décrite par nos

données est le long d'une droite empirique très proche de la relation météorique globale de Craig (1961) à partir de laquelle fut défini par Dansgaard (1964) l'excès en Deutérium $d = \delta^2\text{H} - 8.\delta^{18}\text{O}$. Ce paramètre est fortement corrélé à l'humidité h pendant l'évaporation cinétique de la surface océanique. Nos données sont compatibles avec les valeurs globales $d = 1 \%$ et $h = 85 \%$.

Tableau XXI. Teneurs en ^2H et ^{18}O (en ‰ vs SMOW) de quelques eaux

Code	Localité	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d
SOU	Soubré ville	-1,70	-8,84	4,77
L11 (Pal)	Gbletia	-2,00	-6,72	9,25
L13 (Pca)	Abokouamekro	-2,02	-7,62	8,58
L23 (Pca)	Cedar	-2,78	-10,79	11,41
L39 (Psc)	Grand-Zattry 1	-3,69	-17,73	11,78
L46 (Pal)	Yabayo	-2,90	-12,14	11,07
L47 (Psa)	Koreyo	-2,42	-10,12	9,25
L48 (Pca)	Koda centre	-2,45	-9,90	9,69
M15 (Psc)	Negreagui	-3,24	-14,62	11,32
M21 (L39 bis)	Grand-Zattry 2	-3,67	-17,92	11,46
PL	Soubré ville	-2,45	-8,97	10,59
SAO (Pal)	Gripazo	-2,18	-7,08	10,35

NB : SOU = eau de surface (eau du fleuve Sassandra prélevée à la sortie de la ville de Soubré). PL = eau de pluie prise dans la ville de Soubré. Les autres échantillons concernent des eaux souterraines provenant de quelques forages échantillonnés.

L'eau de surface (SOU) présente des teneurs enrichies en deutérium (- 8,84 ‰). Cette valeur est différente de l'eau de pluie (PL) prélevée à Soubré (- 8,97 ‰). L'eau de surface du fleuve Sassandra (SOU) indique la valeur de l'excès d la plus petite tandis que L39 présente la valeur de d la plus importante.

Nos données sont compatibles avec la distribution mondiale de $\delta^{18}\text{O}$ moyen dans les précipitations d'après les stations de l'IAEA totalisant au moins 24 mois d'enregistrement collectées par Rozanski et al. (1993). Sur la carte globale des données de précipitations en moyenne annuelle (figure 117), la distribution de $\delta^{18}\text{O}$ dans les pluies chaudes de basse latitude est claire. La Côte d'Ivoire se situe près de l'isocourbe -0,3 ‰ dans l'intervalle [-0,4 ; -0,2 ‰] et les gradients observés en Afrique de l'Ouest sont faibles, en raison du

voisinage de l'océan Atlantique et du recyclage de la vapeur d'eau par évapotranspiration dans les forêts tropicales. La variabilité de $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines est héritée de celle des pluies, avec atténuation au cours de l'infiltration mais sans changer la signification des différences observées. La latitude et la continentalité sont des facteurs globaux qui ne peuvent pas expliquer cette variabilité. Des facteurs locaux tels que l'altitude, l'effet de saison et l'évaporation secondaire nous aideront dans l'interprétation.

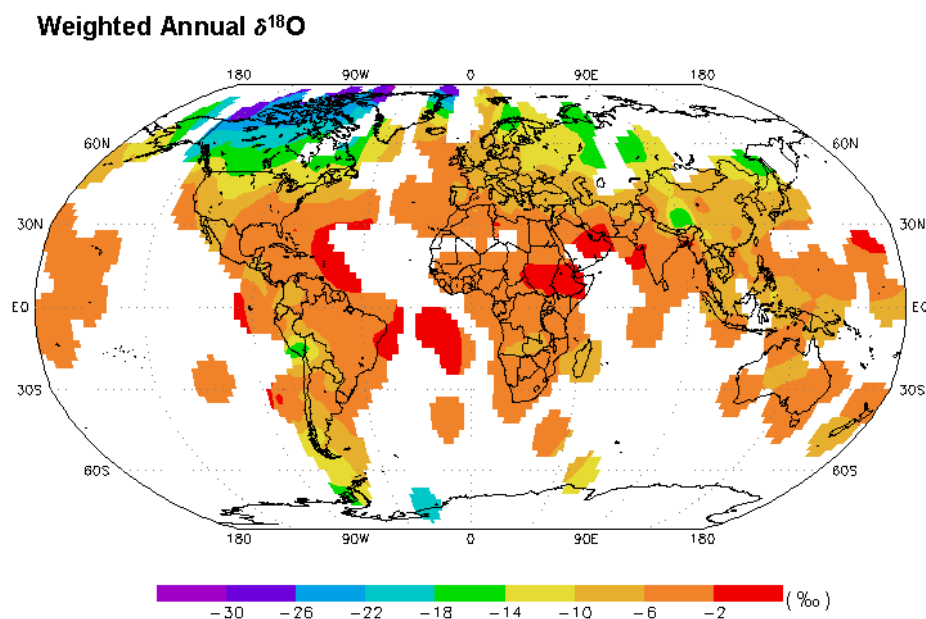


Figure 117. Valeur moyenne annuelle en $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations à l'échelle mondiale

Considérant que seul un petit pourcentage (5 à 10 %) des précipitations atteint la nappe, le signal météorique dans l'eau souterraine peut se trouver modifié. Des études sur les eaux souterraines dans divers aquifères (Douglas, 1997 ; Hamid, 1989 ; Darling et Bath, 1988) ont montré que les variations isotopiques saisonnières sont largement atténuées au cours de l'infiltration à travers la zone non saturée (ZNS) au-dessus de la nappe. La ZNS est une zone importante de mélange et en conséquence, les eaux peu profondes représentent fidèlement la pluie annuelle moyenne. La perte des variations saisonnières est fonction des caractères physiques de la zone vadose, de la longueur des chemins d'écoulement, et du temps de séjour. Une profondeur critique existe où la variabilité isotopique devient inférieure à l'erreur d'analyse sur $\delta^{18}\text{O}$. Dans un sol granulaire fin sans chemin préférentiel (raccourci) d'écoulement, la profondeur critique peut être à 3 ou 5 m alors que dans les roches fracturées, elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres et elle est souvent bien en dessous de la surface piézométrique. Les variations saisonnières en $\delta^{18}\text{O}$ sous la surface piézométrique sont

partiellement conservées dans un aquifère non confiné alors qu'elles sont totalement éliminées par mélange (advection) dans un aquifère confiné. Quand la variabilité isotopique dans un aquifère confiné excède la précision analytique, cela signifie qu'il existe des chemins préférentiels (distribution bimodale de la conductivité hydraulique dans un milieu poreux fracturé) ou des mélanges d'eaux de recharge différentes.

7.4.2. Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (figure 118), les points s'organisent autour d'une droite ajustée d'équation : $6,43 \times \delta^{18}\text{O} + 6,13$, avec un coefficient de corrélation R^2 égal à 0,98. La pente 6,43 de cette droite, inférieure à 8,17 (pente de la DMM), révèle un faciès isotopique évaporé et une condensation qui s'est produite dans des conditions de non équilibre (atmosphère non saturée). La disposition des points par rapport à la droite météorologique mondiale (DMM) qui passe bien par notre point PL (eau de pluie), fait ressortir 2 groupes d'eaux. On met **en gras** les eaux qui sont quasiment sur la droite et qui semblent donc n'avoir subi aucune évaporation.

Le premier groupe concerne les points au-dessus de la DMM. Ce sont les points **L23**, **L46**, M15, L39 et M21 (L39 bis). Le second groupe correspond aux points situés en dessous de la DMM : L47, L48, **SAO**, L11, L13) les excès en deutérium sont proches de 9. L'eau du fleuve Sassandra (SOU) est très décalée de cette droite, ce qui traduit sa forte évaporation.

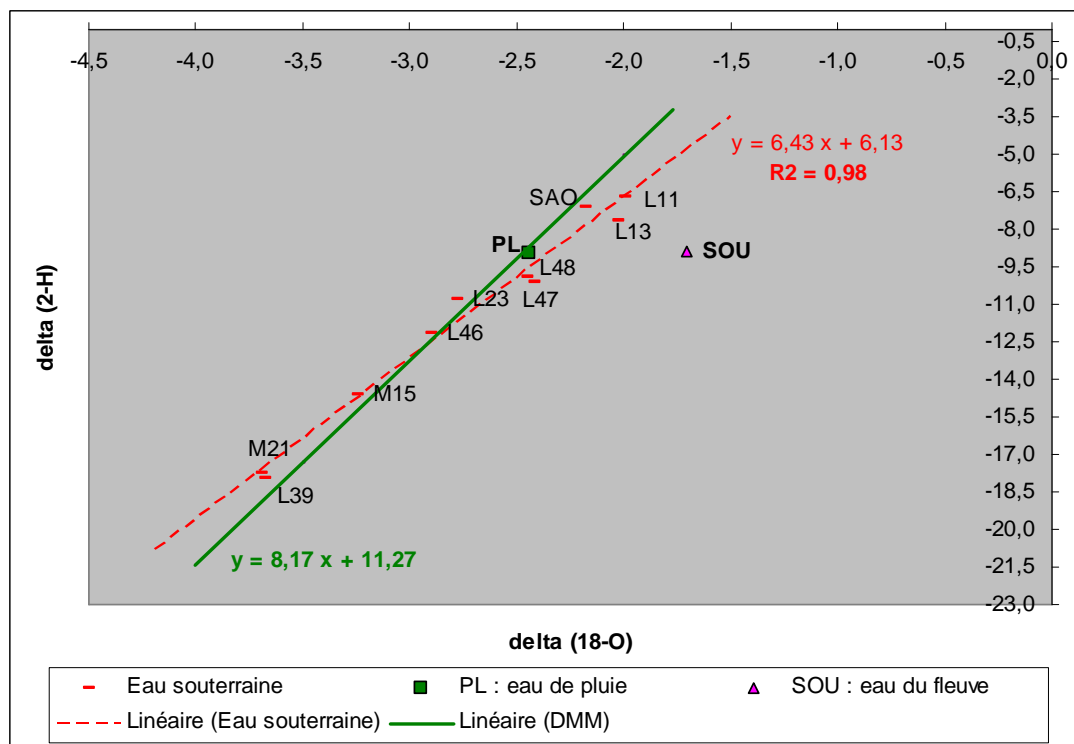


Figure 118. Valeurs de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ (en ‰ versus SMOW) des eaux de Soubré

7.4.3. Interprétation de la variabilité des isotopes stables

Dans les régions où les pluies, pendant les mois à rares précipitations, subissent une évaporation secondaire dans la colonne d'air de faible humidité, il y a une influence forte de l'effet de *Friedman-Dansgaard* (Friedman, 1962 ; Dansgaard, 1964). La pluie qui tombe dans une colonne d'air sec au-dessus du sol s'évapore partiellement, provoquant un fractionnement cinétique qui modifie la composition isotopique de l'eau précipitée : enrichissement en ^{18}O donc une augmentation de $\delta^{18}\text{O}$. La pente de la droite $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ météorique dans les précipitations globales est ainsi diminuée par l'évaporation qui se produit après la condensation. Ce mécanisme se produit surtout pendant les mois du début et de fin de la saison sèche, où il pleut un peu.

Plus fondamentalement, la variabilité de ^{18}O est contrôlée par le processus de formation de la pluie et la température à l'intérieur des nuages. Même s'il n'est pas corrélé à la température de la surface du sol, ce processus est au moins l'expression des différences entre les conditions de saison sèche et de saison humide, et de l'origine marine ou continentale des vapeurs.

Quand une masse d'air suit une trajectoire depuis la zone source de la vapeur jusqu'à de plus hautes latitude et altitude, et sur les continents, elle se refroidit et perd sa vapeur d'eau sous forme de pluie (phénomène de *rainout* en anglais). Le fractionnement entre la vapeur et l'eau liquide favorise l'entrée de ^2H et ^{18}O dans la phase condensée : le processus de condensation distille les isotopes lourds de la vapeur. L'eau de pluie est donc enrichie et la vapeur d'eau résiduelle est appauvrie en isotopes lourds, ce qui induit que les pluies suivantes qui se formeront plus loin dans le même nuage seront plus froides et de plus en plus pauvres en isotopes lourds. C'est le taux de condensation qui contrôle la position des eaux de pluie sur la DMM, un taux croissant produisant une eau de pluie plus pauvre en ^2H et ^{18}O .

Notre échantillon de pluie, pris lors d'un événement pluvieux unique, exprime de façon approximative le taux de condensation et le taux d'évaporation secondaire dans les conditions atmosphériques de mai 2007, juste après le début de la saison des pluies.

Des eaux telles que notre échantillon SAO situées sur la droite météorique vers des valeurs de ^{18}O et $\delta^{18}\text{O}$ plus grandes que l'eau de pluie PL, sont des témoins d'un taux de condensation plus faible (ou d'un taux d'évaporation secondaire plus fort) qui régnait durant la période récente plus sèche (mars à mai 2007).

Au contraire, des eaux comme L23 ou L46 situées sur la droite météorique vers des valeurs de ^{18}O et $\delta^{18}\text{O}$ plus faibles que PL sont plus anciennes, car un taux de condensation

plus fort n'a pu être atteint que durant la saison humide précédente, i.e. entre août et novembre 2006.

Dans la même logique, un échantillon de mars 2008 tel que M15 ne doit pas être une eau récente puisque la saison sèche continue à ce moment-là, mais plutôt une eau ancienne de la saison humide précédente, i.e. entre août et novembre 2007.

Pour comparer les eaux L39 et M21 prélevées au même forage en mai 2007 et mars 2008, on peut supposer que la chimie obéit à un cycle annuel et que M21 est identique à l'eau qui aurait été prélevée un an avant, en mars 2007. Sous cette approximation, si les eaux L39 et M21 étaient différentes, cela reflèterait l'influence du mois d'avril 2007 qui apporte les premiers événements pluvieux de la nouvelle saison humide. Hors, cela n'est pas le cas, ces deux eaux sont identiques exactement ! Cela signifie que ces eaux ne sont pas des eaux récentes. L'eau L39 doit être une eau de la saison des pluies précédente, entre août et novembre 2006, tandis que M21 doit être une eau de la saison des pluies entre août et novembre 2007, et elles sont le produit d'un même mécanisme de fractionnement isotopique qui se répète chaque année.

L'eau souterraine qui a été alimentée par ce type de pluie garde en mémoire cet événement : si elle n'a pas été renouvelée et/ou si elle a circulé en profondeur, cette eau conserve les caractéristiques d'une eau océanique.

L'échantillon SOU (eau de surface) est une eau récente issue de précipitations marquées par une forte évaporation secondaire au cours de leur chute, cas général en cette saison, cela dans une atmosphère moins riche en deutérium comme toute eau de pluie peu alimentée par les vapeurs océaniques. Mais surtout, cette eau s'est formée dans les conditions du fleuve qui offre une grande surface évaporante. Le fleuve a subi une forte évaporation au cours de la saison sèche, dont la conséquence est un enrichissement en isotopes lourds. La présence de la forêt sempervirente tout au long du fleuve ne joue pas de rôle car la transpiration n'est pas un mécanisme de fractionnement isotopique (le ruissellement non plus). Notre échantillon d'eau du fleuve (SOU) qui est fortement décalé vers la droite par rapport à la DMM est donc interprété comme une eau qui a subi une évaporation primaire.

Les précipitations qui ont alimenté les nappes d'eau souterraine des échantillons L13 et L11 montrent aussi un caractère évaporé, beaucoup moins marqué que SOU. On peut supposer un phénomène d'alimentation de la nappe par une eau de rivière, ce qui confirme une hypothèse déjà faite plus haut d'après la proximité d'un affluent du Sassandra et d'après les ions majeurs. Dans une moindre mesure, cela serait vrai aussi de L47 et L48.

7.4.4. Discussion sur le caractère marin ou océanique

Les valeurs en isotopes stables dans les eaux de Soubré sont légèrement supérieures à celles obtenues par Soro (2002) dans les eaux souterraines du degré carré de Grand-Lahou. Nous n'avons pas poussé plus loin la comparaison.

La moitié des eaux souterraines ont un excès en deutérium supérieur à 10 ‰ donc sont à gauche de la DMM sur le graphique. Dans le contexte atmosphérique et climatique des zones subéquatoriales, cela signifierait (Oga, 1998 ; Njitchoua et *al.*, 1999) que les précipitations sont issues d'un mélange entre vapeur océanique ($d = 10$) et vapeurs continentales ($d > 10$) recyclées. L'excès en deutérium pour l'eau de pluie prélevée à Soubré est de + 11 ‰ : dans un tel cas, il y aurait mélange entre la pluie d'origine océanique et une vapeur d'eau d'origine continentale (évaporée sur les surfaces d'eau libre ou évapotranspirée par la forêt tropicale, bref recyclée). Mais ce raisonnement s'appuie sur la droite de Craig (1961) qui n'est pas assez précise, alors que la vraie DMM actuelle montre un d (ordonnée à l'origine) supérieur à 11. Cette façon de raisonner ne paraît donc pas fiable.

L'alignement des échantillons SAO et L46 sur la droite météorique mondiale montre que ces eaux n'ont pas subi d'évaporation primaire et semblent être d'origine océanique, même si ces localités sont éloignées de la côte (un peu plus de 120 km). L'effet de continentalité (le fait de s'éloigner de plus en plus de la mer) ne serait donc pas influent ici.

Notre eau de pluie a été recueillie au mois de mai 2007, c'est-à-dire juste après les premiers orages d'avril qui annoncent le début de la grande saison des pluies avec un déplacement de masses nuageuses de l'océan vers l'intérieur du continent. Par conséquent, cette eau ne peut pas avoir une origine exclusivement continentale. Le caractère brutal de ces orages et leur organisation rappellent les lignes de grains. Les précipitations liées au passage des lignes de grains sont toujours précédées ou accompagnées de noyaux de vents violents soulevant la poussière. Elles surviennent généralement en fin de journée, sont brèves, intenses mais relativement peu abondantes.

Donc, au début de la saison pluvieuse, les pluies à composante d'origine continentale sont pauvres en isotopes lourds. Elles tendent en revanche, à s'enrichir en ces isotopes au fil des jours, à la faveur de l'arrivée progressive de la mousson, dans la mesure où ces pluies se sont humidifiées aux dépens du flux de basses couches (eau d'origine marine). Puis, lorsque la saison des pluies s'installe, il s'ensuit un appauvrissement dû au taux de condensation croissant (effet de masse) et à la baisse de la température interne des nuages.

Conclusion partielle

Les eaux échantillonnées sont en général moyennement minéralisées (conductivité inférieure à $750 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) quelle que soit la formation géologique. Cependant, les eaux sont relativement plus minéralisées dans les granodiorites que dans les granites, en raison par exemple de la dissolution de l'anorthite qui libère du calcium. On observe une prédominance du Ca^{2+} par rapport aux autres espèces cationiques dans les eaux. Côté anions, la prédominance des ions bicarbonate (HCO_3^-) et sulfate (SO_4^{2-}) dans les eaux de Soubré est à noter avec par endroits des pics critiques de nitrate. On trouve autant d'eaux bicarbonatées calco-magnésiennes que bicarbonatées sodi-potassiques et parfois des eaux sulfatées sodi-potassiques.

L'interprétation du diagramme de Piper a permis de faire ressortir des pôles hydro-chimiques à l'aide desquels il est possible de caractériser les conditions de circulation et d'emménagement des eaux souterraines. Ces phénomènes ont été également illustrés dans le diagramme de Chadha.

Les eaux souterraines de Soubré ont des pressions partielles en CO_2 supérieures à celle de l'atmosphère. Elles sont pour la plupart agressives vis-à-vis de l'encaissant, car elles ont des indices de saturation négatifs vis-à-vis de la calcite et de la dolomite.

Une eau circulant vite en milieu ouvert et une eau lente de milieu fermé prises dans deux puits distincts situés à des distances différentes de leurs aires d'alimentation peuvent avoir le même temps de séjour... Les eaux qui circulent dans les altérites vont moins vite et sont moins minéralisées, avec parfois la présence d'indice de pollution nitraté. Les eaux qui circulent dans l'horizon fissuré sont plus minéralisées et plus rapides mais elles parcourent des trajets plus longs.

Les isotopes stables de l'eau ont confirmé que les eaux de n'importe quel pôle peuvent être soumises à évaporation. Les eaux L39 et M15 qui s'infiltrent en amont du bassin versant du Sassandra ne sont pas évaporées. En début de saison humide, cet outil permet surtout de distinguer les eaux de saison, tout juste renouvelées par les premières pluies, et les eaux qui résident dans l'aquifère depuis la fin de la saison des pluies précédente, qui se sont minéralisées pendant toute la saison sèche sans renouvellement.

CHAPITRE 8

DISCUSSION GÉNÉRALE

Ce chapitre présente la discussion générale et fait une synthèse des acquis des trois disciplines majeures exploitées au cours de ces travaux. Les liens entre les résultats de la chimie avec ceux de la télédétection et de la géomorphologie sont examinés. Nous présentons également un aspect de la potabilité de l'eau du département de Soubré.

8.1. Altération et circulation des eaux souterraines

Les données de nos travaux et leurs interprétations confirment que l'horizon fissuré est la partie la plus productive d'un aquifère fracturé, comme il a été déjà montré ailleurs par d'autres auteurs (Houston et Lewis, 1988; Taylor et Howard, 1999; Maréchal et *al.*, 2007). Il est généralement admis que la fréquence de fissures subhorizontales près du sommet du saprolite est plus importante là où le régolite est plus épais, et on le présume que l'épaisseur saturée de régolite est par conséquent la plus grande (Baker et *al.*, 1992). Ainsi, pour l'emplacement de forage, le raisonnement habituel est de localiser le régolite le plus profond en supposant que cela maximisera les débits tant du régolite que du saprolite. Nos résultats ont montré la pertinence de ce raisonnement. Lorsque nous avons croisé les données de la lithologie avec l'épaisseur du régolite, nous convenons avec les résultats de Moore et *al.* (2002) ou Walsh et Clark (2000). Ces auteurs qui ont travaillé dans des conditions climatiques différentes des nôtres mais de lithologie semblable, ont constaté que les plutons feuilletés (qui ont de faibles épaisseurs du régolite) donnent des faibles débits tandis que les migmatites (qui ont de fortes épaisseurs de régolite) donnent des débits importants. Dans ce cas, la carte de l'épaisseur de régolite, obtenue par interpolation de la surface de base du régolite et le MNA (figure 61), devient un outil très important pour la gestion d'eau souterraine. Elle permettra à travers un SIG de cartographier les zones de vulnérabilité et disponibilité des eaux souterraines.

La répartition spatiale du régolite montre que les fortes valeurs de conductivités électriques sont corrélées avec de fortes épaisseurs de régolite. Ce constat reflète des interactions croissantes eau-roche le long du chemin d'écoulement de l'eau. Cela montre que dans le milieu de socle l'infiltration rapide qui se fait où il y'a de faibles épaisseurs de régolite puis et qui passe dans des fractures tectoniques ne permet pas une minéralisation importante

de l'eau. Des roches plutoniques tardives, comme la syénite (non feuilletée) est représentative de ce cas dans le secteur d'étude.

Comme, nous avons vu, en accord d'autres auteurs, la dilatation de la fissure se réduit progressivement en profondeur avec l'augmentation de la pression. Cependant, la conductivité hydraulique des fissures ouvertes (favorables à l'écoulement) ne diminue pas avec la profondeur. En effet, même, si les fissures sont de moins en moins importantes avec la profondeur, elles sont de plus en plus conductrices. Ce constat démontre l'idée du rôle prépondérant du mica (s'altérant après gonflement et crée des espaces) et de l'horizon fissuré dans la circulation de l'eau souterraine (Wyns *et al.*, 2004). Par exemple la faible épaisseur de saprolite au-dessus de syénite (9 m en moyenne) est principalement attribuée à la faible altérabilité de cette roche en raison du manque de biotite. Les granites à deux micas ou les granites binaires qui contiennent de la biotite ont une épaisseur de régolite relativement plus épaisse (17 m en moyenne). En somme, la géométrie du socle et les variations d'épaisseur du manteau d'altération contrôlent en grande partie les vitesses et les directions d'écoulement.

8.2. Linéaments et circulation des eaux souterraines

8.2.1. Débits et proximité des linéaments

La figure 119 présente la relation qui existe entre la distance (D_i) d'un forage au linéament le plus proche et son débit. Elle ne montre pas une nette corrélation entre ces deux paramètres. L'hétérogénéité des données de débits et la dépendance à une diversité de facteurs peuvent expliquer ce manque de corrélation. La pente des terrains, la topographie et la direction des linéaments sont entre autres quelques uns de ces facteurs.

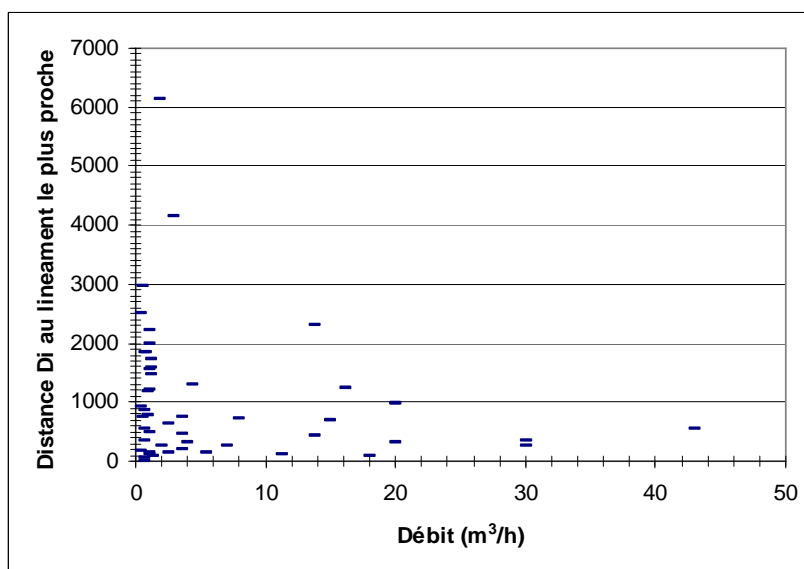


Figure 119. Relation entre distance au plus proche linéament majeur et débit (48 forages)

Néanmoins, nous observons sur la figure 120 que la probabilité d'obtenir un débit plus grand croît avec la proximité à un linéament. En effet, dans la gamme des distances variant entre 500 m et 3000 m (± 250 m), le débit peut atteindre $50 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$.

Ce résultat est très intéressant, particulièrement par comparaison avec la conclusion tirée par Greenbaum (1992 a). Cet auteur a travaillé sur un échantillon de 300 de forages (productifs ou non) de 11 zones couvrant une gamme variée de formations géologiques et 90 % étaient situés à moins 150 m d'un photo-linéament. Comme il n'a trouvé aucune corrélation avec la distance au linéament, ni avec son azimuth ou sa longueur, il en a conclu que la précision de la localisation de la plupart des forages était sans doute insuffisante pour obtenir une estimation d'une possible relation.

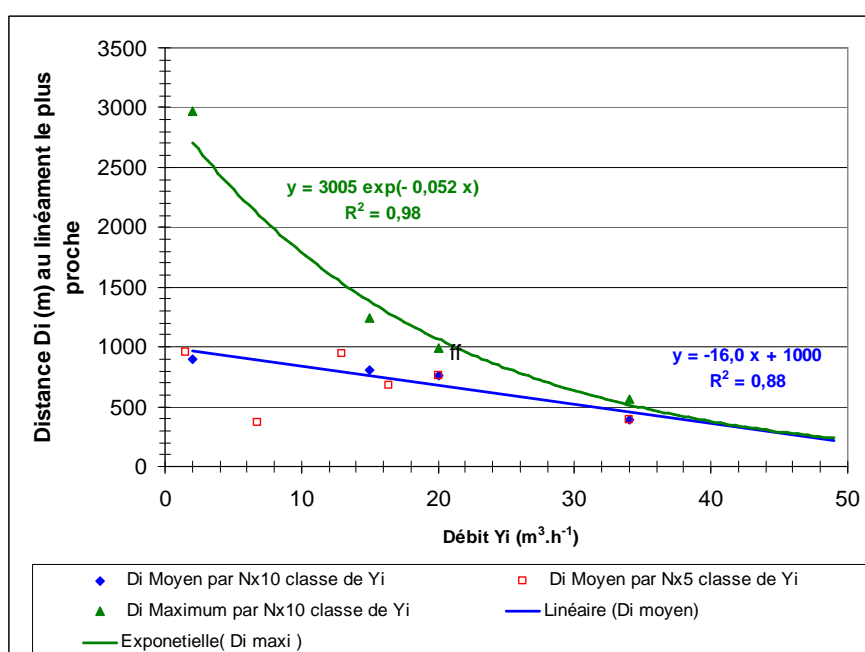


Figure 120. Relation entre distance au plus proche linéament majeur et débit maximum (48 forages)

Dans notre cas, nous voyons une influence des linéaments à une échelle plus vaste où l'imprécision de la localisation existe aussi, mais comme nous travaillons sur une image MNA de maille 90 m, cette imprécision est noyée dans une distance de corrélation plus grande. Cette observation corrobore celle faite par Magowe et Carr (1999) et Jourda (2005). Ils ont montré qu'il existe une influence significative de la distance par rapport à un méga linéament ou au nœud de linéaments (intersection de deux ou plusieurs linéaments) sur les débits des forages.

Un facteur supplémentaire qui n'a pas été pris en compte à cause des limites inhérentes aux données des dossiers de forages est le pendage des fractures qui se cachent sous les

linéaments considérés. La large gamme d'azimuts associée aux forages positifs suggère une influence pénétrative en volume telle que le déchargement mécanique dû à l'érosion qui agit sur tous les systèmes de fracture existants.

8.2.2. Débits et surface de bloc

Une nappe aquifère destinée à l'alimentation en eau ne peut être utilisée qu'aux limites du débit fourni par le courant d'eau souterraine ou par les précipitations infiltrées ou, enfin par les deux simultanément. C'est la raison pour laquelle, il convient d'étudier son alimentation à l'échelle de l'aquifère surtout en milieu de socle. L'approche des aquifères discontinus par la notion de bloc est novatrice dans pratique suivie jusqu'à présent dans l'étude de fracturation en hydrogéologie. Dans le graphe présenté à la figure 121, nous mettons en évidence la relation entre la superficie d'un bloc et le débit du forage qui y est installé.

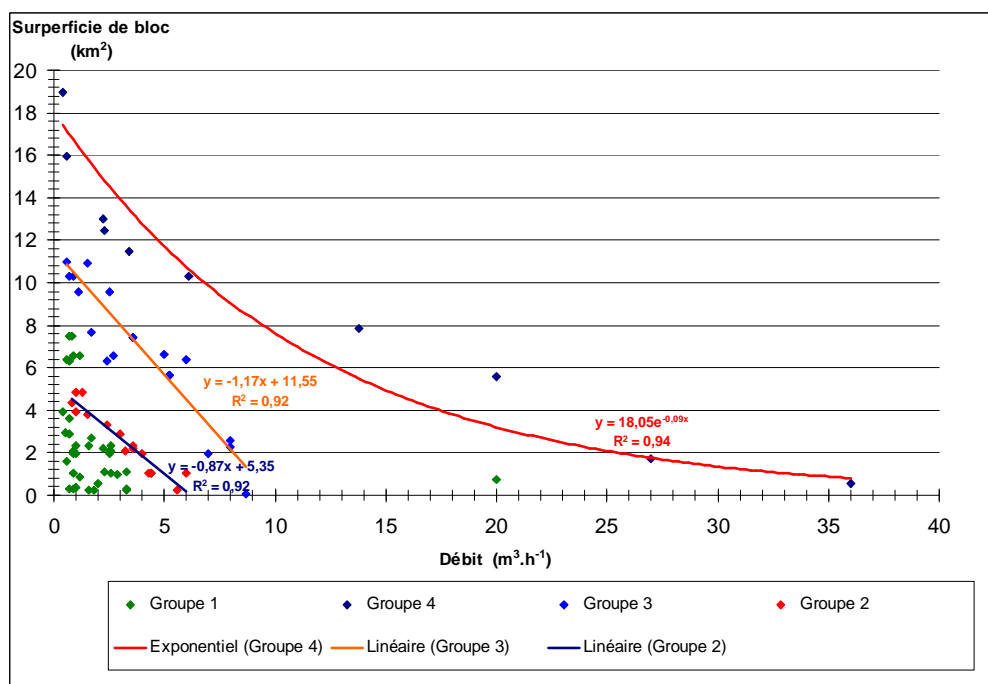


Figure 121. Relation entre débit de forage et surface de bloc

De prime abord, on observe que, plus la surface est grande, moins le débit observé est important. Et, suivant la position des points, les quatre groupes qui se dégagent se structurent autour de trois relations. Le groupe 4 prend en compte l'ensemble des points qui sont autour de la courbe enveloppe (loi exponentielle décroissante). Il contient entre autres les eaux de M7, M9, K2 et M1. Le diagramme de Chadha a montré que ces eaux sont des eaux de mélange. Cela voudrait dire que les forages en question se trouvent dans des endroits où le mélange des eaux est facilité, soit par une bonne infiltration, soit par échange avec des

aquifères voisins. Dans ce cas, les fractures qui les individualisent seraient des couloirs de circulation. Pour vérifier cette hypothèse, nous allons regarder les débits maxima en rapport avec la distance du linéament majeur le plus proche. Le tableau XXII montre que les différentes distances (forage - linéament le plus proche) n'excèdent pas 2,5 km. D'après, nos observations sur la relation entre débit et la distance au linéament le plus proche, il doit avoir une influence significative sur le débit. Or, nous notons que, la surface de bloc n'est pas corrélée avec la distance à un linéament majeur. Ce qui prouve que les linéaments cartographiés à grande échelle ne sont pas toujours responsables de l'écoulement souterrain en milieu de socle. L'étude de l'écoulement en milieu de socle doit se faire à l'échelle locale, d'où la contribution de l'approche par bloc.

Tableau XXII. Débit, surface de bloc et distance par rapport au linéament le plus proche

Localité	Code	Débit ($m^3.s^{-1}$)	NS	S (km^2)	D (km)
SIPEF-CI	M7	0,40	7,30	18,93	2,493
TAYO		0,6	7,90	15,93	0,5
KPADA	M9	2,2	10,80	13,01	0,9822
KOZIAYO	K2	2,3	6,40	12,46	1,549
BABAYEROUA		3,4	16,90	11,45	1,354
GALEA		6,1	1,90	10,29	1,734
BAKAYO	M1	13,8	7,90	7,855	2,3
KOPERAGUI	L24	20,00	8	5,56	0,3266
KOFFIKRO		27		1,688	0,26
KOUAMEKRO		36		0,556	1,081

Débit = débit à la fin de foration ; Ns = Niveau statique constaté après foration ; S = surface du bloc aquifère contenant le forage ; D = la plus petite distance entre le forage et le linéament majeur le plus proche.

Les groupes 3 et 2 suivent chacun une fonction linéaire décroissante dont les caractéristiques sont données dans la figure 121. Comme la première, ces courbes présentent des corrélations intéressantes : la surface de bloc et le débit sont inversement proportionnels. Cela argue le fait qu'il pourrait avoir une corrélation positive entre le débit et la superficie des blocs. Cependant, la disposition des points du groupe 1 (en tas) vient mettre un bémol à notre affirmation : le rapport entre la superficie du bloc et le débit n'est pas toujours évident. Il existe de petits blocs qui ont des débits insignifiants et *vice versa*. Cela implique qu'il faut prendre en compte la capacité (ouverture, pente) des fractures qui ont différencié ce bloc, à conduire l'eau ou au degré du sol des formations sus-jacentes à se laisser traverser par l'eau. La quantité d'eau emmagasinée à l'intérieur d'un bloc est fortement dépendante de dernier

paramètre. Lorsque la pente du terrain ne permet pas à l'eau de s'écouler, le linéament se comporte comme un réservoir de stockage d'eau souterraine. Les forages qui sont implantés dans ces endroits vont avoir des débits considérables. Ce pourrait être le cas de Koffikro (proche d'un linéament majeur, pente faible). Toutefois, la chimie des eaux des petits blocs (surface inférieure à 2 km²) montre qu'il y'a une un fort renouvellement (infiltration ou mélange d'eau ancienne et eau jeune) de l'eau de la nappe. C'est, donc la densité de fracturation à l'intérieur d'un volume donné (bloc aquifère) et la géomorphologie qui jouent un rôle prépondérant dans la circulation des eaux souterraines en milieu de socle. (Maréchal et *al.*, 2004).

8.2.3. Rôle des linéaments dans la circulation d'eau souterraine

La présence de systèmes de fractures dans le socle est liée à deux phénomènes. Soit, les fractures sont provoquées par la décompression dans les masses rocheuses superficielles. Dans ce cas, elles sont horizontales ou subhorizontales et leur densité diminue avec la profondeur (wysn, 1999, Maréchal et *al.*, 2007). Les travaux de Houston et Lewis (1988) au Zimbabwe, ont montré une fréquence plus grande de fractures dans le supérieur 20 m de socle en dessous de l'interface des altérites : une telle distribution reflète probablement des systèmes de fracture principalement de type de décompression. Soit, la plupart des fractures sont nées suite à des mouvements tectoniques, et elles sont majoritairement situées en en profondeur. Elles sont d'ordre décamétrique ou kilométrique et sont facilement détectables sur les photos aériennes et les images satellitaires (Singhal et Gupta, 1999, Jourda, 2005 et sander, 2007).

Les travaux de relevée linéamentaire effectués ont permis de ressortir ce type de fractures. L'interprétation de cette carte de linéaments (ou carte de fractures) a montré que plusieurs directions de fracture révèlent des zones possibles pour la circulation d'eau souterraine. Cependant, la circulation d'eau dans les fractures est dépendante de l'ouverture et du pendage de celle-ci. Par ailleurs, la combinaison des résultats de la géomorphologie et de la piézométrie dans le département de Soubré a montré que l'écoulement souterrain se fait suivant l'écoulement superficiel et dans les directions NE-SO, NO-SE et SSO-NNE. Certains linéaments cartographiés ne représentent donc pas des fractures hydrauliquement actives. C'est le cas du linéament majeur NO-SE qui coïncide avec l'escarpement n°2 de la paléo-géomorphologie de la figure 58. Cette fracture n'est pas probablement une fracture ouverte. Si jamais elle l'est, sa direction parallèle au Sassandra la rend donc incapable de drainer de l'eau.

En revanche, d'autres fractures moins longues peuvent être hydrauliquement actives, mais n'ont pas un rôle significatif sur l'écoulement souterrain à l'échelle du département.

Cette remarque suggère de dresser la carte de petits linéaments pour tester les zones de circulation à une autre échelle. En effet, la connectivité du réseau de fracture, et par conséquent de la circulation de l'eau souterraine, est assurée par des fractures d'ordre métrique qui sont causées par les décompression des masses roches ou de l'altération de certains minéraux des roches encaissantes.

8.3. Relation entre la chimie de l'eau et la circulation des eaux souterraines

À partir de la caractérisation hydrochimique, nous mettons en évidence l'apport de la chimie à la connaissance des axes d'écoulement et des zones d'infiltration dans toute la région.

8.3.1. Chimie et âge relatif des eaux souterraines

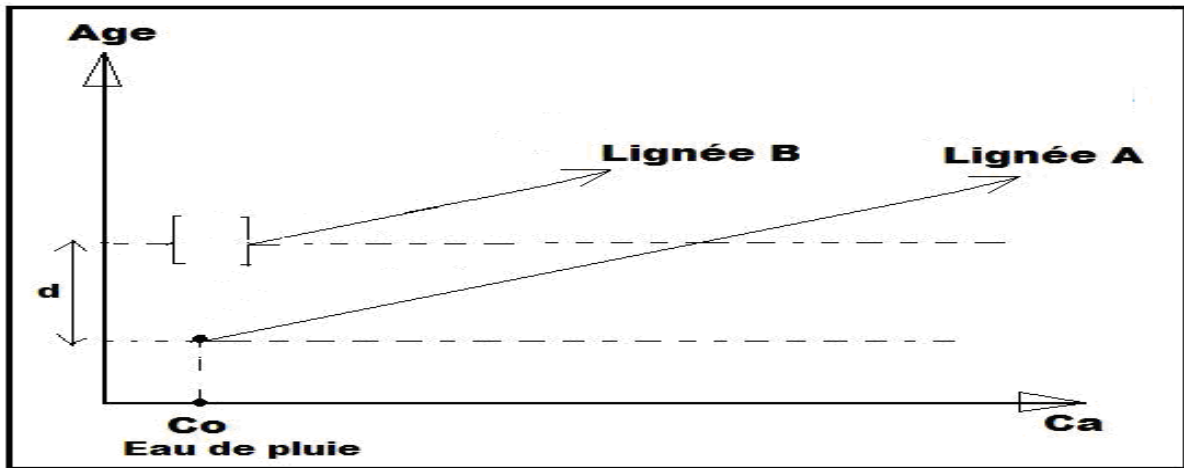
Bien que, nous ayons signifié que la notion de temps de séjour n'est pas facile à appréhender compte tenu de la complexité géologique et des différents mécanismes intervenant dans le temps de séjour, nous proposons une réflexion qui donne un indicatif sur l'âge relatif des eaux en fonctions des pôles hydrochimiques.

L'analyse des différents faciès fait ressortir deux logiques : celle de la transition entre le pôle calcique et le pôle alcalin fait intervenir la notion de temps et celle de l'enrichissement en sulfate montre la notion de renouvellement. Les variations des teneurs en Ca au sein des pôles en fonction de l'âge relatif des eaux ont été schématisées (figure 122).

La forte épaisseur d'altération est associée à un appauvrissement de la roche en Ca et Mg. Les altérites sont donc le siège de l'échange d'ions en adsorbant Ca (et Mg) et libérant des alcalins quand l'eau reste assez longtemps au contact des altérites. Se faisant, les eaux alcalines (faibles teneurs en Ca) ont un temps de séjour relativement plus long dans l'aquifère, elles circulent lentement dans les altérites. Par conséquent, il existe pour la lignée B (définie dans le diagramme de Piper) une durée " d " où l'eau vieillit sans se charger en Ca mais s'enrichit en Na. Par la suite, elle s'infiltré sous l'interface altérée et en ce moment elle commence à s'enrichir en Ca (cf. figure 123). En somme, les eaux alcalines ont un temps de séjour plus long tandis que les calco-magnésiennes circulant rapidement dans les fractures sont relativement plus jeunes. Ces deux types d'eaux peuvent subir des mélanges ou être influencés par les apports extérieurs. Le mélange est assuré par l'infiltration (renouvellement) et l'intercommunication entre aquifères se fait grâce aux zones de faiblesses (fractures ouvertes, couloirs de cisaillement, filons altérés) et le dense réseau de petites fractures qui sont éparées dans le département. Ces différents échanges entre certains aquifères sont

responsables de l'hétérogénéité dans la distribution spatiale des faciès hydrochimique. Ce constat est en accord avec UNESCO (1987), Tonetto et Bonotto (2005) qui affirment que dans les terrains de socle, la qualité chimique de l'eau souterraine tend à être fortement variable d'un endroit à un autre et parfois d'une saison à l'autre.

Cette compartimentation des aquifères de socle en aquifères isolés où chacun d'eux peut avoir un régime de vidange et de recharge indépendant a été confirmée par les résultats des études des blocs.



Co : teneur initiale en Ca entrant dans l'aquifère = teneur en Ca de l'eau de pluie

Figure 122. Modèle de variation des teneurs du Ca et de Na en fonction de l'âge relatif de l'eau dans les aquifères de Soubré

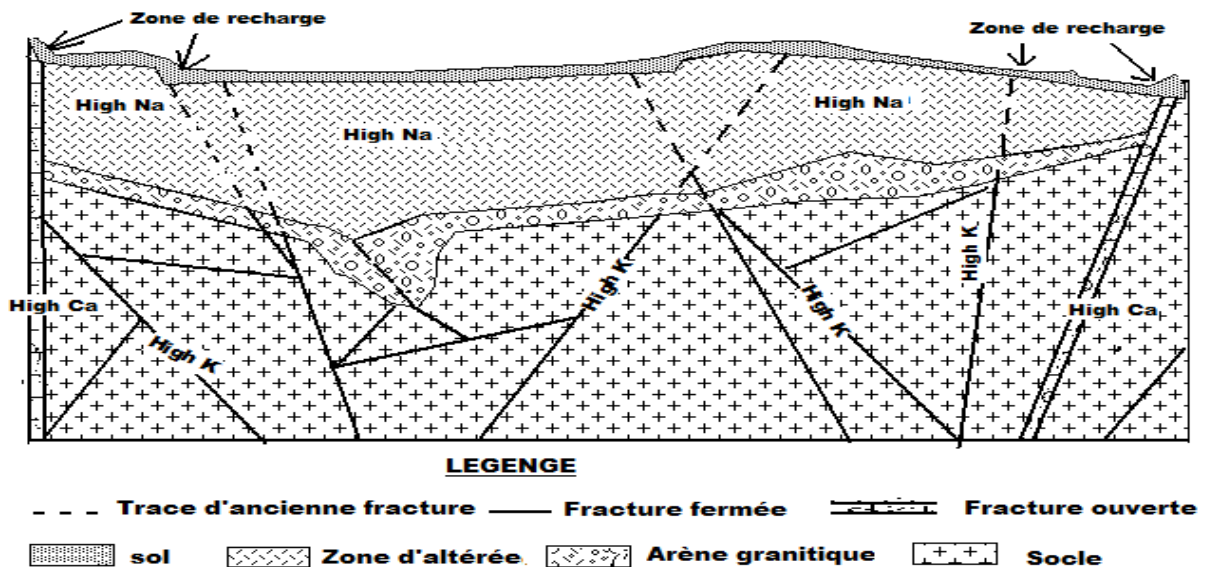


Figure 123. Schéma conceptuel de la distribution des ions Ca, Na et K dans un aquifère fissuré de Soubré

8.3.2. Chimie et zones d'infiltration

L'étude chimique des eaux à travers ses teneurs en ions a permis de montrer que diverses eaux sont issues de mélange entre différents faciès hydrochimiques ou d'un renouvellement important. Nous avons également montré que les fortes épaisseurs d'altérite constituent un frein au renouvellement rapide des nappes. En outre, l'étude isotopique de nos eaux confirme que les infiltrations ont lieu en amont du bassin versant du Sassandra. En combinant tous ces résultats, nous avons isolé des zones d'infiltration (figure 124).

La zone de Zongokro-Négreagui (zone sud) : M15, L13, L16', L17, L18, L19 ainsi que L14' et L16. Les interprétations sur la piézométrie montrent que cette zone correspond à un vaste ensemble d'écoulement souterrain. La chimie des eaux vient compléter cette affirmation et ajoute que l'écoulement souterrain est renforcé par de fortes infiltrations locales à travers les petites fractures. D'ailleurs, dans cette zone, on observe de nombreux petits blocs individualisés qui confirment l'hétérogénéité du milieu.

La zone de Gnogboyo-Mayo (zone est) : L2, M1, et M3 qui sont des eaux intermédiaires nitrées ou sulfatées, et K2 ainsi que M2 qui est une eau calcique. Cette zone a été mise en évidence par la piézométrie et des niveaux d'altérites. Elle correspond aux plateaux situés en amont du fleuve Sassandra.

Les zones de Okrouyo (zone sud-est) où on trouve des eaux calciques (M6) et la zone au Nord de Grand-Zattry : L42, L41 et L40 qui sont situées dans ou le long de la bande gréseuse. Ces zones ont été également signalées comme lieu d'infiltration par les interprétations piézométriques.

La zone sud de Buyo, autour des forages L34, L31 et L32 n'avait pas été signalée comme zone de recharge car elle est localisée en aval du fleuve Sassandra. Mais, la chimie montre qu'il y a une bonne infiltration des eaux météoriques.

Les interprétations chimiques mettent également en évidence d'autres zones (en violet) qui présentent une infiltration moins importante au regard des faibles teneurs en NO_3^- et de la forte minéralisation des eaux.

La zone de Yabayo - Sao (L43, L46, SAO, L54 et L24) dans la granodiorite, présente deux eaux qui font l'exception. Il s'agit de L44 et L47. L'eau de L44 est bien une eau ancienne mais avec apport local de nitrates (apport confirmé de l'autre côté de la faille en L28). Celle de L47 présente un chimisme qui permet de dire qu'elle circule en profondeur dans un filon compte tenu de la forte teneur du sulfate. Ces eaux, appartiennent pour la plupart au groupe B du diagramme de Chadha ou non loin de ce groupe. Elles circulent donc

dans les altérites ou les fractures profondes. D’ailleurs, la carte de la surface piézométrique montre que cette zone n’est pas une zone d’infiltration.

Les zones de Gnipi – Opagui (L10 - L56) d’une part et Degaullekro - Koudouyo (L8 - L6) d’autre part sont à noter. À l’intérieur de ces zones, on rencontre deux sous-zones à eaux jeunes ou à infiltration récente. La zone de Cedar - Gbletia (L11’, L23 et L11) caractérisée par l’influence d’un affluent du Sassandra en rive ouest, et celle de Degaullekro (L8) au bord du Sassandra.

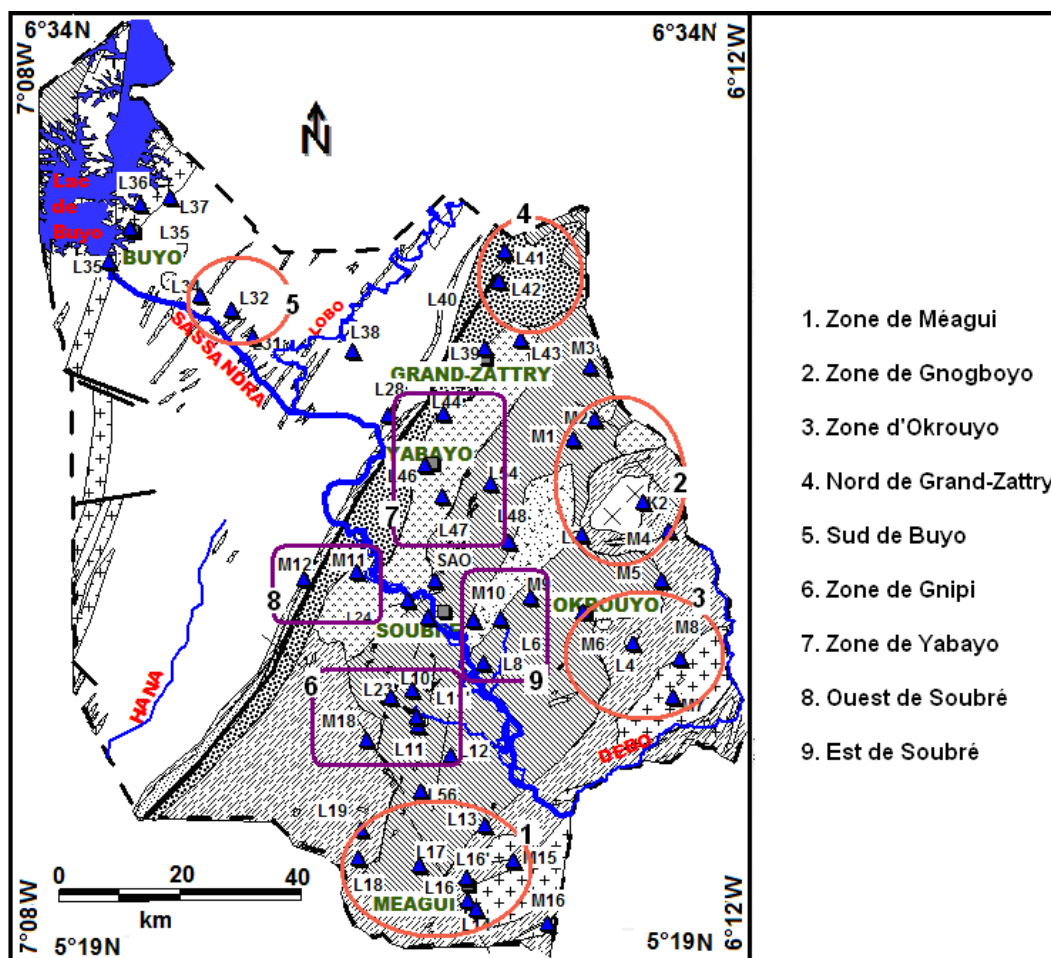


Figure 124. Carte montrant les degrés d’infiltration d’après la chimie des eaux

Dans ces zones, l’infiltration est ralentie à cause de la proximité du fleuve Sassandra : l’écoulement de surface domine sur le souterrain. Cependant, certains forages à l’intérieur de cette zone, indiquent des pCO_2 élevées témoignant ainsi, d’une infiltration relativement récente. C’est le cas des eaux des forages L11’ et L23 qui ont un temps de séjour long. En revanche, elles semblent se renouveler lentement par l’intermédiaire des zones de circulation d’eau souterraine ou grâce à des zones humides (les mares, les marigots et rivières).

En conclusion, la plupart des eaux n’ont pas encore atteint l’équilibre avec les carbonates comme le montrent les indices de saturation négatifs vis-à-vis de la calcite et de la

dolomite. Elles sont donc relativement jeunes (temps de séjour court) ou issues d'un mélange d'eaux anciennes et d'eaux récemment infiltrées (Langmuir, 1971).

8.3.3. Corrélation de la chimie avec les linéaments majeurs

L'utilisation des ions majeurs pour déterminer les chemins d'écoulement souterrain dans les aquifères fracturés a été appliquée avec succès par de Tweed et *al.* (2005) dans un bassin versant de 50 km^2 . Dans notre cas, pour distinguer les liens possibles entre les eaux proches des fractures majeures, nous avons vérifié la continuité entre les eaux des nappes le long d'un linéament majeur en se basant sur des critères chimiques issus des travaux de synthèse de (Darmendrail, 1984). Cet auteur affirme que, dans les formations de socle des milieux tropicaux humides, le rapport Na / K est faible dans les milieux drainant. En outre, de l'amont vers l'aval suivant la direction d'écoulement, la teneur en SO_4 diminue : le rapport SO_4 / Cl suit cette tendance alors que le Mg / Ca croit.

En réalité, la distribution spatiale des ions majeurs est hétérogène dans la zone d'étude. Par exemple le rapport Mg / Ca ne montre pas de régionalisation parce qu'il est sous l'influence d'autres facteurs comme la présence d'un cours d'eau ou un couloir de circulation d'eau souterraine (fractures ouvertes, couloirs de cisaillement, filons altérés). L'abondance de K, comparé à Na et Mg+Ca, différencie les eaux de Soubré à celles rencontrées dans le bassin sédimentaire (Oga, 1998) ou même dans d'autres secteurs de socle Précambrien, comme la région de Tiassalé (Lasm et *al.*, 2008). Donc, les fortes teneurs de K dans les eaux étudiées sont en partie responsable de la faiblesse du ratio Na / K constaté. Par conséquent, son utilisation dans notre cas ne sera judicieuse.

En revanche, le ratio SO_4 / Cl appliqué à quelques couples d'échantillons (figure 125) est en accord avec les directions partant de la ligne de partage des eaux vers les cours d'eau permanent. Par conséquent, ce rapport peut être considéré comme un critère fiable pour la détermination de la direction du sens d'écoulement d'eau souterraine dans les aquifères gneiss-granite.

De plus, dans la plupart des cas, les flèches (sens d'écoulement) coïncident avec les linéaments majeurs. Nous appliquons cette théorie aux eaux d'une même mission d'échantillonnage et proches de fractures majeures.

La figure 126 montre les limites des lignes de partage des eaux et de bassins versants, des points d'échantillonnage et des sens d'écoulement tirés du rapport chimique SO_4 / Cl . Nous constatons que les fractures près desquelles sont situées les localités L19 et L18, L10 et

L11, L40 et L39, K2 et L2, M6 et M9, L24 et SAO sont des chemins de circulation d'eau souterraine.

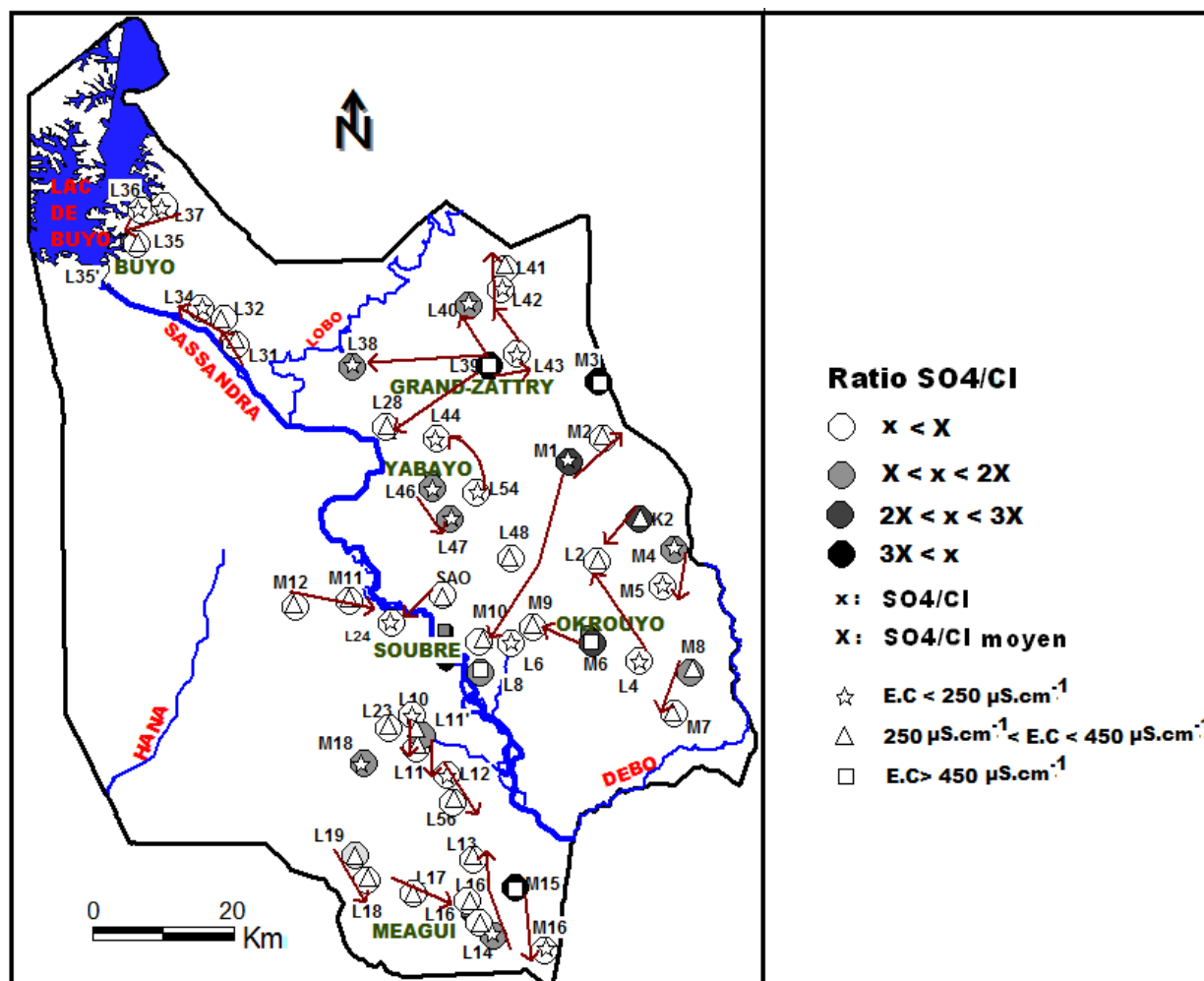


Figure 125. Distribution spatiale du rapport $\text{SO}_4^{2-} / \text{Cl}^-$ et sens d'écoulement souterrain

Notons que la continuité hydraulique entre les localités M1 et M10 mis en évidence dans la figure 125 n'a été retenu. En effet, ces deux localités sont à des distances respectives de 1700 m et 460 m d'un linéament majeur de direction NNE-SSO. Comme elles sont éloignées de plus de 25 km, ce ne serait pas évident *a priori* que les proportions chimiques se conservent pour que ce traceur chimique soit efficace.

À part ce cas, en étendant cette théorie aux eaux voisines sur la carte et qui ne sont pas le long d'une grande fracture, nous dégagons d'autres possibilités de continuité hydraulique entre d'autres nappes. Ainsi, il pourrait avoir une connectivité entre les nappes des localités : M4 et M5, L39 et L38, M11 et M12, L42 et L41, M1 et M2, M15 et M16, etc.

De tout ce qui précède, on observe que la *quasi* totalité des axes d'écoulement est le plus souvent une expression de la pente topographique et ne coïncide pas nécessairement avec un linéament majeur (voir les forages M4, M5 et M8, M7 dans le Sud-Est). Dans certains cas,

l'axe d'écoulement souterrain suit un linéament mais n'est pas en accord avec la pente régionale du Sassandra (voir les forages L31, L32, L34 vers le nord de la Lobo).

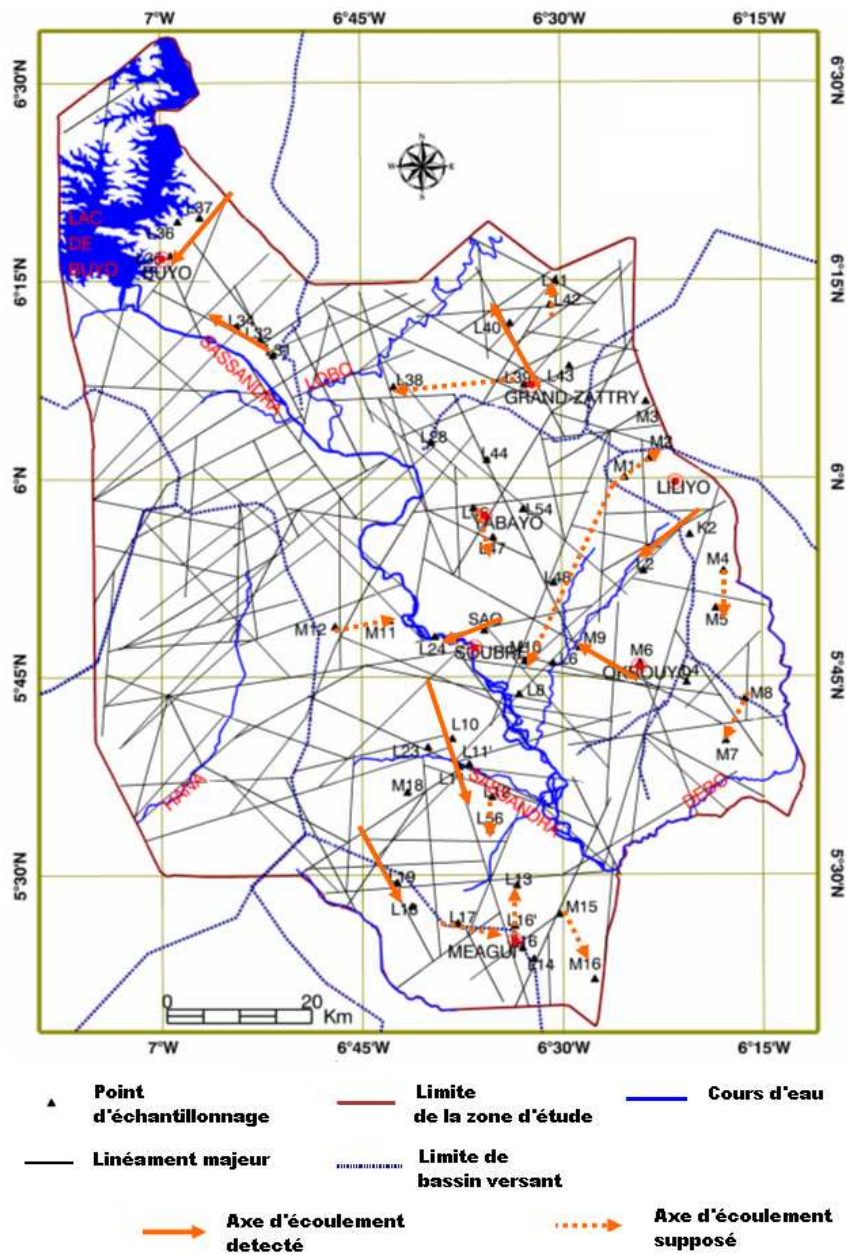


Figure 126. Principaux axes d'écoulement dans le département de Soubré

Aussi, notons que quelques linéaments majeurs non soulignés par des axes d'écoulement sont peu probables d'être des zones de fracture ouvertes permettant la circulation de l'eau. C'est le cas du linéament SSW-NNE près duquel se trouvent les forages L2, L6, L8 le long de la rivière Bo (affluent du Sassandra). Cependant, un contrôle structural est soupçonné à l'échelle régionale (quelques km à une centaine de km), via une relation entre la proximité du linéament et le débit maximum attendu des forages échantillonnés. En se basant sur les résultats des travaux de Fouché et *al.* (2001) sur longueur de fracture par

rapport à la largeur d'ouverture à différentes échelles dans les granitoïdes, l'influence hydraulique sur le débit des forages qui sont assez proches des linéaments (distance comprise entre 100 m et 2 km) pourrait être réaliste.

Les différentes directions d'écoulement très variées, déduites par la chimie et la géomorphologie ont été aussi observées dans d'autres zones de socle en Côte d'Ivoire (Sarrot Reynauld et *al.*, 1992). Cela laisse penser qu'il existe vraiment à cette échelle une ou deux familles préférentielles sous le contrôle du régime de contrainte actuelle. Selon la carte mondiale du régime de contrainte de Zoback (1992), le système de contrainte compressive dominant qui prévaut dans l'Afrique de l'Ouest est O-E. Mais des variations sont probables d'une région à une autre. Par exemple, l'étude conduite par Bertone et Guellec (2008), quelques centaines de kilomètres à l'est de notre secteur d'étude, suggère qu'une direction compressive N105 explique mieux les familles de fractures (N140 au Togo, N70 au Ghana) qui statistiquement donne les puits les plus productifs. Cinq des huit axes d'écoulement majeurs mis en évidence (figure 126) sont compatibles avec la direction de compression moyenne N105 dans le secteur N70 à N140. L'axe d'écoulement de Liliyo est un cas spécial. Il est lié à la rivière Bo et est perpendiculaire à la compression principale. Il est cohérent qu'il ne permet pas la circulation d'eau souterraine puisque la présence d'un cours d'eau superficiel permanent suggère une perméabilité très basse de l'horizon de fractures sous-jacente (Gleeson et Novakowski, 2009). L'emplacement de canaux superficiels est probablement contrôlé par zones de fracture ouvertes ou remplies avec une faille de gouge.

8.4. Qualité chimique des eaux souterraines de Soubré

8.4.1. Comparaison des eaux les eaux souterraines de Soubré avec certaines eaux de socle.

Dans le but de voir la particularité des eaux souterraines du département de Soubré, nous les avons comparé à certaines eaux de socle de la Côte d'Ivoire et du Ghana.

S'agissant des éléments en trace, les teneurs en fer dans les eaux de Soubré sont inférieures à celles observées par certains auteurs dans des formations géologiques similaires (tableau XXIII). Il s'agit entre autres de Lasm et *al.* (2008) et Kortatsi et *al.* (2007) qui ont réalisé leurs travaux respectivement dans le sud de la Côte d'Ivoire et du Ghana. Les valeurs relevées sont néanmoins supérieures à celles observées par Goné et *al.* (2004) dans les eaux du sud-est de la Côte d'Ivoire. La relative richesse en fer de certaines eaux souterraines est un témoin de la désoxygénation de l'eau par l'activité organique dans le sol et dans la zone insaturée (Michard, 2002). Elle est donc liée au degré d'altération de la roche, au temps de

séjour et potentiel d'oxydoréduction. L'eau de la Lobo (eau de surface) présente une teneur relativement importante en fer ($1,1 \text{ mg.L}^{-1}$). Cette concentration en fer provient sûrement des horizons supérieurs du profil d'altération où le fer présent n'a pas été remobilisé par les eaux d'infiltration (Savadogo, 1984, Lasm et al., 2008) mais a été entraîné par l'eau de ruissellement vers ce cours d'eau.

Dans l'ensemble, la moyenne de température des eaux de Soubré (27°C) est similaire à celle des eaux de socle en Côte d'Ivoire (Biémi, 1992 ; Tapsoba, 1995 ; Goné, 2001 ; Soro 2002 ; Yao, 2005 et Oga et al., 2009). Quant aux valeurs de pH, elles sont caractéristiques des eaux de socle. Elles sont moins acides que les eaux du bassin sédimentaire de Côte d'Ivoire.

Tableau XXIII. Teneur en ions Fe^{2+} , Mn^{2+} et Al^{3+} dans quelques eaux

Variables	Yao (2009)			Goné et al. (2004)			Kortatsi et al. (2007)			Lasm et al. (2008)		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
Fe^{2+}	<0,005	1,40	0,20	0,02	1,32	0,40	0,003	16,8	1,276	0,00	12,00	0,70
Mn^{2+}	<0,005	0,30	0,04	0,00	0,25	0,40	1,00	1020	117	0,00	0,86	0,10
Al^{3+}	<0,005	0,07	0,03	nd.	nd.	nd.	0,02	2,39	0,1	nd.	nd.	nd.

NB : nd. signifie « teneur non déterminée ». Les différentes teneurs sont exprimées en mg.L^{-1} .

Le tableau XXIV présente quelques eaux issues des travaux de Biémi (1992), Tapsoba (1995), Soro (2002), et Goné et al. (2005). Les valeurs de la conductivité électrique sont sensiblement identiques à celles de Soro (2002). En revanche, elles diffèrent totalement des autres auteurs. La proximité de notre zone d'étude à celle de Soro (2002) serait une explication plausible. Goné et al. (2005) ont échantillonné des eaux faiblement minéralisées dans l'Ouest de la Côte d'Ivoire où les formations encaissantes présentent un caractère généralement acide.

Quant aux paramètres chimiques, les eaux de Soubré présentent des gammes de variations qui sont *quasi* identiques à celles de Soro (2002) et proches de celles de Biémi, (1992), Tapsoba (1995), Oga et al. (2009). Elles sont différentes de celles de Goné et al. (2005). Cela semble logique vu les raisons avancées plus haut. En définitive, nos résultats confirment et complètent les acquis sur l'hydrochimie des eaux souterraines de socle cristallin et cristallophyllien de la Côte d'Ivoire. En revanche, les eaux de Soubré ont des spécificités qui méritent d'être étudiées à la lumière des directives de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS).

Tableau XXIV. Gammes de variation des teneurs en ions majeurs de quelques eaux en zone de socle (Côte d'Ivoire)Les teneurs des ions sont meq.L⁻¹

Inc. = paramètre inconnu

Variables	Biémi (1992)			Tapsoba (1995)			Soro (2002)			Goné et al. (2005)			Oga et al. 2009			YAO (2009)			%
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy	
T°C	21,4	30	27,4	26	32	28,2	25,6	28,8	27,31	24,5	28,6	Inc.	25	30	27,3	25,3	30,6	27,1	
pH	4,8	7,8	Inc.	6	8,5	6,97	5,2	7,19	6,082	4,5	7,5	Inc.	5,9	7,72	6,6	6,2	7,7	7,1	
Cond ($\mu\text{S.Cm}^{-1}$)	11,00	1750,00	Inc.	280,00	1450,00	528,28	47,40	1457,00	341,80	12,10	372,00	Inc.	113,00	2460,00	792,30	61,00	1128,00	313,30	
Na ⁺	0,500	0,960	Inc.	0,100	5,500	1,280	0,127	8,160	1,209	0,013	1,591	Inc.	0,027	6,200	1,780	0,160	3,760	1,100	13,648
K ⁺	0,260	0,610	Inc.	0,100	0,800	0,080	0,100	0,323	0,128	0,018	0,332	Inc.	0,003	0,460	0,100	0,090	0,770	0,300	3,722
Ca ²⁺	2,330	2,580	Inc.	Inc.	Inc.	1,100	0,100	7,125	1,499	0,130	13,640	Inc.	0,278	10,680	2,500	0,280	8,460	1,500	19,000
Mg ²⁺	1,580	1,910	Inc.	Inc.	Inc.	1,300	0,200	3,567	0,579	0,258	9,118	Inc.	0,263	8,146	1,990	0,170	7,080	1,100	13,648
Cl ⁻	0,390	0,590	Inc.	Inc.	6,010	1,590	0,280	4,288	0,469	0,003	1,001	Inc.	0,127	15,190	2,980	0,090	1,890	0,500	6,203
SO ₄ ²⁻	0,760	1,570	Inc.	0,000	1,250	0,260	0,000	2,396	0,261	0,021	0,602	Inc.	0,245	3,789	1,250	0,120	8,360	1,100	13,648
HCO ₃ ⁻	2,020	3,130	Inc.	Inc.	INC.	2,030	0,390	13,090	2,507	0,700	7,883	Inc.	0,550	8,698	3,780	0,270	6,940	2,100	26,500
NO ₃ ⁻	0,610	0,650	Inc.	Inc.	INC.	1,390	0,000	0,218	0,170	0,008	0,360	Inc.	<0,001	0,160	0,100	<0,001	0,160	0,300	3,722

8.4.2. Spécificité chimique des eaux souterraines de Soubré

La comparaison des mesures des éléments physico-chimiques (tableau XXV) avec les normes de l'OMS (1986) usuelles permet de faire certaines remarques.

La première est relative aux paramètres qui ne posent aucun problème de potabilité. Les valeurs observées sont dans les limites préconisées par l'OMS. Il s'agit de la conductivité des eaux, le pH, le sodium, les chlorures et le l'aluminium. La seconde observation concerne la température des eaux de Soubré. Comparée aux directives de l'OMS, l'eau de Soubré semble chaude. Mais, Soubré se trouvant dans un pays tropical, la température ambiante moyenne descend très rarement en dessous de 25°C. C'est pourquoi, selon Rodier (1996), 30°C doit être considérée comme température moyenne des eaux souterraines en Afrique de l'Ouest à cause des conditions climatiques. Les eaux en gras sont celles qu'on appelle "eau spéciale" car elles présentent au moins deux paramètres chimiques ayant des teneurs hors norme.

Tableau XXV. Norme de potabilité chimique des ions analysés

Paramètres (mg.L ⁻¹)	Normes usuelles		Valeurs dans les eaux souterraines de Soubré		
	Admis.	Accep.	Moy	Min	Max
Cond (µS.Cm ⁻¹)	2000,000	400,000	313,300	61,000	1128,000
T (°C)	25,0	15,0	27,1	25,3	30,6
pH	9,5	15,0	7,1	5,9	7,7
Na ⁺	100,0	<20	25,8	3,6	86,4
K ⁺	12,0	<10	11,3	3,8	30,1
Ca ²⁺	100,0		30,9	5,7	169,4
Mg ²⁺	50,0	30,0	13,8	2,0	86,1
Cl ⁻	600,0	250,0	18,2	3,2	67,0
SO ₄ ²⁻	400,0	200,0	52,2	6,0	401,7
HCO ₃ ⁻			130,6	16,8	423,2
NO ₃ ⁻	50,0	45,0	14,9	<1	99,0
Fe ²⁺	0,200	0,300	0,200	<0,005	1,400
Mn ²⁺	0,050	0,100	0,040	<0,005	0,300
Al ³⁺	0,200		0,030	<0,005	0,070

Admis : admissibles ; Accep. : acceptables ; Moy. : concentrations moyennes ; Min. : minimales ; Max. : maximales.

Le troisième constat : plusieurs eaux ont des teneurs en certains ions qui sont parfois largement au-delà de la limite préconisée par l'OMS. Bien que diverses eaux ont des valeurs très élevées en sulfates, seule l'eau de (M15) à une teneur au dessus de la norme. Elle est la seule à avoir une teneur en calcium supérieure à la norme OMS. Elle est donc spéciale car ayant des teneurs en ions qui surpassent celles de plusieurs eaux minérales (cf. tableau

XXVI). D’ailleurs, l’eau de ce forage est dure (THT>30 i.e = 60,4 °F) et son goût n’est pas apprécié pas la population locale.

Tableau XXVI. Inventaire des forages présentant des paramètres hors norme OMS

Paramètres	Forages hors normes OMS	Fréquence (%)
Cond. ($\mu\text{S.Cm}^{-1}$)		
T (°C)	Tous	100
pH		
Na+		
K+	L13; M11; L12; M1; L8 ; L4; L41; L11; L11'; M12; L4; L41; L11; L11'; M12; L43; L36; M2; L18; L54; L38; M8; L46,	43,4
Ca ²⁺	M15	1,9
Mg ²⁺	L8; L39	3,8
Cl ⁻		0,0
SO ₄ ²⁻	M15	1,9
HCO ₃ ⁻		0,0
NO ₃ ⁻	L13; L23; L11; L2; SAO; L14, L28	13,2
Fe ²⁺	L32; L31; L8 ; L2; L39 ; L48; L36; L24; L6; K2; L44; L46; L18	24,5
Mn ²⁺	L32; L23; L8; L11'; L39 ; L48; L28; L24; M9; L16; L18; L14; L19	24,5
Al ³⁺		

Les teneurs en ions des eaux spéciales figurent dans le tableau XXVII : il s’agit des échantillons L39 et L8. Ils ont riches en fer, manganèse, magnésium, potassium et en sulfates pour L39. Ce qui prouve que ces eaux circulent dans des fractures profondes d’origine tectoniques. L’encaissant serait encore sain donc, les eaux hydrolysent les minéraux ferromagnésiens tels que les micas (biotite et muscovite). En plus, ces eaux ne montrent pas de signes de pollution récente vu les faibles teneurs de nitrate.

Tableau XXVII. Comparaison entre des eaux minérales du commerce avec les eaux spéciales de Soubré

N°	Eaux	Cond($\mu\text{s/cm}$)	pH	THT (°F)	SiO2	Ca	Mg	Na	K	HCO3	CO3	Cl	SO4	NO3	
1	Awa (Côte d'Ivoire)	395	8	16	50	67	3	21	4	259	0	9	7	0	
2	Volvic (France)	150	7	4	30	9	6	9	5	61	0	6	6	5	
3	Evian (France)	500	7	30	14	78	24	6	1	357	0	2	10	4	
4	sidi Ali (Maroc)					22	7	27	3,4	98	0	19	32	5	
5	M16 (Soubré)	1128	7,5	60		169	44	36	10	369	0	19	402	<1	
6	L8 (Soubré)	643	6,55	40		33	78	30	30	395		15	121	<1	
7	L39 (Soubré)	971	7,18	47		47	86	52	7	170	0	6	391	<1	
		Eau minérale du commerce					Eau spéciale de Soubré								
N.B: Les teneurs des ions sont mg.L ⁻¹															

Ces eaux spéciales ont des teneurs en ions aussi intéressantes que certaines eaux minérales (tableau XXVII). Mais souvent, à cause du goût désagréable (dû au calcium ou / et sulfate), elles sont rejetées par la population.

Enfin, encore une fois, il faut signaler les teneurs élevées en nitrate dans plusieurs eaux. Le fait d'avoir des taux importants en nitrates dans les eaux souterraines est un indice de la vulnérabilité de ces eaux car elles sont considérées comme étant à l'abri de la pollution.

8.4.3. Risque éventuel de pollution des eaux de Soubré par les produits phytosanitaires

La présence des teneurs parfois importantes de nitrate dans les eaux de Soubré montre qu'elles sont influencées par les activités anthropiques (matières organiques, fosses septiques). Or, pour l'entretien des vergers de cacao et de café ou pour le désherbage des vallées pour la riziculture, les paysans ont recours à certains produits chimiques. Ceux qui ont été recensés sont connus sous leurs noms commerciaux : Actara, Tropicao, Basusine, Roundup etc. (voir Photo 2 et 3 annexe 7). Ces produits, largement utilisés ne font l'objet d'aucune attention particulière, or plusieurs présentent des effets très nocifs. C'est le cas du Roundup (herbicide non-sélectif ou « herbicide total ») qui est utilisé en épandage (anonyme 4, 2009). Ce produit contient plusieurs substances toxiques notamment la molécule «active» : le glyphosate, et des substances dites « inertes » que sont le POEA (adjuvant), AMPA et l'isopropylamine.

L'agence américaine de protection de l'environnement (US Environmental Protection Agency) détaille les effets nocifs sur la santé que pourrait provoquer l'exposition à de fortes doses de Roundup. Ce sont : la congestion des poumons, l'accélération du rythme de la respiration à court terme, « l'endommagement des reins », les effets sur la reproduction à long terme (anonyme 5, 2009).

Récemment, Benachour et *al.* (2008) ont mis en évidence l'impact de diverses formulations et constituants de ce pesticide sur des lignées cellulaires humaines (cellules néonatales, cellules placentaires et de rein d'embryon). Ils ont mentionnés aussi diverses atteintes (nécrose, asphyxie, dégradation de l'ADN, etc.) induites soit par le glyphosate, soit par l'AMPA ou encore soit le POEA.

Le Roundup utilisé par les paysans est lessivé jusque dans les sols, et se retrouve dans les rivières et les eaux souterraines. Au Danemark, en 2003, le glyphosate a été retrouvé à une concentration cinq fois supérieure à la norme, dans l'eau potable (anonyme 6, 2003). Cette molécule est également présente en grande quantité dans les eaux de certaines régions

françaises (anonyme 7, 2009). Les sociétés de distribution d'eau potable font payer aux consommateurs, le surcoût engendré pour le traitement de ce produit.

Il est évident que le glyphosate et bien d'autres molécules contenues dans les pesticides et produits phytosanitaires couramment utilisés par les paysans à Soubré se retrouvent dans les eaux de surface (marigots et rivières) et dans les eaux souterraines (puits paysans et forages).

Lors de nos missions de terrain, nous avons constaté que de nombreuses pompes de forage étaient hors service. En plus, certains habitants des hameaux n'ont pas de forage. Pour s'alimenter en eau, ils ont recours aux eaux de surface (rivières, marigots et mares) et de puits peu profonds (4 m en moyenne). Il est donc fort probable que ces populations ingèrent des molécules issues de ces produits. Même, celles qui ont la chance d'avoir un accès à l'eau souterraine (considérée comme potable), ne sont pas à l'abri de l'ingestion des dérivés des produits phytosanitaires.

En effet, comme nous l'avons déjà signifié, par endroits dans la zone d'étude, on observe de fortes infiltrations et des traces de pollution nitratée. Nous avons également fait état d'une circulation rapide de certaines eaux souterraines. En plus, nous avons montré une continuité hydraulique entre plusieurs nappes éloignées des unes des autres. Ce qui sous-entend que ces divers polluants peuvent être drainés de la surface vers les nappes d'eau. D'ailleurs, les travaux menés aux États-Unis, au Danemark et en France ont montré que les eaux souterraines ne sont pas à l'abri des pollutions issues des produits phytosanitaires.

Conclusion partielle

La chimie des eaux souterraines de Soubré mise en rapport avec les aspects de la fracturation, de la géomorphologie, a permis de confirmer les différentes interprétations et conclusions faites dans les chapitres précédents.

Nous avons proposé un schéma conceptuel montrant l'enrichissement en Ca et en Na de l'eau souterraine. Les eaux qui circulent lentement sont riches en Na tandis que celle qui circulent dans les fractures et donc relativement vite sont riches en alcalino-terreux.

L'utilisation de la surface de base des thalwegs des cours d'eau permanents, nous montre que la surface potentiométrique dans l'aquifère de saprolite est en grande partie une version soumise de la topographie superficielle avec une nappe phréatique d'environ 7 à 8 m sous la surface de terre. La direction de flux d'eau souterraine peu profond dans le secteur d'étude peut être modelée comme le gradient de pente topographique dans les différentes sous-zones, mais la circulation d'eau est aussi guidée par des zones de fracture. Le système de

contrainte actuel explique aussi les différents axes d'écoulement à des niveaux distincts de profondeur dans le saprolite et l'aquifère de socle. Le contrôle structural du flux d'eau souterraine est mis en évidence par les débits importants observés près de certains linéaments et par l'évolution spatiale des proportions chimiques entre les forages situés un même linéament. Dans le socle, seules les fractures ouvertes d'origine tectonique (sous certaines conditions de pente) participent au transfert des eaux drainées dans les horizons supérieurs.

Certaines eaux de Soubré présentent d'importantes teneurs de nitrates, fer, manganèse et en une moindre mesure de sulfates sont observées dans des eaux de consommation. La pollution liée au nitrate amène à envisager une autre pollution plus insidieuse qui résulte de l'utilisation abondante des produits phytosanitaires notamment le Roundup.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Le département de Soubré, région forestière, est localisé dans sud-ouest de la Côte d'Ivoire. Ce territoire, situé en grande partie dans le bassin versant du Sassandra bénéficie d'un relief fait de plaines et de bas plateaux occupés par la forêt sempervirente et semi-décidue. L'activité agricole y est fortement développée, surtout la culture du binôme cacao-café, de l'hévéa, du palmier à huile et divers produits vivriers. Cette vocation est facilitée par des conditions climatiques favorables et le travail soutenu d'une population cosmopolite à majorité rurale. L'alimentation en potable y est assurée par des forages et des puits paysans. Ces ouvrages captent l'eau dans trois types d'aquifères rencontrés dans les différentes formations géologiques, appartenant au domaine éburnéen (2 500 à 1 550 Ma). Celles-ci sont constituées de roches cristallines, plutoniques et métamorphiques qui sont intensément fracturées.

Dans cette thèse, nous avons caractérisé à travers une étude pluridisciplinaire (télédétection, géomorphologie et hydrochimie), l'écoulement de l'eau souterraine dans les aquifères du département de Soubré en général, et une partie du bassin versant de Sassandra en particulier. La phase initiale de ces travaux a consisté à compiler une base de données composée d'images satellitaires, d'informations hydroclimatiques, de fiches techniques de forages. Pour réaliser le volet hydrochimique, deux campagnes de terrain dans le département de Soubré ont permis de récolter les paramètres physiques (conductivité, température, pH et alcalinité) et de prélever pour le dosage des paramètres chimiques et isotopiques 57 échantillons d'eau en des points différents. Les cations majeurs et mineurs ont été dosés respectivement à l'aide d'un spectromètre d'absorption atomique et d'un spectromètre d'émission à couplage inductif. Les teneurs des anions ont été obtenues par photospectrométrie et de colorimétrie.

Pour aboutir à l'identification des alignements morphostructuraux (linéaments), nous avons eu recours à trois scènes d'images Landsat ETM⁺ (197-56 ; 198-55 ; 198-56) et à une scène Radarsat-1, ainsi que diverses cartes (géologique et topographiques). Une carte de linéaments a été dressée après traitement de ces images et validation au regard des travaux de géologie structurale effectués dans le Sud-ouest, et dans toute la Côte d'Ivoire. Ce champ de linéaments a été soumis à une analyse statistique et géométrique afin de décrire la structure des aquifères dans la zone étudiée. L'analyse du champ de linéaments a permis de mettre en évidence les directions majeures de la région. La famille directionnelle N40-N70 est la plus

importante dans le champ des linéaments majeurs tandis que la famille N80-N110 est la plus dominante dans le champ de linéament détaillé. Plus de 69 % de ces fractures ont des longueurs comprises entre 0,315 km et 6 km. Le champ de fracturation détaillée apparaît dense et plutôt homogène. L'analyse de la distribution des espacements dans la fracturation détaillée montre que ce paramètre n'obéit pas à un processus fractal mais à un processus de poisson. Et, grâce à ce modèle, nous avons estimé que 17 % de linéaments de taille inférieure à 2,1 km n'ont pas été cartographiés. L'étude de la fracturation a été complétée par une analyse d'image de linéaments afin de confirmer mieux étudier les aquifères du département de Soubré. Une partie du champ de fracturation a été discrétisée sous forme de blocs aux caractéristiques géométriques différentes. Le diamètre équivalent, nouveau paramètre introduit dans le cadre de cette étude, ne se laisse pas modéliser par une loi puissance. Cependant, l'ajustement à la loi puissance a permis de montrer le degré de connectivité en passant des linéaments aux diamètres de blocs. L'approche des aquifères discontinus par leur discrétisation en bloc permet de passer de l'échelle régionale à l'échelle locale dans l'étude de l'hydrodynamisme dans les aquifères discontinus.

La géomorphologie et de la modélisation piézométrique ont été utiles pour affiner et compléter le rôle hydraulique des linéaments. L'étude de la géomorphologie révèle que les terrains présentent des altitudes s'échelonnant de 70 m à 210 m avec des pics ponctuels jusqu'à 450 m par endroits. La surface du Haut-glacis se situe vers 170 m d'altitude, les terrains les plus bas sont situés au sud-est du département. Les pentes des terrains sont généralement douces, avec des valeurs qui oscillent de 2 à 4 %. L'analyse des épaisseurs d'altérites a permis de mettre en évidence un contrôle par la lithologie dans deux grands secteurs : celui de la migmatite et celui du gneiss et des plutons orientés. Il faut y ajouter le secteur nord dans les schistes, et le cas particulier des syénites. En outre, on observe que l'épaisseur des altérites est moins forte dans les vallées des principaux cours d'eau où l'érosion est plus active. À l'issue de la modélisation piézométrique, nous constatons qu'en prenant comme référence la surface de base des thalwegs, la surface piézométrique est corrélée à la surface topographique, elle se trouve en moyenne 7,5 m en dessous. Malgré une certaine variabilité de la carte de la profondeur du niveau statique, on déduit que la circulation de l'eau obéit à la logique globale du bassin versant. Les eaux souterraines suivent en grande partie l'écoulement superficiel. Aussi, dira-t-on que le bassin versant hydrogéologique est principalement une reproduction en souterrain du bassin hydrologique.

L'étude hydrochimique révèle que les eaux de Soubré présentent des températures de l'ordre de $27^{\circ}\text{C} \pm 2$ et des pH autour de 7. Elles ont pour la plupart une conductivité inférieure

à $750 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ quelle que soit la formation géologique. Dans l'ensemble, nous observons une prédominance du Ca^{2+} par rapport aux autres espèces cationiques. Coté anions, les bicarbonates (HCO_3^-) et sulfates (SO_4^{2-}) prédominent avec par endroits des pics critiques de nitrate. Les pôles hydrochimiques dégagés des diagrammes de Piper et de Chadha ont permis de caractériser les conditions de circulation et d'emmagasinement des eaux souterraines. Les eaux souterraines de Soubré ont des pressions partielles en CO_2 relativement importantes. Celles qui circulent dans les altérites vont moins vite et sont moins minéralisées, avec parfois la présence d'indice de pollution nitraté. Tandis que, celles qui circulent dans l'horizon fissuré et dans les fractures sont plus minéralisées, plus rapides et parcourent des trajets plus longs. Les isotopes stables de l'eau ont confirmé que les eaux de n'importe quel pôle peuvent être soumises à évaporation. Cependant, les eaux de L39 et M15 qui s'infiltrent en amont du bassin versant du Sassandra ne sont pas évaporées. L'étude isotopique a permis surtout de distinguer les eaux récemment d'avec celles qui résident dans l'aquifère.

En intégrant les différents résultats obtenus dans chaque discipline, nous avons montré que la géométrie du socle et les variations d'épaisseurs du manteau d'altération contrôlent en grande partie les vitesses et les directions d'écoulement. Des zones de recharge et d'accumulation ainsi que des axes préférentiels d'écoulement des eaux souterraines ont été mis en évidence. La direction du flux d'eau peu profond peut être modélisée comme le gradient de pente topographique, mais la circulation d'eau profonde est guidée par des zones de fractures tectoniques soumises au système de contrainte de compression actuel. Ce contrôle structural du flux a été confirmé par l'observation de débits importants près de certains linéaments et par l'évolution spatiale des proportions chimiques entre les forages situés sur un même linéament.

Au terme de cette étude, plusieurs aspects n'ont pas pu être abordés ou approfondis.

Nous avons noté une utilisation incontrôlée de plusieurs produits phytosanitaires par les paysans. Il serait intéressant de mesurer leur impact sur les eaux de consommation (eaux de surface et souterraines proches des champs). Pour cela, un inventaire exhaustif de ces produits sera nécessaire afin de lister les molécules (actives ou accessoires) rejetées dans le milieu (eau, sol et air). Cette étude pourra s'étendre sur la quantité et le devenir de ces molécules dans le milieu afin d'évaluer ou d'estimer leur impact sur la santé de la population à court et à long terme.

Au cours de ces travaux, nous avons proposé un nouveau concept pour l'étude des aquifères discontinus : le bloc aquifère. Il serait indiqué de poursuivre l'étude de ses

caractéristiques géométriques par une analyse fractale et multi-fractale. La connaissance de la dimension fractale permettra de modéliser d'une façon nouvelle les aquifères discontinus en zone de socle. Aussi, pour une meilleure cartographie, on recherchera des images de grande résolution, notamment des images radar de résolution 15 m.

Nous envisageons de faire une modélisation géométrique des horizons d'altération et de la surface piézométrique. Cette modélisation sera couplée à des sondages de résonance magnétique protonique afin de réaliser une cartographie quantitative de la réserve en eau souterraine dans la partie sud du bassin versant du Sassandra. La relation obtenue entre la surface topographique et la surface piézométrique permettra de fusionner les données empiriques de la piézométrie et la carte piézométrique obtenue par la modélisation.

Nous projetons de modéliser l'écoulement dans le bassin versant du Sassandra (la partie située dans département de Soubré). Cette modélisation aboutira à la détermination de l'ellipse de perméabilité dans plusieurs blocs aquifères répertoriés dans ces présents travaux. Nous pourrons par la suite envisager une modélisation en 3D de l'écoulement dans le socle cristallin et cristallophyllien, afin de compléter la connaissance de l'hydrodynamisme dans le bassin versant du Sassandra en particulier et des milieux de socle cristallin et cristallophyllien en général

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

« Le vieil éléphant sait où trouver de l'eau ».

Proverbe africain.

A...

- Adams S. Titus R. Pietersen K. Tredoux G. and Harris C. (2001). Hydrochemical characteristics of aquifers near Sutherland in the Western Karoo South Africa. *Journal of Hydrology*, Vol. 241, N°1-2, pp. 91-103.
- Adiaffi, B. (2008). Apport de la géochimie isotopique, de l'hydrochimie et de la télédétection à la connaissance des aquifères de la zone de contact socle-bassin sédimentaire du sud-est de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Paris-Sud, OrsayFrance, 217 p.
- AFNOR (1997). Association française de normalisation qualité de l'eau : terminologie, échantillonnage et évaluation des méthodes. Tome 1, 2^e éd., 376 p.
- Al-Ruwaih (2001). Hydrochemical investigation on the clastic and carbonate aquifers of Kuwait. *Bulletin of engineering geology and environment*, Vol. 60, pp. 3010-3014.
- Appelo C. A. J. and Postma D. (1993). Geochemistry groundwater and pollution. Edition Balkema, Rotterdam Pays Bas, 536 p.
- Archambault J. (1960). L'alimentation des nappes en Afrique Occidentale. L'hydraulique souterraine en eau potable. C.R. 6^e journées de l'hydraulique Nancy 1960 pp. 383-386.
- Ardouin B. S. (2004). Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau des grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II 437 p. + Annexes.
- Arnould M. (1961). Monographie des massifs de migmatites et de granites précambrien du Nord-est de la Côte d'Ivoire et de la Haute -Volta. Thèse de Doctorat, Université de Clermont Ferrand. Mémoire du B.R.G.M. 450 p.
- Assoma V. (2005). Apport de l'imagerie radar et des SIG à la cartographie hydrogéologique et à la gestion intégrée des ressources en eau dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire. Mémoire de DEA, Université de Cocody 93 p.
- Avenard J.-M. (1971). Aspect de la géomorphologie : Dans « Milieu naturel de la côte d'Ivoire » ORSTOM 50, pp. 15-72.
- Avenard J.-M., Eldin M., Girard G., Sircoulon J., Touchebeouf P., Guillaumet J.-L., Adjahohoun E. et Perraud A. (1971). Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Mémoires *ORSTOM*, N°50, 391 p.
- Ayraud V., Aquilina L., Labasque T., Pauwels H., Molenat J., Pierson-Wickmann A.-C., Durand V., Bour O., Tarits C., Le Corre P., Fourre E., Merot P. and Davy P. (2008). Compartmentalization of physical and chemical properties in hard-rock aquifers deduced from chemical and groundwater age analyses. *Applied Geochemistry*, Vol. 23 N° 9, pp. 2686-2707.

B...

- Baecher G. B. (1983). Statistical analysis of rock mass fracturing. *Math. Geol.*, Vol. 15, pp. 329-348.
- Bakalomicz M. (1980). Un précieux informateur hydrogéologique: le système chimique CO₂-H₂O- carbonate. Coll. cristall. déformat. et dissolution des carbonates 17-18 nov. 1980 Bordeaux, pp. 11-23.
- Banks D., M. L., Solbjorg, E. and Rohr-Torp. (1992). Permeability of fracture zones in a Precambrian granite. *Quarterly Journal of Engineering Geology*. vol. 25, pp. 377-388.
- Banks, D., E. Rohr-Torp, and H. Skarphagen. (1993). Groundwater resources in hard rock; Experiences from the Hvaler study, Southeastern Norway. Memoires of the XXIVth Congress of IAH, *Hydrogeology of Hard Rocks*, Oslo, 1993. pp. 39-51.

- Banks D and Robins N (2002) An introduction to groundwater in crystalline bedrock. Geological Survey of Norway, Trondheim, Norway, 63 pp.
- Barcelona M., Gibb J., Helfrich J.A. and Garske E. E. (1985). Practical guide for groundwater sampling. *Illinois State Water survey report 374*.
- Bard J. P. (1974 b). Les grands accidents du craton-ouest en Côte d'Ivoire. *C. R. Acad. Sc. Paris*. Tome 278, série D, pp. 2609-2611.
- Barth M. G., Rundnick R. L., Carlson R. W., Horn I. and Mc Donough W. F. (2002). Re-Os and U-Pb geochronological constraints on the eclogite-tonalite connection in the archaean Man Shield, West Africa. *Precambrian Research*, Vol. 118, pp. 267-283.
- Beckinsale R. D., Gale N. H., Pankhurst R., Macfarlane A., Crow M.J., Arthurs J.W. and Wilkinson A. F. (1980). Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron for the Archean basement of Sierra Leone. *Precambrian Research*, Vol.13, pp. 63-76.
- Beliard C., Lelong F. et Pelissier (1973). Premiers résultats de l'étude des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération. Série doc. N°8-1973, Université d'Abidjan.
- Benachour N. and Seralini G. E. (2008). Gyphosate formulations induce apoptosis and necrosis in human umbilical embryonic and placental cells. *Chem. Res. toxicol.*, Vol. 22 pp. 97-105.
- Berhart-Reversat F. (1974). L'azote du sol et sa participation au cycle biogéochimique en forêt ombrophile de la Côte d'Ivoire. *Rev. Ecol. Biol. Sols*, Vol. 11 N°3, pp. 263-282.
- Bertone F. et Le Guellec C. (2008). Les forages négatifs des programmes d'hydraulique villageoise dans le socle ne sont pas une fatalité. *Le géologue*, N° 159 pp. 39-47.
- Bessoles B. (1977). Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest Africain. Mémoires du *B.R.G.M.* N°88, 403 p.
- Biémi J. (1992). Contribution à l'étude géologique hydrogéologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopique des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat d'État, Université d'Abidjan, 480 p.
- Bilé, G. R. (2002). Études des caractéristiques hydrodynamiques des aquifères de fissures dans la région de Korhogo. *Mémoire de DEA Sciences de la Terre*, Université de Cocody, 69 p.
- Birmingham D. M. (2003). Local knowledge of soils: the case of contrast in Côte d'Ivoire. *Geoderma* Vol. 111, N°3-4, pp. 481-502.
- Bodin J. et Razack M. (1999). L'analyse d'images appliquée au traitement automatique de champ de fractures. Propriétés géométriques et lois d'échelles. *Bulletin de la société géologique de France*, tome 170, N°4. pp. 579-593.
- Boeckh, E. (1992). An exploration strategy for higher-yield boreholes in the West African crystalline basement. In: Wright, E. P. and W. G. Burgess (eds.), 1992, Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa. Geological Society Special Publication NO. 66. pp. 87-100.
- Bolgarsky M. (1941). Rapport général de la mission Yssoure en moyenne Côte d'Ivoire, 15 p.
- Bolgarsky M. (1950). Étude géologique et description pétrographique du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Bulletin de la Direction des mines, A.O.F.*, N° 9 Dakar 55p.
- Bonn F. et Rochon G. (1992). Précis de Télédétection, Principes et méthodes. *Presse de l'Université de Québec / AUPELF*, Vol. 1, 485 p.

- Bour O. (1997). Transfert de fluide dans les milieux fracturés : effets d'échelle. Thèse de Doctorat, Université de Rennes, 200 p.
- Bour O. and Davy P. (1998). On the connectivity of three-dimensional fault networks. *Water Resources Research*, Vol. 34 N°10, pp. 2611-2622.
- BRGM-CIEH (1972). Étude du ruissellement et de l'infiltration sur un bassin versant de zone de savane (Korhogo-Côte d'Ivoire). *CIEH, série Hydrogéologie* 1972, 67 p.
- Brou Y. T. (2005). Climat, mutations socio-économiques et paysages en Côte d'Ivoire. Habilitation à diriger des recherches, Université des sciences et technologies de Lille, 226 p.
- Brunner P., Hendricks Franssen H.-J., Kgotlhang L., Bauer-Gottwein P. and Kinzelbach W. (2007). How can remote sensing contribute in groundwater modeling? *Hydrogeology Journal*, n°15, pp. 5-18.
- BURGEAP, (1974). La construction des puits en Afrique tropicale et l'investissement humain. Publié par le Ministère de la coopération de la République Française, Paris 1974, Sous la direction de Louis Authoserre, 191 p
- Burke K. and Gunnell Y. (2008). The African Erosion Surface: A Continental-Scale Synthesis of Geomorphology, Tectonics, and Environmental Change over the Past 180 Million Years, *Geol. Soc. of Am. Mem.*, Vol. 201, pp. 1-66.
- C...
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J. and Vail, J.R. (1984). The Geochronology and Evolution of Africa. Clarendon Press, Oxford.
- Camil J. (1984). Pétrographie chronologique des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implications pour l'histoire géologique du craton Ouest africain. Thèse Doctorat d'État, Université de Côte d'Ivoire, 306 p.
- Casanova R. (1973). Géochimie et Minéralogie des granitoïdes éburnéens de Côte d'Ivoire. Thèse d'État, Université de Nice 327 p.
- CEFIGRE (1992). L'hydrogéologie de l'Afrique de l'Ouest. Synthèse des connaissances du socle cristallin cristallophyllien et sédimentaire ancien. Collection Maîtrise de l'eau 2^{ème} édit., 147 p.
- Chadha D. K. (1999). A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeology journal* Vol. 7, pp. 431-439.
- Chandra S, Rao V.A., Krishnamurthy N.S., Dutta S., and Ahmed S. (2006). Integrated studies for characterization of lineaments used to locate groundwater potential zones in a hard rock region of Karnataka, India. *Hydrogeol J*, Vol. 14 N °6, pp. 1042–1051.
- Cho M., Ha K.M., Choi Y.S., Kee W-S., Lachassagne P. and Wyns R. (2003). Relationship between the permeability of hard-rock aquifers and their weathered cover based on geological and hydrogeological observation in South Korea. In *IAH Conference on Groundwater in fractured rocks*, Prague 15-19 September 2003.
- Chotin P., Brahim A. L., Deffontaines B., Rudant J. P. et Chaouni A. (1995). Apport des données ERS1-SAR sur la reconnaissance du réseau de failles dans la péninsule de Tanger Maroc. *Revue « Photo-Interprétation »* N°2 ; éd. ESKA Paris, pp.146-152.
- CIEH (1981). Méthodes d'étude et de recherché de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Géohydraulique*, 1981, Vol. 38, 100 p.

- Claasen H. C. (1982). Guidelines and techniques for obtaining water samples that accurately represent the water quality for aquifer. *US geological survey open file Report 82*, pp. 1024-1049.
- Clark I. D. and Fritz P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Lewis publishers. New York (USA), 328 p.
- Cocherie A., Legendre O., Peucat J.J. and Kouamelan A.N. (1998). Geochronology of polygenetic monazites constraint by in situ electron microprobe Th-U-total lead determination. Implication for lead behaviour in monazite. *Geochimical Cosmochimica Acta*, Vol. 62, pp. 2475-2497.
- Coleman M. L., Thomas J. S., John J. D., John E. R. and Gillian R. M. (1982). Reduction of Water with Zinc for Hydrogen Isotope Analysis. *Isotope Geology Unit Institute of Geological Sciences London England. Anal. Chem.* Vol. 54, pp. 993-995.
- Colwell R. (1983). *Manual of Remote Sensing Am. Soc. Photogrammetry & Remote Sensing Falls church*. Vol 1, pp. 21-23.
- Coster M. et Chermant J-L. (1989). *Précis d'analyse d'images*. Édit. Presse du CNRS, 560 p.
- Coulibaly Y., Boiron M. C., Cathelineau M. and Kouamelan A. N. (2008). Fluid immiscibility and gold deposition in the Birimian quartz veins of the Angovia deposit (Yaouré Ivory Coast). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 50 N°2-4, pp. 234-254.
- Courtois N, Dewandel B, Lachassagne P, Wyns R, Blanchin R, Somé S, Tapsoba A, and Bougaïré F.D. (2008). Experimental GIS hydrogeological mapping of hard-rock aquifers in Burkina Faso, to help for groundwater management and planning. *Groundwater and climate in Africa*, 24-28 June 2008, Kampala, Uganda.
- Craig H. (1961b). Isotopic variations in meteoric *Waters Science* Vol. 133 pp.1702-1703.
- D...**
- Dansgaard W. (1953). The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus* 5, pp. 461-469.
- Darmendrail D. (1984). Types hydrochimiques d'eaux souterraines en milieu fissuré de socle. Rapport de D.E.A, Bureau de recherches géologiques et minières. Service géologique national 125 p.
- Darling W.G., and Bath A.H. (1988). A stable isotope study of recharge processes in the English chalk. *Journal of Hydrology*, Vol. 101, pp. 31-46.
- Deb D., Hariharan S., Rao U.M. and Chang-Ha Ryu (2008). Automatic detection and analysis of discontinuity geometry of rock mass from digital images. *Computers & Geosciences*, Vol. 34, (2), pp. 115-126
- Delay F., Bracq P. et Colbeaux J. P. (1992). Cartographie numérique de linéaments morphostructuraux, exemple d'application à l'hydrogéologie de la craie du Nord de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, n°163, pp. 345-352.
- Desjardins R., Iris S., Roy D. W., Lemieux G. H. et Toutin T. (2000). Efficacité des données de Radarsat-1 dans la reconnaissance des linéaments : un bilan. *Journal canadien de télédétection*. Vol. 26 N° 6, pp.537-548.
- Dever (1985). Approches chimiques et isotopiques des interactions fluides-matrices en zone non saturée carbonatée. *Thèse de Doctorat d'État ès Sciences*, Université de Paris-Sud Orsay, 196 p.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Maréchal, J-C. et Krishnamurthy N. S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, Vol. 330 N°1-2, pp.260-284.

- DHH (2005). Direction de l'Hydraulique Humaine : données numériques des débits des rivières et fleuves du département de Soubré.
- Djro S. C. (1998). Évolutions tectono-métamorphiques des gneiss granulitiques archéens du secteur de Biankouma-Touba (Nord-Ouest Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat d'État, Université de Cocody, 171 p.
- Douglas M. (1997). Mixing and temporal variations of groundwater inflow at the Con Mine, Yellowknife, Canada; an analogue for a radioactive waste repository. Unpubl. M.Sc. thesis, Dept of Geology, University of Ottawa, Canada, 101 p.
- Duchaufour P. (1956). Pédologie application forestière et agricole ; Chap XI. Dans : Les sols tropicaux, Nancy France, éd. CRDP, pp. 239-251.
- Durov S. A. (1948). Natural waters and graphic representation of their compositions. *Dokl Akad Nauk SSSR*. Vol. 59, pp. 87-90.
- E...**
- Eberhardt P., Geiss J., Houtermans F.G. and Singer P. (1962). Age determination on lead ores. *Geol. Rundsch. Dtsch.*, Vol. 52, pp. 836-852.
- Eldin M. (1971). Le climat. Mém. ORSTOM N°50, pp. 77-108.
- Empereur-Mot L. et Villemin T. (2002). Propriétés fractales de la fragmentation et processus stochastiques de fracturation : approche géométrique 3D à l'aide du modèle Obsifrac. *C.R. Géosciences*. Vol. 334, N°2, pp. 127-133.
- Engalenc M. (1978). Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Géohydraulique CIEH*, Vol. I, 1978, 318 p.
- Engalenc M. (1979). Méthode d'étude et de recherche de l'eau souterraine des roches cristallines de l'Afrique de l'Ouest. *Géohydraulique CIEH*, vol. II, 194 p.
- Evans D. (1992). Current status and future developments in radar remote sensing. *Journal Photogrammetric & Remote sensing (ESPRS)*, Vol. 47, pp. 79-99.
- F...**
- Fabre R. (1987). Caractérisation géochimique du magmatisme birimien dans le centre Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest) : ses implications géodynamiques. *CIFEG publication Occasionnelle*, N°12, 47 p.
- Fabre R., Mathies G. et Utke A. W. (1987). Caractérisation géochimique du magmatisme birimien dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest) : ses implications géodynamiques. In: *Current Research in African Earth Sciences 14th on Afr.Geol.* Berlin, pp. 21-24.
- Faillat J-P. (1986). Aquifères fissurés en zone tropicale humide: structure hydrodynamique et hydrochimie. Thèse d'État, Université de Montpellier 536 p.
- 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* Vol. 113 N°1-4, pp. 231-264.
- Faillat J. P. et Leblond P. (1982). Premiers résultats des essais menés sur une station de pompage expérimentale en Côte d'Ivoire. *Coll. Milieux discontinus en Hydrogeol.* BRGM (45), pp. 301-314.
- Faillat J-P. et Blavoux B. (1989). Caractères hydrochimiques des nappes des roches endogènes en zone tropicale humide : l'exemple de la Côte d'Ivoire. *Journal of Africa Earth Sciences*, Vol. 9 N° 1, pp. 31-40.
- Fontes J. C. (1976). Isotopes en milieu et cycle des eaux naturelles : quelques aspects. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Paris VI, 208 p.

- Fouché O. (1999). Caractérisation géologique et géométrique et modélisation 3D des réseaux de discontinuités d'un massif granitique reconnu par forages carottés. Massif de Charroux-Civray (Vienne, France). Thèse de Doctorat en Géologie de l'ingénieur, ENPC-ENSMP, 296 p.
- Fouché O., Cojean R. et Arnould M. (2001). Caractérisation géologique et géométrique de la fracturation naturelle d'une formation granitique à partir de carottes de forages. *Bull. Eng. Env.* Vol. 60, N°3, pp. 231-240.
- Francis F.O. (1970). Contribution à l'étude du mouvement d'eau à travers les milieux fissurés. Thèse de *Doctorat d'Ingénieur*, Université de Grenoble I, 108 p.
- Friedman I, Machta L, Soller R, 1962. Water vapour exchange between a water droplet and its environment. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 67, pp. 2761-2766.
- G...**
- Genter A. and Castaing C. (1997). Scale effect in the fracturing of granite. *C.R. Acad. Sc. Paris*, Vol. 325, pp. 439-445.
- Geomines (1982). Inventaire hydrogéologique appliqué à l'hydraulique villageoise (Degré carré de Soubré). *GEOMINES Canada*. Cahier N°28, 28 p
- Girard G., Sircoulon J. et Touchebeuf P. (1968). Aperçu sur les régimes hydrologiques de Côte d'Ivoire. *Mém. ORSTOM*. Service hydrologique, pp. 109-105.
- Gleeson T. and Novakowski, K., (2009). Identifying watershed-scale barriers to groundwater flow: lineaments in the Canadian Shield. *Bull. Of the geological Society of America*, Vol. 121 (3-4), pp. 333-347
- Goné D. (2001). Contribution de l'étude des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines à la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrauliques en milieu fissurés de la région semi montagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université d'Abobo-Adjamé, 182 p.
- Goné D., Savané I. et Goblé M. (2004). Caractéristiques physico-chimiques majeures des eaux souterraines des aquifères de fissures de la région d'Agboville (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Rev. Ivoir. Sci.Technol.*, Vol. 5, pp. 117-133.
- Goné D., Savané I., N'go Y. A. et Biémi. J. (2005). Mobilité relative des cations lors de l'altération des roches et acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans le degré carré de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Sciences de la nature*, Vol. 2, pp. 85-94.
- Goula B. T., Kouassi V. J. et Savane L. (2006). Impacts du changement climatique sur les ressources en eau en zone tropicale humide : cas du bassin versant du Bandama en Côte d'Ivoire. *Agronomie Africaine*, Vol. 18, N°1: pp. 1-11.
- Greenbaum D. (1992). Structural influences on the occurrence of groundwater in SE Zimbabwe. From WRIGHT, E.P. & BURGESS, W. G. (eds) 1992, Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication*, N°. 66. pp. 77-85.
- Guillaumet J.-L. et Adjahohoun E. (1971). La végétation de la Côte d'Ivoire. Dans Milieu naturel de la Côte d'Ivoire. *Mémoire ORSTOM N° 50*, pp 161-262.
- Guo H. and Wang Y. (2005). Geochemical characteristics of shallow groundwater in Datong basin north-western China. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol, 87, pp. 109-120.

H...

- Hamid S., Dray M., Fehri A., Dorioz J-M., Normand M. et Fontes J-Ch. (1989). Étude des transferts d'eau à l'intérieur d'une formation morainique dans le Bassin du Léman. *Journal of Hydrology*, Vol. 109, pp. 369-385.
- Helgeson H. C., Garrels R. M. and Mackenzie F. T. (1969). Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions-II. Applications. *Geoch. Cosmochim. Acta* N°33, pp. 45-481.
- Hem J. (1989). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters. *US Geological Survey Water Supply paper*, Vol. 2254, 3th edition, 264 p.
- Himiyari S. M. Hoepffner C. Benzakour M. et Hadani D. E. (2002). Étude structurale du haut atlas oriental (Maroc) à l'aide de l'analyse linéaire des images HRV (XS) de Spot. *Téledétection*, Vol. 2, n°4, pp. 243-253.
- Hobbs W.H. (1904). Lineaments of the Atlantic border region. *Geol Soc Amer Bull*, Vol. 15, pp. 483-506.
- Hoffmann J. and Sander P. (2007). Remote sensing and GIS in hydrogeology. *Hydrogeol. J.*, Vol. 15, pp. 1-3.
- Houston JFT, Lewis RT, 1988. The Victoria Province drought relief project II. Borehole yield relationships. *Ground Water*, Vol. 26 N°4, pp. 418-426.

I...

- INS (1998). (Institut National de la Statistique). Recensement général de la population et de l'habitat (R.G.P.H.). Données socio-démographiques et économiques par localités. Vol. III, 83 p.

J...

- Jacks G. (1973). Chemistry of some groundwater in silicates rocks. *Rev. inst. Technol.* Stockholm 73 p.
- Jackson T. J. (2002) Remote sensing of soil moisture: implications for groundwater recharge. *Hydrogeology journal* n°10, pp. 40-51.
- Jeambrun M. (1965). Rapport de fin de levée des coupures (Taï 1-b ; 2a- ; 2c). BRGM Abidjan, Rapport SODEMI, N°115.
- Jeambrun M. (1966). Rapport de fin de levé des coupures Guiglo 2b et Taï 4d-4b-2d. B.R.G.M Abidjan, Rapport SODEMI, N°153.
- JICA (2001). Agence Japonaise de Coopération Internationale : plan directeur de gestion intégré des ressources en eau en république de côte d'ivoire. Rapport final. Janv. 2001, N° 37, 212 p.
- Joseph C. (1969). Interprétation des mesures disponibles des variations naturelles du niveau des nappes en Côte d'Ivoire. CIEH, mai 1969, 58 p.
- Jourda J. P. (2002). Les ressources en eau souterraine de la Côte d'Ivoire et le cas des aquifères transfrontaliers entre la Côte d'Ivoire et le Ghana. Proceedings of the International Workshop, Managing shared aquifer resources in Africa, Tripoli, Libya, 2- 4 June 2002.
- Jourda J. P. (2005). Méthodologie d'application des techniques de Télédétection et des systèmes d'information géographique à l'étude des aquifères fissurés d'Afrique de l'Ouest. Concept de l'hydrotechnique spatiale : cas des zones tests de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat d'État, Université de Cocody, 430 p.
- Jourda J.P., Djagoua E. V., Kouamé K., Saley B.M., Gronayes C., Achy J.-J. et Razack M. (2006). Identification et cartographie des unités lithologiques et des accidents structuraux majeurs du département de Korhogo

(Nord de la Côte d'Ivoire) : Apport de l'imagerie ETM⁺ de Landsat. *Téledétection*, Vol. 6, N°2, pp.123-142.

K...

Kahn F. (1982). La reconstitution de la forêt tropicale après une culture traditionnelle (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). *Memoires ORSTOM*, Paris N° 97, 125 p.

Karnieli A., Meisels A., Fisher L. and Arkin Y. (1996). Automatic extraction and evaluation of geological linear features from digital remote sensing data using Hough transform. *Photogram Engineering & Remote Sensing*, Vol. 62, N°5, pp. 525-531.

Kattan (2006). Characterization of surface water and groundwater in the Damascus Ghatta basin : hydrochemical and environmental. *Environ Geol.* Vol.51, pp. 173-201.

Kendall C. and Coplen T. B. (2001). Distribution of oxygen-18 and deuterium in river waters across the United States *Hydrological Processes*, Vol.15, pp. 1363-1393.

Key R. (1992). An introduction to the cristalline basement of Africa. From WRIGHT, E.P. & BURGESS, W. G. (eds) 1992, Hydrogeology of Cristalline Basement Aquifers in Africa. *Geological Society Special Publication* N°66, pp. 29-57.

King L.C. (1951). *South African Scenery*, 2nd edition, Edimbourg.

King L.C. (1954). La géomorphologie de l'Afrique du Sud recherches et résultats. *Annales de Géographie*, Année 1954, Vol. 63, N° 336, pp. 113 – 129.

King L.C. (1957). The geomorphology of Africa. I – Erosion surfaces and their mode of origin. *Science Progress*, Vol. 45pp. 307-331.

Knopf D. (1967). Les dolérites de Côte d'Ivoire: contribution à l'établissement du mémoire explicatif à la carte géologique au 1/1 000 000 de la Côte d'Ivoire. *SODEMI rapp.* N° 188 multigr. Abidjan, 58 p.

Koli B. Z. (1981). Étude d'un milieu de forêt dense. Analyse et cartographie des paysages dans la région de Soubré (Sud-Ouest ivoirien) Thèse de Doctorat IGT, Université d'Abidjan, 193 p.

Korom S. F. (1992). Natural denitrification in the saturated zone: a review. *Water Resources Research*, Vol. 28, pp. 1657-1668.

Kortatsi K., Tay K., Anomu G., Hayford E. and Dartey A. (2007). Hydrogeochemical evaluation of groundwater in the lower Offin basin Ghana. *Environ Geol.* Vol 50 , pp. 299-311.

Kouadio E.K., Savané I., Lasm T., Biémi J. (2008). Hydrogeology Prospecting in Crystalline and Metamorphic Area by Spatial Analysis of Productivity Potential. *European Journal of Scientific Research*, Vol. 22 No° 3, pp. 373-390.

Kouamé K. F. (1997). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus de montagne à l'Ouest de la Côte d'Ivoire (secteur Biankouma-Man). Apport de la télédétection et d'un SIG. *Mémoire de DEA*, Université de Cocody (Côte d'Ivoire), 88 p.

Kouamé K. F. (1999). Hydrogéologie des régions de Montagne : apports 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, 215 p.

- Kouame K. F., Akaffou A., Lasm T., De Dreuzy J. R., Davy P. et Bour O. (2005). Simulation des écoulements dans les réservoirs fracturés : application au socle Archéen de Touba (nord-ouest de la Côte d'Ivoire). Actes du Colloque Internationale SITIS 05 Yaoundé (Cameroun) 27 nov.- 1^{er} déc. 2005, pp. 39-46.
- Kouamélan A. N. (1996). Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition archéen-protérozoïque. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, 277 p.
- Kouamelan A. N., Delor C., Peucat J.-J. (1997). Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-West African Craton). *Precambrian Research*. Vol. 86, N°3-4, pp. 177-199.
- Krishnamurthy J., Venkatesa Kumar N., Jayaraman V., Manivel M. (1996). An approach to demarcate ground water potential zones through remote sensing and geographic information systems. *International Journal of remote Sensing* Vol. 17, N°10, pp. 1867 – 1884.
- L...**
- Lachassagne P, Wyns R, Bérard P, Bruel Th, Chéry L, Coutand Th, Desprats J-F, Le Strat P (2001). Exploitation of High-Yields in Hard-Rock Aquifers: Downscaling Methodology Combining GIS and Multicriteria Analysis to Delineate Field Prospecting Zones. *Ground Water*, Vol. 39, N°4, pp. 568-581.
- Lachassagne P. Marechal J. C., Dewandel B., Gandolfi J. M., Krishnamurthy N. S., Surbrahmanyam K., Wyns R. (2005). Nouveaux outils et méthodes pour gérer et protéger la ressource en eau souterraine des régions de socle. *Hydrosciences*, N°150, pp. 55-57.
- Lachassagne P. et Wyns R. (2006). Chapitre I : Généralités sur les eaux souterraines. Aquifères de socle. In: J.C. Roux (Editor), Aquifères et Eaux Souterraines en France. *BRGM Editions*, Orléans, pp. 43-51.
- Langmuir D. (1971). The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochimica et cosmochimica Acta*. 35, pp. 1023-1045.
- 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.
- Lasm, T. et Razack, M. (2001) Lois d'échelle dans la fracturation des roches dures cristallines et dans le réseau hydrographique associé. *C. R. Ac. Sc. Paris, Science de la Terre et des planètes*, N° 333, pp. 225-232.
- Lasm T., Yao K., Oga M.-S., Kouamé F., Jourda J.-P., Kouadio E. et Baka D. (2008). Analyse des caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines en zone de socle protérozoïque de la région de Tiassalé (Sud de la Côte d'Ivoire). *European Journal of Scientific Research*, Vol. 20, N° 3 (1450-216X), pp. 526-543.
- Lattman L.H et Parizek R.R. (1964). Relationship between fracture traces and the occurrence of groundwater in carbonate in rocks. *Journal of Hydrology*, Vol. 2 pp. 73-91.
- Lavollay J. (1980). La chimie des êtres vivants. Que sais-je ? *Presse Univ. Fr*, Vol. 163, 7^e Éd., 127 p.
- Lebel, T., Amani, A., (1999). Rainfall estimation in the Sahel. What is the ground truth? *Journal of Applied Meteorology*, Vol. 38, pp. 555–568.
- Leblanc M., Favreau G. Sarah T., Leduc C., Razack M., and Mofor L. (2007). Remote sensing for groundwater modelling in large semiarid areas: Lake Chad Basin, Africa. *Hydrogeology journal*, Vol. 15, pp. 97-100.

- Lelong F. et Lemoine J. (1968). Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses. Leur importance en zone intertropicale ; les difficultés de leur exploitation. *Bull. BRGM série III (2)*, pp. 41-52.
- Lemoine S. (1988). Évolution de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilités d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina Faso. Similitudes et différences; les linéaments de Greenville-Ferkessedougou et grand Cess-Niakaramandougou. Thèse de Doctorat ès Sc. Nat. Université de Clermont Ferrand II. Mémoires B.R.G.M. N° 92 334 p.
- Lemoine S., Tempier P., Bassot J. P., Caen-Vachette M., Viallette Y., Touré S. et Wenmenga. (1990). Le Burkinien Cycle orogénique précurseur de l'Eburnéen en Afrique de l'Ouest. *Geological journal*. Vol. 25 pp. 171-188.
- Lena P., Martinet F. et Schwartz A. (1977). Le dynamisme pionnier dans le Sud-Ouest ivoirien. Ses effets sur le milieu forestier (région de Soubré) : projet Taï. Mémoires ORSTOM, N°50, Abidjan, 100 p.
- Lenck P. P. (1977). Données nouvelles sur l'hydrogéologie des régions à substratum métamorphique ou éruptif. Enseignements tirés de la réalisation de 900 forages en Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sc. Paris*, Tome 28, pp. 497-500.
- Leroux M. (1988). La variabilité des précipitations en Afrique Occidentale : les composantes aérologiques du problème. *Veille climatique satellitaire*, N°22, pp. 26-46.
- Letalenet J. (1964). Rapport de fin des coupures Soubré 4c-4d. B.R.G.M. Abidjan. *Rapport SODEMI*, juil. 1964, N°9, 34p.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R. and Kesse G.O. (1990). The early Proterozoic Birrimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Research*, Vol. 46, pp.139-165
- M...**
- MAB 15 (1984). Recherche et aménagement du milieu forestier tropical humide : le projet Taï de Côte d'Ivoire. Préparé en coopération avec le PNUD, l'ORSTOM et l'IET-UNESCO. *Note technique* n° 15, 245 p.
- Mabee S. B., Hardcastle K. C. and Wise D. W. (1994). A method of collecting and analyzing lineaments for regional-scale fractured bedrock aquifer studies. *Ground Water*, Vol. 32, N°. 6, pp. 884-894.
- Macfarlane A., Crown M.J., Arthurs J. W. and Wilkinson A.F. (1980). The geology and mineral resources of northern Sierra Leone. *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, Vol. 7, 134 p.
- Magowe M. and Carr J.R. (1999). Relationship between lineament and ground water occurrence in western Bostwana. *Ground Water*, Vol. N° 2, pp. 282-286.
- Marchet P. (1991). Approche de la structure et de l'évolution des systèmes aquifères karstiques par analyse de leur fonctionnement : Application au nord-ouest du Causse de Martel (Quercy- France) *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sabatier, 326 p.
- Maréchal J-C., Dewandel B. et Subrahmanyam K. (2004). Contribution of hydraulic tests at different scales characterize fracture network properties in the weathered-fissured layer of hard rock aquifers. *Water Ressources Research*, Vol. 40, pp. 11-17.
- Marechal J-C., Dewandel B., Ahmed S., Galeazzi L. and Zaidi F.K. (2006). Combined estimation of specific yield and natural recharge in semi arid groundwater basin irrigated agriculture. *Journal of Hydrology*, Vol. 329, pp. 281-293.
- Marechal J-C., Dewandel B., Ahmed S. and Lachassagne P. (2007). Hard rock aquifers characterization prior to modelling at catchment scale : an application to India. *In* : J.M.S.J.J. Krasny (Editor), Groundwater in

- fractured rocks. Selected papers from the Groundwater in fractured rocks international conference, Prague, 2003. Taylor & Francis, London, pp. 227-242.
- Mariotti A. (1986). La dénitrification dans les eaux souterraines principes et méthodes de son identification : une revue. *Journal of Hydrology*, Vol. 88 (0022-1694), pp. 1-23.
- Martinet F. (1975). L'immigration étrangère dans la région de Soubré (Sud-Ouest ivoirien). *Mém. ORSTOM, Sci. Hum.* 68 p.
- Mendham J., Vogel A. I., Denney R. C., Toullec J. D., Barnes, Mottet M. et Thomas M. J. K. (2005). Analyse chimique quantitative. Publié par De Boeck University, 920 p.
- Michard G. (2002). Chimie des eaux naturelles ; principes de géochimie des eaux. Publication DL, 461 p.
- Milesi J. P., Ledru P., Ankra P., Johan V., Marcoux E. and Vinchon C. (1991). The metallogenic relationship between Birimian and Tarkawaian gold deposit in Ghana. *Mineralium deposita*, Vol. 26, pp. 228-238.
- Minor T, Russell C, Chesley M, Englin J, Sander P, Carter J, Knowles B, Acheampong S, and McKay A. (1995). Application of geographic information system technology to water well siting in Ghana, West Africa: a feasibility study. Publ. N°. 44033, *Desert Research Institute*, Reno, USA, 53 pp.
- Moore G. K. and Waltz F. A. (1983). Objective procedure for lineament enhancement and extraction. *Photogram. Engin. & Remote Sensing*, 49, N°5, pp. 641-647.
- Moore, G. K. and E. F. Hollyday. (1975). Prospecting for groundwater with SKYLAB photographs, central Tennessee. *Remote Sensing of Earth Resources*, Vol. 4, pp. 499-519.
- Moore, R.B., Schwarz, G.E., Clark, S.F., Walsh, G.J. and Degnan, J.R. (2002). Factors related to well yield in the fractured bedrock aquifer of New Hampshire. *USGS professional paper*, 1660, 51 pp.
- Mudry J. et Blavoux B. (1986). Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur variables centrées réduites) pour l'étude du fonctionnement hydrocinétique de trois aquifères karstiques (sud-est de la France). *Hydrogéologue N°1*, pp. 53-59.
- N...**
- Narr W. and Suppe J. (1991). Joints spacing in sedimentary rocks. *J. Struct. Geol.*, Vol. 13, N°9, pp. 1037-1047.
- Nir A. (1967). Development of isotope methods applied to groundwater hydrology. Am. Geophys. *Union monography 1*, Washington DC (USA), pp. 109-116.
- Njitchoua R., Sigha-Nkamdjou L., Dever L.C, Sighomnou D. et Nia P. (1999). Variations of the stable isotopic compositions of rainfall events from the Cameroon rain forest (Central Africa). *Journal of Hydrology*, Vol 223, pp.17-26.
- Notin Y. (1969). Prospection géochimique du massif de Godélilié (Sous-préfecture de Gagnoa) : Cu, Cr, Ni, Co Mo. *Rapport SODEMI-Abidjan*, 245, 28 p.
- O...**
- Omorinbola E. D. (1982). Verification of some geohydrological implications of deep weathering in the basement complex of Nigeria. *Journal of Hydrology*, Vol. 56, pp 347-368.
- Odling N. E. (1997). Scaling and connectivity of joint systems in sandstone from western Norway. *Journal of Struct. Geol.*, Vol. 19 N°10, pp. 1257-1271.
- Oga M-S. (1998). Ressources en eaux souterraines dans la région du Grand-Abidjan (Côte d'Ivoire): Approches hydrochimique et isotopique. *Thèse de Doctorat*, Université Paris XI Orsay, 241 p.

Oga, M-S., Lasm, T., Yao, K. T., Soro N., Saley, M. B., Kouassi, D. et Gnamba F. (2009).

Caractérisation chimique des eaux des aquifères de fracture: cas de la région de Tiassalé en Côte d'Ivoire. *European Journal of Scientific Research*, Vol. 31 N°1, pp. 72-87.

O'Leary, J.D.F and Pohn H.A. (1976). Lineament, linear and lineation: some proposed new standard for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 87 N°10, pp. 1463-1469.

OMS (1986). Contrôle de la qualité de l'eau de boisson destinée à l'approvisionnement des petites collectivités. *Directives de la qualité pour l'eau de boisson*, Genève (Suisse) Vol. 3, 122 p.

P...

Page A. G., Madraswala K. H., Godbole Vanita S., Mallapurkaret and Joshi B. D. (1983). Direct determination of trace metallic elements in aluminium by ICP-AES technique. Vol. 316, N° 7, pp. 713-714.

Papon A. et Lemarchand R. (1973). Géologie et minéralisation du sud-ouest de la Côte d'Ivoire. Synthèse des travaux de l'opération SASCA (1962-1968). SODEMI Abidjan, 284 p.

Pénicand C., Rudant J. P. et Nezry E. (1995). Utilisation opérationnelle des images de télédétection RADAR pour la cartographie *Bull. SFPT* N°137, pp. 35-41.

Perraud A. (1971). Les sols. Dans le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. *Memoires ORSTOM* pp. 269-390.

Piper A. M. (1944). A graphic procedure in geochemical interpretation of water analyses. *Trans. Am Geophys Union*, Vol. 25, pp. 914-923.

Plummer L. N., Parkhurst D. L., Fleming G. W. and Dunkle S. A. (1988). A computer program incorporating Pitzer equations for calculation of geochemical reactions in brines. *US Geological Survey Water-Resources Investigations. Report 88 - 4153*, 310 p.

Pothin K. K. (1988). Péetrographie et géochimie des formations précambriennes de la région d'Odienné (Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire). Typologie du volcanisme birimien. Tendances évolutives du Magmatisme Eburnéen. Géochimie de l'Uranium et du Thorium dans les granitoïdes. Thèse Doctorat *es Sciences Naturelles*, Université d'Abidjan 329 p.

Pothin K. B. Gioan P. et Gronayes C. C. (2000). Bilan géochronologique du socle précambrien de Côte d'Ivoire. *Bioterre, Revue internationale des sciences de la vie et de la terre*, Vol. 1 N° 1, pp. 36-47.

Pouya A. and Fouché O. (2009). Permeability of 3D discontinuity networks: New tensors from boundary-conditioned homogenisation. *Advances in Water Resources*, Vol. 32, pp.303-314.

Priest S. D. (1993). *Discontinuity analysis for rock engineering*. Chapman and Hall, 473 p.

R...

Razack M. (1978). Contribution à l'étude de la structure des aquifères en roches fissurées. Numération et analyse quantitative de la fracturation relevée sur clichés aériens. Thèse Doctorat d'ingénieur USTL 124 p.

Rakotoniaina S. (1998). Analyse en composantes principales d'une image multispectrale de télédétection. *Journal des sciences de la terre* publié par l'Institut et Observatoire de Géophysique-Ambohidempona, N°2, 5 p.

Reiss L.H. (1980). Réservoir engineering en milieu fissuré. *Publication de l'institut français du pétrole*. Technip, Paris, 1980, 136 p.

Rives T., Razack M., Petit J. P. and Rawnley K.D. (1992). Joints spacing: analogue and numerical simulations. *J. Struct. Geol.*, Vol. 14, N° 8 / 9, pp. 925-937.

Rodier J. (1996). L'analyse de l'eau; eau naturelle eau résiduelle et eau de mer. DUNOD Tech. 8^e éd., 1384 p.

- Rollison H. R. and Cliff R. A. (1982). New Rb-Sr age determination on the Archean basement of Eastern Sierra Leone. *Precambrian Research*, Vol. 17, pp. 63-72.
- Rompel A. K., Koné A. M., Knupp K.P. and Burvenich T. (1988). Structural interpretation of the Hana-Lobo Concession area, western Ivory Coast. Internal AAC report 15/133/500/98/78, 23 p.
- Roose E. J. (1981). Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières sous végétations naturelles ou cultivées. Collection « *Travaux et Documents* » de ORSTOM, N° 130, Paris France, 569 pp.
- Rougerie G. (1983). Les milieux Forestiers. Presse Universitaires de France, Paris, 171 p.
- Rozanski K, Araguás-Araguás L. and Gonfiantini R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. In: Continental isotope indicators of climate, *American Geophysical Union monograph*.
- Rudant J.-P., Deroin J.-P. and Polidori L. (1994). Multi-resolution analysis of radar images and its application to lithological and structural mapping: Larzac (southern France). *International journal Remote Sensing* Vol.15 N° 12, pp. 2451-2468.
- Ruf F. (1988). Stratification sociale en économie de plantation ivoirienne. Thèse de Doctorat, Université de Paris X, Paris, Géographie; CIRAD, Montpellier, Vol. 6, 1393 p.
- S...**
- Saley M. B. (2003). Système d'informations hydrogéologiques à référence spatiale discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semi-montagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université de Cocody, 209 p.
- Sander P. (2007). Lineaments in groundwater exploration : a review of applications and limitations. *Hydrogeology journal*, Vol. 15, pp. 71-74.
- Sander P., Minor T. B. and Chesley M. M. (1997). Ground-Water exploration based on lineament analysis and reproducibility tests. *Ground Water*, Vol. 35, N°5, pp.888-894.
- Sarrot Reynauld J., Biemi J., Jourda J. P. et Soro N. (1992). Origine des eaux souterraines du socle cristallin en Côte d'Ivoire. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 5 N°3-4, pp. 303-309.
- Savado A. (1984). Géologie et hydrogéologie du socle cristallin de Haute-Volta. Etude régionale du bassin versant de la Sissili. Thèse d'État Université Scientifique et médicale de Grenoble 350 p.
- Savané I. (1997). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique des aquifères discontinus du socle cristallin d'Odienné Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. Apports de la télédétection et d'un Système d'Information Hydrogéologique à Référence Spatiale. Thèse Doctorat d'État Sciences Naturelles, Université d'Abidjan 386 p.
- Savané I., Coulibaly K. M. et Gioan P. (2003). Étude comparative de trois méthodes de calcul du coefficient de tarissement des cours d'eau. *Science et changements planétaires / Sécheresse*. Vol. 14, N° 1, pp. 37-42.
- Schmitt F., Lavallée D., Lovejoy S., Schertzer D. and Hooge C. (1992). Estimations directes des indices de multifractals universels dans le champ de vent et de température. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 314, Série II, pp. 749-754.
- Scanvic J. Y. (1983). Utilisation de la télédétection dans les sciences de la terre. Ed. BRGM Manuels et Méthodes. Vol. 7, 160 p.
- Schoeller H. (1955). Géochimie des eaux souterraines : application aux eaux des gisements de pétrole. *Rev. Inst. Fr. du pétrole*, France, 213 p.

- Schoeller H. (1958). Variation de la composition chimique des solutions du sol avec la nature pédologique et comparaison de la composition chimique de ces solutions avec celle des nappes sous-jacentes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, Vol. 246, pp. 2507-2508.
- Siegal B. S. and Short N. M. (1977). Significance of operator variation and the angle of illumination in lineament analysis on synoptic images. *Modern. Geol.*, Vol. 6, N° 2, pp. 75-85.
- Singhal B. B. and Gupta R. P. (1999). Applied hydrogeology of fractured rocks. *Edition Kluwer*. Academic publishers, 400 p.
- SODEFOR (1992). Société de développement des plantations forestières. *Rapport d'activité de l'année 1992-1993*. SODEFOR Abidjan, 61 p.
- Solomon S and Quiel F (2006). Groundwater study using remote sensing and geographic information systems (GIS) in the central highlands of Eritrea. *Hydrogeol J.*, Vol. 14 N°6, pp. 1029–1041.
- Soro N. (1987). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Sud-Est de Côte d'Ivoire. Thèse de l'Université Scientifique et technologique et médicale de Grenoble, France, 243 p.
- Soro N. (2002). Hydrochimie et géochimie isotopique des eaux souterraines du carré de Grand-Lahou et ses environs (sud-ouest de la Côte d'Ivoire). Implication hydrologique et hydrogéologique. Thèse de Doctorat d'État es Sc. Nat., Université de Cocody, 272 p.
- Soro N. et Goula B. T. (1997). Hydrochimie et isotopes de l'environnement appliqués à l'étude des eaux souterraines du Sud de la Côte d'Ivoire. Hydrochemistry proceedings of the Rabat Symposium April 1997, IAHS publications, N°244, pp. 105-113.
- Speight J. G. (1974). A parametric approach to land form region. *Special publication Institute of British Geographers*, Vol. 7, pp. 213-230.
- Swan A. R. H. and Sandilands M. (1985). Introduction to geological data analysis. Blackwell Oxford England, 225 p.
- T...**
- Tagini B. (1971). Esquisse Structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotechnique régionale. Thèse d'État, Université de Lausanne, 302 p.
- Tahoux M. (1993). Économie de plantations et organisation de l'espace du sud-ouest Ivoirien. Thèse de Doctorat, Université de Cocody, 529 p.
- Tam V. T., De Smedt F., Batelaan O. and Dassargues A. (2004). Study on the relationship between lineaments and borehole specific capacity in a fractured and karstified limestone area in Vietnam. *Hydrogeol J.*, Vol. 12 N°6, pp. 662–673.
- Tapsoba A. S. (1995). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Dabou (Sud-Est de la Côte d'Ivoire). Doctorat 3^e cycle, Université de Cocody, 211 p.
- Tardy Y. et Roquin C. (1998). Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales. Ed. BRGM, 473 p.
- Taylor R, and Howard K, (2000). A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: evidence from Uganda. *Hydrogeology Journal*, Vol. 8 N°3, pp. 279-294.
- Taylor, R.G., and Howard, K. (1999). The influence of tectonic setting on the hydrological characteristics of deeply weathered terrains: evidence from Uganda. *Journal of Hydrology*, Vol. 218, pp.44-71

- Thiéblemont D., Delor C., Cocherie A., Lafon J.M., Goujou J.C., Baldé A., Bah M., Sané H. and Mark Fanning C. (2001). A 3,5 Ga granite-gneiss basement in Guinea : further evidence for early archean accretion within the west African Craton. *Precambrian Research*, Vol. 108, pp. 179-194.
- Thiéblemont D., Goujou J-C., Cocherie A., Delor C., Lafon J.M. and Mark Fanning M. C. (2004). Archean evolution of the rise and its Eburnean reworking. *Journal of african earth science*, Vol. 39, pp. 97-104.
- Thierrin J., Steffen P., Cornaz S., Vuataz F. et Loaser (2001). Guide pratique de l'échantillonnage des eaux souterraines. Édité par l'Office de l'Environnement des Forêts et du Paysage et la Société Hydrogéologique de Suisse, 91 p.
- Thornthwaite C. W. (1954). The measurement of potential evapotranspiration. J.M. Mather sea brook, New Jersey, 225 p.
- Tonetto E. and Bonotto D. (2005). Hydrochemical relationships in groundwater from central Sao Paulo State Brazil. *Environ Geol.*, Vol. 47, pp. 942-955.
- Tweed S., Weaver T. and Cartwright I. (2005). Distinguishing groundwater flow paths in different fractured-rock aquifers using groundwater chemistry: Dandenoug Ranges southeast Australia. *Hydrogeology journal*, Vol. 13, pp. 771-776.
- U...**
- UNESCO (1987). Les eaux souterraines des roches dures. Projet 8.6 du programme hydrologie inter. 282 p.
- V...**
- Vidal M. (1987). Les déformations éburnéennes de l'unité birimienne de la Comoé (Côte d'Ivoire). *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 6, N°2, pp. 141-152.
- W...**
- Walsh, G.J., Clark, S.F., (2000). Contrasting methods of fracture trend characterization in crystalline metamorphic and igneous rocks of the Windham quadrangle, New Hampshire. *Northeastern Geology and Environmental Sciences*, Vol. 22 , N°2, pp.109-120
- Waters, P., D. Greenbaum, P. L. Smart, and H. Osmaston. 1990. Applications of remote sensing to groundwater hydrology. *Remote Sensing Reviews*. Vol. 4, N°. 2, pp. 223-264.
- Wilson A. F. (1968). Colloque sur les granites de l'ouest africain. UNESCO, pp. 132-147.
- Wyns R., Baltassat J.-M., Lachassagne P., Legchenko A., Vairon J. and Mathieu F. (2004). Application of proton magnetic resonance sounding to groundwater reserve mapping in weathered basement rocks (Brittany France). *Bull. Soc.géol. fr.* N°1. pp. 21-34.
- Wyns R., Gourry, J.C, Baltassat J.-M. et Lebert F. (1999). Caractérisation multi paramètres des horizons de subsurfaces (0-100 m) en contexte de socle altéré. 2° colloque GEOFCAN BRGM IRD UMPC, Orléans, France 1999, pp. 105-110.
- Y...**
- Yacé I. (1972). Le Birimien de la région de Toumodi (Côte d'Ivoire). *Annales de l'Université d'Abidjan série C* tome VIII, fascicule N°1, pp. 27-31.
- Yacé I. (1976). Le volcanisme éburnéen dans les parties centrale et méridionale de la chaîne précambrienne de Fettekro en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat d'État, Université d'Abidjan, 373 p.

- Yacé I. (1985). Rapport sur la géotraverse en Côte d'Ivoire : Birimien et formations associées en Côte d'Ivoire. FAST Départ. Sciences de la Terre, Université d'Abidjan, 12 p.
- Yacé I. (2002). Initiation à la géologie. L'exemple de la Côte d'Ivoire et de l'Afrique de l'Ouest. Éditions CEDA (Abidjan), Côte d'Ivoire, 183 p.
- Yao K. (2005). Origine de l'abondance des ions fer et manganèse dans les eaux de forage du socle de la Côte d'Ivoire : cas de la région de Tiassalé. Mémoire de DEA, Université Cocody 78 p.
- Yésou H., Besnus Y., Rolet J. et Pion J. C. (1993). Comparaison et évaluation des données SPOT ERS-1 Seasat Landsat et des données combinées lors d'études de géologie structurale. In 8^e congr. Ass. Québec Télédétection 16^{ème} Symp. Sherbrooke (Canada) pp. 521-526.
- Youan Ta M. (2008). Contribution de la télédétection et des systèmes d'informations géographiques à la prospection hydrogéologique du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest: Cas de la région de Bondoukou Nord-Est de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, Université de Cocody, 236 p.
- Youan Ta M., Lasm T., Jourda J. P., Kouamé K. F. et Razack M. (2008). Cartographie structurale par imagerie satellitaire ETM⁺ de Landsat-7 et analyse des réseaux de fractures du socle précambrien de la région de Bondoukou (Nord-Est de la Côte d'Ivoire). *Télédétection*, Vol. 2, pp. 34-42.
- Yurtsever Y. and Gat J. R. (1981). Atmospheric water. In N°210 AIEA Vienna, pp. 103-142. Deuterium and oxygen 18 in the water cycle technical report series

Z...

- Zoback M. L. (1992). First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map Project. *J. Geophys. Res.* (B8), Vol.11, pp. 703- 728.
- Zevenbergen L. W. and Thorne C. R. (1987). Quantitative Analysis of land surface topography. *Earth surface processes and landforms*, Vol. 12, pp. 12-56.

RÉFÉRENCES WEB

- Anonyme 1 (2008). STRM : La révolution de la cartographie moyenne résolution. Références [http:// www.atdi.fr/docs/srtm_fre/pdf](http://www.atdi.fr/docs/srtm_fre/pdf). Consulté en avril 2008
- Anonyme 2 (2008). <http://www.jg-laurent.com/faq1.html>. Consulté en mars 2008
- Anonyme 3 (2008). Modèle numérique d'altitude à l'échelle 1/20 000, Dans Géo-boutique Quebec, Ministère des Ressources naturelles et de la Faune. http://www.mrnf.gouv.qc.ca/publications/territoire/expertise/13_MNA20k. Consulté en mars 2008
- Anonyme 4 (2009). http://fr.wikipedia.org/wiki/Roundup#cite_note-8. Consulté en mai 2009
- Anonyme 5 (2008). Consumer Factsheet on Glyphosate. <http://www.epa.gov/safewater/dwh/c-soc/glyphosa.html>. Consulté en mai 2009
- Anonyme 6 (2003). L'eau du Danemark contaminée par le Roundup, maintenant interdit. <http://www.bape.gouv.qc.ca/sections/mandats/phytocide/documents/DC1.pdf>. Consulté en mai 2009
- Anonyme 7 (2009). <http://www.gesteau.eaufrance.fr/> Consulté en mai 2009
- Eastman, J.R. (1999). IDRISI 32: Guide to GIS and Image Processing, Volume 2. Worcester, MA, USA: Clark Labs, Clark University.

- <http://www.clarku.edu/departments/geography/publications.cfm>. Consulté en mai 2008
- INS (2008). (Institut National de la Statistique). Évaluation de la Population du département de Soubré.
<http://www.ins.ci/stats/data/DEMOGRAP.html>. Consulté en mai 2008
- Remaud G., Akoka S. and Champion G. (2004). L'isotope : traceur d'origine. Distribution isotopique dans les composés naturels.
<http://www.culturesciences.chimie.ens.fr/dossiers-structure-modelisation-article-IsotopeTraceur.html>
consulté en mars 2009.
- Ruf F. et Akpo J.L., (2008). Étude sur les revenus et les investissements des producteurs de café et de cacao en Côte d'Ivoire. Rapport final pour l'Union Européenne. Cardno Agrisystems, Abidjan, 90 p.
<http://www.delciv.ec.europa.eu>. Consulté en mars 2009
- Smiler R. (2007). Diagramme 4.0. Logiciel d'hydrochimie multilingue en distribution libre. Roland SIMLER.
Laboratoire d'Hydrogéologie Université d'Avignon
<http://www.lha.univ-avignon.fr>
- VISILOG 4.0 (2001). Logiciel d'analyse d'image.
<http://www.noesisvision.com> Consulté février 2009
- Site de téléchargement gratuit d'images Landsat ETM⁺.
<http://gclfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>. Consulté février 2007

ANNEXES

« Quand je suis dans l'eau, j'ai des idées. Quand j'en suis sorti, je sèche ».

Roger Pierre.

1.1. Formule de base de la méthode de Thornthwaite

Thornthwaite en 1948, proposait une équation générale pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle basée sur la température de l'air et la durée d'insolation possible :

$$ETP = 1,6 \left(\frac{10t}{I} \right)^a \cdot F \lambda$$

Avec t = température moyenne de la période considérée (°C)

a = fonction complexe de l'indice I.

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,492$$

I = indice thermique annuel égal à la somme des 12 indices mensuels i.

$$I = \sum_1^{12} i$$

Chaque indice thermique mensuel est calculé selon la formule : $i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514}$

F(λ) = terme correctif fonction de la latitude du lieu considéré et donné par les tables de Brochet et Gerbier, (1975).¹

1.2. Résultats du calcul de l'ETP par de la méthode de Thornthwaite

En appliquant ces différentes formules, nous obtenons comme cumul des indices thermiques sur l'année (I), la valeur de 142,7 et a = 3,4.

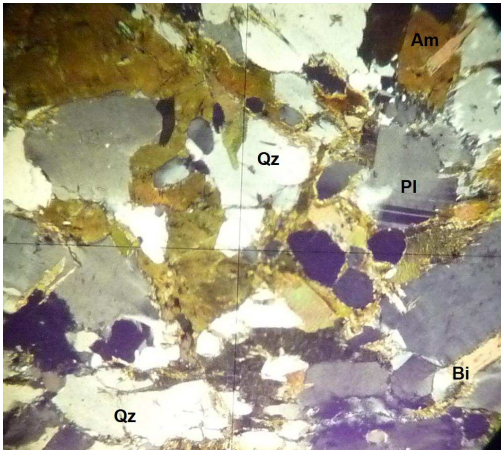
Ainsi, nous déterminons la valeur de l'ETP durant la période de 1981-2001. Les différents résultats sont consignés dans le tableau I

Tableau I. Évapotranspiration potentielle mensuelle (mm) de (1981-2001)

Mois	Valeurs											
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
t°C	25,8	27,0	27,0	26,8	26,2	25,1	24,3	24,3	24,9	25,4	25,7	25,3
i	12,0	12,9	12,8	12,7	12,2	11,5	11,0	10,9	11,3	11,7	11,9	11,6
ETP mensuelle non Corrigée (mm)	122,9	144,1	142,9	139,6	128,4	111,7	99,8	99,2	107,9	116,4	120,4	114,6
F (k)	1,0	0,9	1,0	1,0	1,1	1,0	1,1	1,1	1,0	1,0	1,0	1,0
ETP mensuelle Corrigée (mm)	125,3	134,0	147,2	142,4	136,1	115,0	105,8	104,1	109,0	119,9	119,2	116,9

¹Brochet P. et Gerbier N. (1975). L'évapotranspiration : aspect agrométéorologique. Évaluation pratique de l'évapotranspiration potentielle. *Météo Nat. Monographique*, N°65, 103 p.

Vue au microscope polarisante

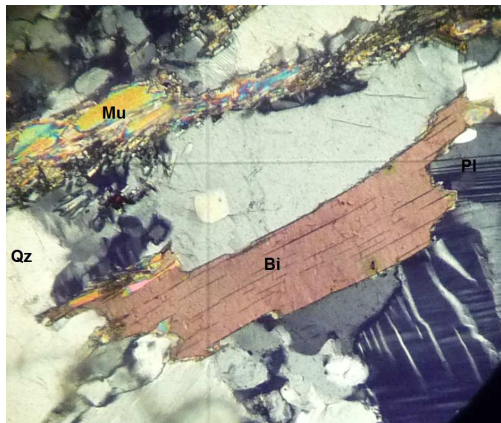


Am : Amphibole Bi : Biotite PI : Plagioclase
Qz : Quartz

Description minéralogique microscopique

- Minéraux d'ordre millimétrique
- quartz à extinction roulante
 - plagioclases en nombre (acide)
 - biotite relativement abondante
 - amphibole à section basale (hornblende)
- ↳ il s'agit d'une granodiorite

Photo 1 : Assemblage minéralogique de la roche de Gnipi II



Mu : Muscovite

Phase transparente

- Minéraux transparent sans clivage, Xénomorphe: le quartz
- Minéraux transparents automorphes de grande taille : biréfringence dans du 1^{er} ordre, mâcle en quadrillage caractéristique du microcline
- Minéraux avec mâcle polysynthétique des plagioclases

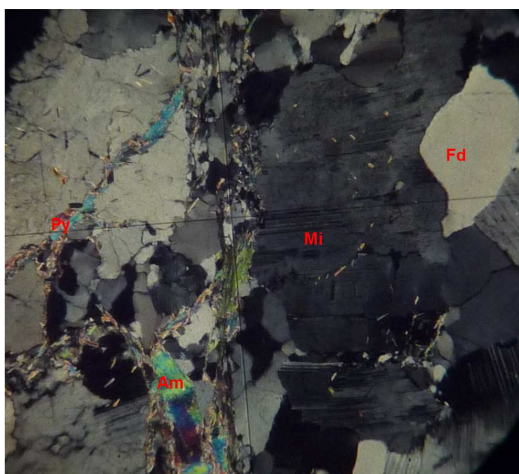
Phase colorée

- Minéraux bruns, biréfringence vert à brun rouge, avec une auréole périphérique plus claire subautomorphe : la biotite.
- Minéraux transparent en lumière naturelle qui a teinte de biréfringence dans le 2^e ordre + extinction droite : muscovite

Phase brun rouge : pas de biréfringence et pas d'extinction. À rattacher aux oxydes peut-être magnétite.

↳ il s'agit d'un granite à deux micas

Photo 2 : Assemblage minéralogique de la roche de Krohon (sud de Méagui)



À la lumière polarisée non analysée

- Minéraux transparents sans pléochroïsme, sans clivage, sans relief, = feldspath
- Minéraux transparents, sans pléochroïsme, avec un clivage (légèrement déformé = ondulation aux extrémités)
- Une phase interstitielle translucide à fort relief, très clivée et aspect très poussiéreux.

À la lumière polarisée analysée

- Minéraux xénomorphe, biréfringence faible dans les gris-blanc du premier ordre (accessoire) = quartz
- Minéraux automorphes, biréfringence faible du premier ordre = feldspath
- Mâcles polysynthétiques fréquentes
- Des systèmes complexes avec imbrication d'éléments mâclés différemment les uns des autres : microcline
- Minéraux avec biréfringence forte, du 2^e ordre.
- Minéraux en bâtonnet (sans doute automorphes) : teinte de biréfringence du 2^e ordre dans un système fluidal : pyroxène
- Minéraux de biréfringence de 2^e ordre rose jaune / vert bleu : la séricite ou amphibole?

↳ Roche dépourvue de biotite et autres ferromagnésiens et présentant des minéraux de tailles de différents et surtout imbrication de mâcles dans les plagioclases

Photo 3 : Assemblage minéralogique dans la roche de Grand-Zattry (au nord de la ville)

Loi 0-1 : on appelle aussi cette loi, loi de Bernoulli. La valeur aléatoire associée à une telle loi est considérée comme la fonction indicatrice d'un évènement de probabilité p . C'est un cas particulier de la loi Binomiale.

Loi binomiale : on obtient une valeur aléatoire de loi binomiale $B(n, p)$ par une somme de n valeur aléatoire de loi 0-1(p). En d'autres termes, la loi binomiale est la loi associée à n répétitions, dans des conditions identiques et indépendamment, d'une expérience aléatoire dont l'issue est l'apparition ou la non apparition d'un évènement. La somme de deux lois binomiales de même paramètre est une loi binomiale.

Loi géométrique : la loi géométrique est la loi du nombre d'essais nécessaires pour faire apparaître un évènement de probabilité p

Loi de Pascal d'ordre n : c'est la loi du nombre d'essais nécessaires pour observer exactement n fois un évènement de probabilité p . Cette loi est la somme de n lois géométriques indépendantes.

Loi de Poisson (magistrat français du XIX^e siècle) : on obtient une valeur aléatoire de loi de Poisson à partir d'une valeur aléatoire de loi binomiale $B(n, p)$ pour laquelle on a $n \rightarrow \infty$ et $p \rightarrow 0$ et $np \rightarrow \lambda \neq \infty$. On peut aussi introduire la loi de Poisson par la notion de processus de Poisson. Soit un phénomène tel qu'un seul évènement puisse se produire à la fois (non simultanité des réalisations) et que le nombre d'évènements se produisant pendant une période T ne dépend que de la durée de cette période. Supposons, enfin l'indépendance des évènements. Soit $E(N) = cT$ l'espérance mathématique d'un nombre N d'évènements pendant la période de durée T avec la cadence c . c désigne donc le nombre moyen d'évènements par unité de temps. On démontre alors que la probabilité d'obtenir n évènements pendant un temps T est $P(N = n) = \frac{(cT)^n}{n!} e^{-cT}$.

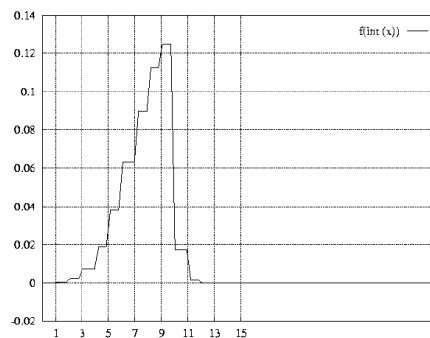


Figure 1. Densité de probabilité de la loi de Poisson de paramètre $\lambda = 10$

La somme de deux lois de Poisson de paramètres λ_1 et λ_2 est une loi de Poisson de paramètre $\lambda_1 + \lambda_2$.

Loi Normale ou **loi de Gauss-Laplace** : C'est incontestablement la loi la plus connue. On la doit à Moivre qui, en 1738, a trouvé cette loi comme limite de la loi binomiale. On utilisera la notation suivante : $N(\text{moyenne, variance}) = N(\mu, \sigma^2)$. On la retrouve comme modèle le plus courant pour les distributions d'erreurs de mesure autour d'une valeur "vraie". Elle joue aussi un rôle important en termes de comportement asymptotique des autres lois de probabilités, comme le montre le théorème central limite. Une propriété intéressante de cette loi est sa conservation vis à vis de la combinaison linéaire : Soient $\{X_i\}$ un ensemble de p valeurs aléatoires normales de paramètres (μ_i, σ_i^2) deux à deux indépendantes, leur somme pondérée par les coefficients α_i est une valeur aléatoire normale de paramètres la somme pondérée des paramètres $(\sum \alpha_i \mu_i, \sum \alpha_i^2 \sigma_i^2)$.

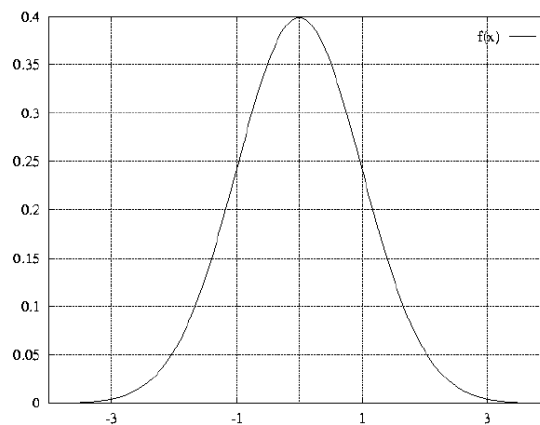


Figure 2. Densité de probabilité de la loi normale centrée réduite

Loi exponentielle : Si Y suit une loi de Poisson, et traduit le nombre d'apparitions d'un certain phénomène aléatoire dans un intervalle de temps t , alors la variable aléatoire Y/t représente l'intervalle de temps séparant deux apparitions d'un évènement donné. Cette nouvelle variable suit une loi exponentielle de paramètre α où α est le paramètre de la loi de Poisson. En fiabilité, cette loi est très utilisée pour représenter la durée de vie de circuits électroniques. L'espérance α est souvent appelée le MTBF (*Mean Time Between Failure*) et $\frac{1}{\alpha}$ le taux de défaillance. La loi exponentielle est un cas particulier de la loi Gamma pour $k = 1$.

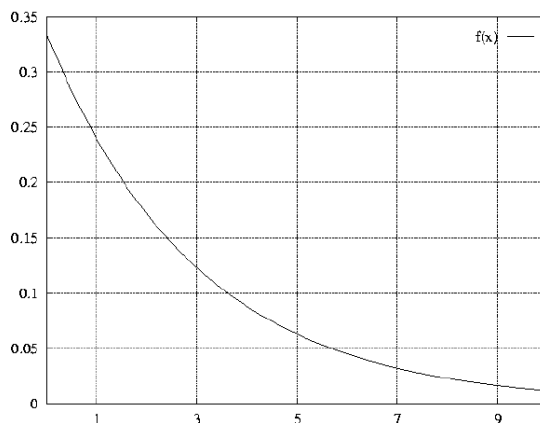


Figure 3. Densité de probabilité de la loi exponentielle de paramètre $\sigma = 3$

La loi exponentielle est souvent utilisée pour son caractère sans mémoire. Soit X une variable aléatoire suivant une loi exponentielle. Soient u et t deux réels strictement positifs, on a

$$P(X > t + u | X > t) = P(X > u)$$

Cela signifie que la probabilité d'être dans un intervalle $[t, t + u]$ dépend uniquement de la largeur de l'intervalle et pas de sa position absolue (d'où le vocable « d'effet sans mémoire »).

Loi de Weibull : Cette loi est aussi très utilisée pour caractériser la fiabilité des matériels. Elle est reliée à la loi exponentielle par la relation suivante : X suit une loi de Weibull de paramètre β si X^β suit une loi exponentielle. On dit que β est le paramètre de forme : $\beta > 1$ correspond à un matériel qui se dégrade avec le temps (usure); $\beta < 1$ à un matériel qui se bonifie avec le temps; $\beta = 1$ cas où la loi est exponentielle) à un matériel sans usure (pannes purement accidentelles).

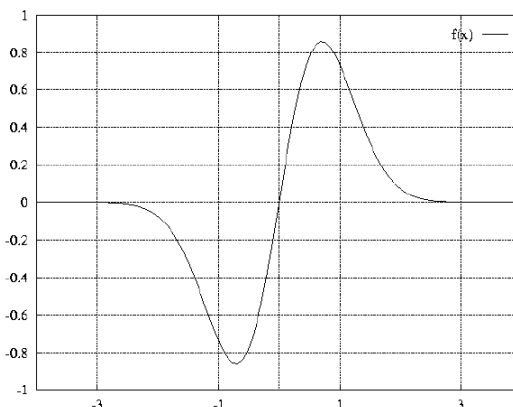


Figure 4: Densité de probabilité de la loi de Weibull de paramètre $\beta = 2$

Loi Gamma : Soit une valeur aléatoire normale X de paramètres (μ, σ) et soit Y une valeur aléatoire construite par $\frac{1}{2} \frac{(X - \mu)^2}{\sigma^2}$. Y suit une loi Gamma de paramètres $(\lambda, k) = \left(\frac{1}{2}, 1\right)$. La distribution gamma est une généralisation de la loi exponentielle. En effet, si la loi exponentielle correspond à la distribution de probabilité du temps séparant l'apparition de deux évènements donnés, la loi gamma fournit la distribution de probabilité du temps qui s'écoule entre la K^e et la $(K+r)^e$ apparition de l'évènement. La loi gamma est appliquée comme modèle de probabilité pour prévoir la durée de vie des appareils qui subissent une usure tels les véhicules automobiles ou les appareils mécaniques.

Loi du χ^2 : le paramètre m est le nombre de degrés de liberté de cette loi. Cette distribution permet de définir la loi de la valeur aléatoire $\chi_m^2 = \sum_1^m x_i^2$ où les x_i sont des valeurs aléatoires normales centrées réduites indépendantes. Pour m tendant vers l'infini, cette loi tend asymptotiquement vers une loi normale. La somme de deux valeurs aléatoires du χ^2 à respectivement a et b degrés de liberté, est une nouvelle valeur aléatoire de loi du χ^2 à $a+b$ degrés de liberté. On peut aussi relier cette loi à la loi Gamma avec $(k, \lambda) = (m/2, 1/2)$.

Loi de Rayleigh : C'est la loi de la norme, *i.e.* $R = \sqrt{x_1^2 + x_2^2}$ où x_1 et x_2 sont des valeurs aléatoires normales centrées. C'est aussi la loi de la dérivée de la loi normale. La loi de Rayleigh apparaît souvent pour décrire le bruit en sortie de certains récepteurs de transmissions.

Loi de Student : Si $X : N[0, \sigma^2]$, et si Y (indépendante de X) est telle que X^2 / σ^2 suit une loi du χ^2 à n degrés de liberté, alors la variable $T = \frac{X\sqrt{n}}{Y}$ suit une loi de Student à n degrés de liberté. Cette loi sert essentiellement pour les tests statistiques d'hypothèses.

4.1. Présentation des données de forages

Tableau II. : Données caractéristiques des forages

N°	Sous-préfecture	Nom_village	Longitude	Latitude	Profondeur Totale (m)	Niveau d'altérite (m)	Date de mise en service	Géologie	AE1	AE2	Niveau Statique (m)	Débit d'essai (m ³ /h)
1	BUYO	GBILY	065700	061330	48,40	22,30	11/05/1984		35,60	39,80	3,70	
2	BUYO	GNABOYA	065700	060430	59,50	38,00	13/01/1980	Schistes birrimiens			2,60	
3	BUYO	GNABOYA	065700	060430	60,90	24,20	16/01/1980	Schistes birrimiens			5,80	
4	BUYO	KODAYA	065820	060110	49,20	43,40	28/01/1980	Schistes birrimiens			9,10	
5	BUYO	KODAYA	065820	060110	53,20	19,30	18/02/1980	Schistes birrimiens			4,40	
6	BUYO	KOREAHINO	070900	061500	80,60	10,80	09/11/1979	Schistes birrimiens			10,00	0,9
7	BUYO	KOREAHINO	070900	061500	94,30		17/11/1980	Schistes birrimiens			16,00	1,1
8	BUYO	SAGBOYA	065500	055750	64,50	33,40	23/02/1980	Schistes birrimiens			3,80	
9	BUYO	SAGBOYA	065500	055750	67,00	14,30	11/03/1980	Schistes birrimiens	62,00		5,10	4,5
10	BUYO	SAGBOYA	065300	060300	66,80	24,30	29/02/1980	Schistes birrimiens			6,90	
11	BUYO	SAGBOYA	065300	060300	56,20	24,10	08/03/1980	Schistes birrimiens			6,90	
12	BUYO	SAGBOYA	065520	055050	66,40	33,20	14/03/1980	Schistes birrimiens			13,50	
13	GRAND-ZATTRY	PITIGOA1	064237	061515	84,00	29,90	14/05/1984	Schistes birrimiens	29,90	38,50	4,10	3,4
	GRAND-ZATTRY	KEITADOUGOU	64237	53516	83,33	29,90	19/05/1984				4,14	3,2
14	MEAGUI	GALEA	063806	054620	64,50	16,30	12/01/1983	Granites cratons, biotite			7,50	0,9
15	MEAGUI	GALEA	063806	054620	37,70	6,10	13/01/1983	Granites cratons, biotite			7,30	1,5
16	MEAGUI	GALEA	063806	054620	55,10	3,20	08/12/1995	Granites cratons, biotite	3,90		12,80	0,7
17	MEAGUI	GALEA	063710	054300	65,60	4,10	29/08/1983	Granites cratons, biotite	27,60	61,40	2,60	6,1
18	MEAGUI	GALEA	063710	054300	48,90	4,30	22/12/1995	Granites cratons, biotite	36,70	41,40	1,90	8,7
19	MEAGUI	GNAKORAGUI	063800	054300	46,50	6,20	04/08/1983	Granites cratons, biotite	40,40		6,80	3,0

Annexe 4 : Données de forages du département de Soubre

N°	Sous-préfecture	Nom_village	Longitude	Latitude	Profondeur Totale (m)	Niveau d'altérite (m)	Date de mise en service	Géologie	AE1	AE2	Niveau Statique (m)	Débit d'essai (m ³ /h)
20	MEAGUI	GNAKORAGUI	063800	054230	67,40	16,60	29/12/1995	Granites cratons, biotite	16,60	24,70	5,40	2,1
21	MEAGUI	GNITITOIDJI	063130	052100	38,20	8,30	27/07/1983	Granites cratons, biotite	25,10		6,80	3,3
22	MEAGUI	GUIRE	063600	053200	65,50	4,70	27/07/1983	Granites cratons, biotite	42,10		3,70	1,1
23	MEAGUI	KPEHIRI	063720	054730	87,50	3,60	15/01/1983	Granites cratons, biotite	29,60		3,40	0,9
24	MEAGUI	KROHON	062806	052339	43,90	4,40	03/08/1983	Granites cratons, biotite	22,70	26,10	0,20	5,3
25	MEAGUI	KROHON	063524	061610	43,40	27,30	11/08/1983	Granites cratons, biotite	30,70		9,20	3,0
26	MEAGUI	OUPOYO	063520	053330	46,90	4,90	29/07/1983	Granites cratons, biotite	12,60	25,40	4,00	2,7
27	MEAGUI	OUPOYO	063520	053330	47,00	3,60	01/08/1983	Granites cratons, biotite	33,20	37,70	0,30	4,7
28	MEAGUI	OUPOYO	063520	053330	54,90	8,90	06/01/1995	Granites cratons, biotite	21,40	30,50	3,10	1,1
29	MEAGUI	OUPOYO	063520	053526	43,20	20,00	29/04/1984	Granites cratons, biotite	38,00		9,10	0,9
30	MEAGUI	WALEBO	64526	53516	54,00	16,60	10/02/1997		43,00		8,60	4,8
31	MEAGUI	TOUADJI1	063530	053000	41,40	3,10	25/07/1983	Granites cratons, biotite	15,70		7,00	2,0
32	SOUBRE	KOZIAYO	062045	055630	54,30	7,30	25/04/1984	Granites cratons, biotite	42,80	51,00	8,10	5,2
33	SOUBRE	KOZIAYO	062045	055630	79,30	8,80	15/12/1995	Granites cratons, biotite	30,50	74,30	4,70	0,8
34	SOUBRE	KOZIAYO	062045	055530	60,40	8,40	26/04/1984	Granites cratons, biotite	51,60		6,40	2,3
35	SOUBRE	LAZOA	062530	054945	42,30	12,20	28/04/1984	Granites cratons, biotite	20,00		12,30	1,5
36	SOUBRE	LESSIRI	062925	055520	60,40	5,80	05/05/1984	Granites cratons, biotite	17,40		8,50	2,9
37	SOUBRE	LESSIRI	063210	055040	60,40	10,20	30/04/1984	Granites cratons, biotite	51,60		13,10	2,4
38	SOUBRE	MABEHIRI	062500	054100	57,40	5,90	18/05/1984	Granites cratons, biotite	13,20		7,30	0,4
39	SOUBRE	OBROUAYO	063910	055320	56,00	25,60	27/01/1983	Granites cratons, biotite	27,20	46,00	14,20	
40	SOUBRE	OBROUAYO	063910	055320	60,50	17,60	30/01/1983	Granites cratons, biotite	24,00	39,00	11,90	1,6
41	SOUBRE	SAYO	062030	055730	79,50	35,00	16/12/1995	Granites cratons, biotite	44,00	55,60	18,80	3,4
42	SOUBRE	SAYO	062030	055730	83,80	38,90	29/08/1983	Granites cratons, biotite	63,50		20,50	4,4
43	SOUBRE	ZOGBODOUA	061910	054430	52,90	22,80	08/04/1978	Granites cratons, biotite	11,00		12,30	1,5

4.2. Corrections des niveaux statiques

Tableau III. : Résultats de la correction des niveaux statiques des forages

Sous-préfecture	Nom Village	Long W	Lat. N	NS initial	NS corrigé	Cote (m)	niveau d'eau (m)
Buyo	Sagboya	6,88	6,05	6,90	6,82	120	113,18
Buyo	Gnaboya	6,95	6,08	2,60	2,57	210	207,43
Buyo	Gnaboya	6,95	6,08	5,80	5,73	210	204,27
Buyo	Dapeoua	6,81	6,14	20,90	21,73	198	176,27
Buyo	Dapeoua	6,75	6,22	14,40	14,97	198	183,03
Buyo	Gbily	6,95	6,23	3,70	3,03	192	188,97
Buyo	Ville	6,88	6,2500	18	22,19	180	150,81
Buyo	Koffikankro	6,98	6,32	12,8	12,10	223	210,90
Buyo	Maya	6,95	6,34	10,60	11,02	213	201,98
Buyo	Assamoikro	6,93	6,35	14,90	15,49	235	219,51
Buyo	Belle-ville	6,88	6,1728	18	22,19	177	154,81
Buyo	Sagboya	6,92	5,96	5,10	5,04	218	212,96
Buyo	Logbozoa	6,93	6,20	8,90	9,25	189	179,75
Buyo	Logbozoa	6,93	6,20	11,10	11,27	189	177,73
Buyo	Assamoikro	6,82	6,18	21,00	21,83	238	216,17
Buyo	Gribouo	6,92	6,18	4,20	3,44	195	191,56
Buyo	Kodaya	6,97	6,02	4,40	4,35	200	195,65
Buyo	Kodaya	6,97	6,02	9,10	8,99	211	202,01
Grand-Zatry	Koreyo	6,59	5,92	9,4	11,59	189	177,41
Grand-Zatry	Ouréyo	6,59	6,02	10,80	11,23	207	195,77
Grand-Zatry	Oureyo	6,59	6,0167	13,80	13,02	207	193,98
Grand-Zatry	Pitigoa2	6,78	6,12	11,60	9,51	164	154,49
Grand-Zatry	Pitigoa2	6,78	6,1167	11,60	9,51	163	153,49
Grand-Zatry	Pitigoa2	6,78	6,12	8,60	9,84	163	153,16
Grand-Zatry	Pitigoa1	6,71	6,12	5,90	5,99	176	170,01
Grand-Zatry	Pitigoa1	6,71	6,12	13,50	13,71	170	156,29
Grand-Zatry	Grand-Zatry	6,53	6,13	17,80	18,50	199	180,50
Grand-Zatry	Grand-Zatry	6,53	6,13	21,40	22,25	199	176,75
Grand-Zatry	Kipri	6,46	6,13	7,90	8,21	220	211,79
Grand-Zatry	Seribouo	6,44	6,13	16,70	19,11	200	180,89
Grand-Zatry	Seribouo	6,44	6,13	22,80	23,70	200	176,30
Grand-Zatry	Gadao	6,43	6,16	8,60	9,84	239	229,16
Grand-Zatry	Bagolieoua	6,53	6,18	14,70	15,28	226	210,72
Grand-Zatry	Gadao	6,43	6,18	10,90	11,33	239	227,67
Grand-Zatry	Kotabléoua 2	6,52	6,2137	4,56	4,31	258	253,69
Grand-Zatry	Zougouzoa	6,61	6,22	18,70	19,44	188	168,56
Grand-Zatry	Sokozaa	6,63	6,23	20,90	17,13	173	155,87
Grand-Zatry	Sokozaa	6,63	6,23	21,60	22,45	173	150,55
Grand-Zatry	Gbaléguhé	6,51	6,2447	12	14,80	221	206,20
Grand-Zatry	Zakuéoua	6,51	6,25	14,10	14,66	227	212,34
Grand-Zatry	Zakuéoua	6,51	6,25	16,90	17,57	228	210,43
Grand-Zatry	Kakuéoua	6,58	6,28	13,90	14,45	175	160,55
Méagui	Gnititoidji	6,53	5,35	6,80	7,07	118	110,93
Méagui	Tereagui	6,57	5,4083	8,40	8,73	120	111,27
Méagui	Méagui	6,58	5,42	8,40	8,73	132	123,27
Méagui	Kragui	6,64	5,44	12,49	11,81	155	143,19

Annexe 4: Données de forages du département de Soubré

Sous-préfecture	Nom village	Long W	Lat. N	NS initial	NS corrigé	Cote (m)	niveau d'eau (m)
Méagui	Negréadji	6,51	5,4438	6,64	8,19	108	99,81
Méagui	Mission-St Pierre	6,70	5,4569	19,04	18,00	188	170,00
Méagui	Abokouamékro	6,56	5,4823	7,10	8,75	128	119,25
Méagui	Zongokro	6,70	5,4875	16	15,12	226	210,88
Méagui	Touadji1	6,59	5,50	7,00	7,28	98	94,72
Méagui	Touadji2	6,59	5,50	8,10	6,64	108	101,36
Méagui	Guiré	6,60	5,53	3,70	3,85	90	86,15
Méagui	Koréagui	6,60	5,54	4,70	3,85	106	102,15
Méagui	Ancien-koréagui	6,59	5,5502	10,3	9,74	100	90,26
Méagui	Oupoyo	6,59	5,56	0,30	0,31	80	79,69
Méagui	Oupoyo	6,59	5,56	4,00	4,16	87	82,84
Méagui	Opagui	6,56	5,5906	0,5	0,47	81	80,53
Méagui	Oupoyo	6,59	5,59	9,10	7,46	110	102,54
Méagui	Gblétia	6,63	5,6328	7,97	9,83	111	101,17
Méagui	Gblétia ii	6,63	5,6355	6	7,40	106	98,60
Méagui	Gnipi	6,64	5,64	2,70	2,81	153	150,19
Méagui	Gnakoragui	6,63	5,70	11,60	9,51	157	147,49
Méagui	Galéa	6,64	5,77	7,50	7,80	158	150,20
Méagui	Galéa	6,64	5,77	12,80	13,31	161	147,69
Méagui	Kpehiri	6,62	5,79	3,40	3,53	130	126,47
Méagui	Koperagui	6,66	5,7932	8	7,56	155	147,44
Méagui	Johin	6,79	5,8059	8,3	10,23	205	194,77
Méagui	Adamagui	6,83	5,87	14,66	13,86	178	164,14
Méagui	Gnogboyo	6,41	5,8833	5,80	4,75	151	146,25
Méagui	Krohon	6,59	6,27	9,20	9,56	200	190,44
Méagui	Amanikoffikro	6,96	6,3248	14,76	12,54	228	215,46
Soubré	Tayo	6,35	5,60	7,90	8,02	99	90,98
Soubré	Cedar	6,66	5,6556	6	5,67	123	117,33
Soubré	Doboko	6,23	5,68	16,10	16,74	139	122,26
Soubré	Gragbazo	6,23	5,70	13,50	14,03	154	139,97
Soubré	Okrouyo	6,40	5,7222	5,40	4,43	152	147,57
Soubré	Degaullekro	6,56	5,72	9,13	10,13	198	187,87
Soubré	Ottawa	6,31	5,7306	9,30	9,19	170	160,81
Soubré	Gbalebouo	6,34	5,73	9,70	7,95	171	163,05
Soubré	Okrouyo	6,42	5,73	4,60	3,77	152	148,23
Soubré	Zogbodoua	6,32	5,74	12,30	12,49	161	148,51
Soubré	Sipef-ci	6,40	5,7618	7,30	5,98	188	182,02
Soubré	Koudouyo	6,51	5,76	7,60	7,90	111	103,10
Soubré	Baleyo	6,55	5,76	7,60	7,90	126	118,10
Soubré	Baleyo	6,55	5,7627	7,60	7,90	126	118,10
Soubré	Kpada	6,48	5,78	10,80	11,23	111	99,77
Soubré	Babayeroua	6,45	5,79	16,90	17,57	142	124,43
Soubré	Gripazo	6,60	5,81	4,70	4,89	153	148,11
Soubré	Lazoa	6,43	5,83	12,30	10,08	134	123,92
Soubré	Guimeyo	6,31	5,83	19,70	20,48	170	149,52
Soubré	Lessiri	6,54	5,84	13,10	10,74	136	125,26
Soubré	Badayo	6,64	5,86	12,40	12,89	151	138,11
Soubré	Koda	6,51	5,8648	13,1	16,15	138	121,85
Soubré	Gnogboyo	6,41	5,88	5,10	4,81	150	145,19
Soubré	Niapayo 1	6,30	5,88	8,20	8,52	178	169,48

Annexe 4: Données de forages du département de Soubré

Sous-préfecture	Nom village	Long W	Lat. N	NS initial	NS corrigé	Cote (m)	niveau d'eau (m)
Soubré	Niapayo 1	6,30	5,8833	22,00	20,75	178	157,25
Soubré	Obrouayo	6,65	5,89	10,70	10,57	178	167,43
Soubré	Obrouayo	6,65	5,89	11,90	12,37	183	170,63
Soubré	Obrouayo	6,65	5,89	14,20	14,76	183	168,24
Soubré	Zergbeu	6,60	5,89	9,60	9,98	182	172,02
Soubré	Tapeyo	6,59	5,91	11,10	11,54	166	154,46
Soubré	Koreyo	6,59	5,92	12,90	12,75	188	175,25
Soubré	Lessiri	6,49	5,92	8,50	6,97	140	133,03
Soubré	Koziayo ii	6,34	5,9249	4,67	3,42	182	178,58
Soubré	Koziayo	6,35	5,94	8,10	6,64	208	201,36
Soubré	Yabayo	6,60	5,94	1,70	1,77	190	188,23
Soubré	Yabayo	6,60	5,94	8,70	9,04	179	169,96
Soubré	Yacolidabouo	6,55	5,95	15,70	17,96	184	166,04
Soubré	Ourégbabré	6,55	5,9565	9,28	8,77	198	189,23
Soubré	Yabayo	6,61	5,9577	70,00	51,32	179	127,68
Soubré	Sayo	6,34	5,96	18,80	17,74	228	210,26
Soubré	Sayo	6,34	5,96	20,50	21,31	228	206,69
Soubré	Yacolo	6,49	5,98	10,40	10,81	160	149,19
Soubré	Yacolo	6,49	5,98	12,80	12,65	160	147,35
Soubré	Bakayo	6,42	5,98	4,00	3,77	110	106,23
Soubré	Bakayo	6,42	5,98	7,90	8,21	110	101,79
Soubré	Liliyo	6,37	6,00	8,80	9,15	212	202,85
Soubré	Liliyo	6,37	6,00	11,00	11,43	212	200,57
Soubré	Koméayo	6,39	6,0067	17,83	13,07	200	186,93
Soubré	Konédougou	6,67	6,04	8,00	6,56	198	191,44
Soubré	Mayo	6,42	6,07	12,80	12,65	200	187,35
Soubré	Mayo	6,40	6,10	12,80	12,65	200	187,35
Soubré	Gabaguhé	6,57	6,1954	15,78	14,91	230	215,09

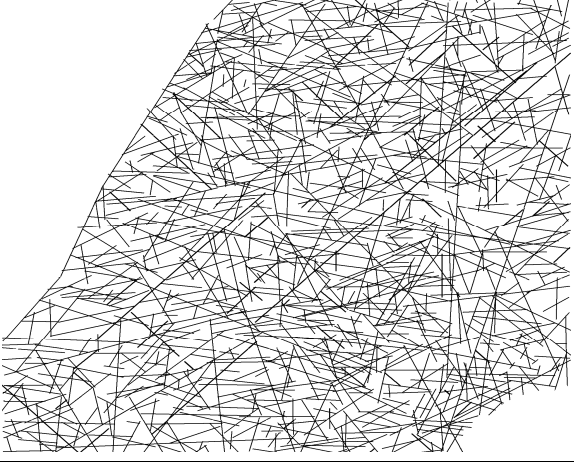

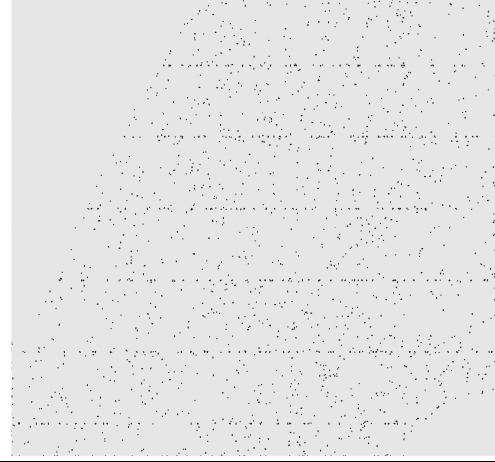
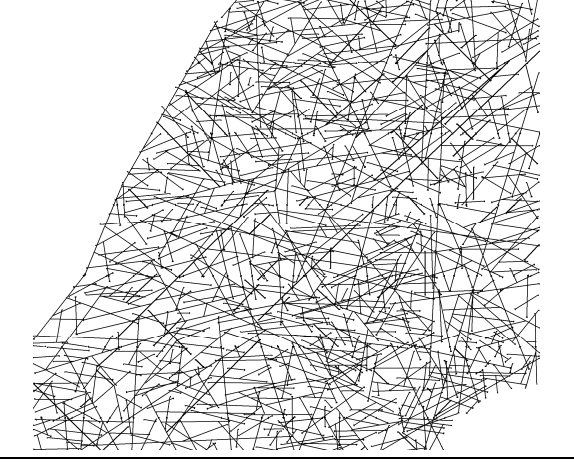
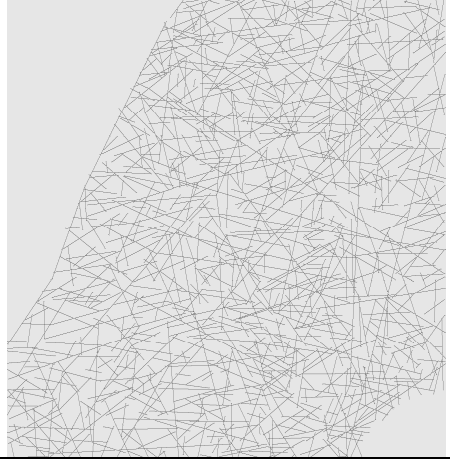
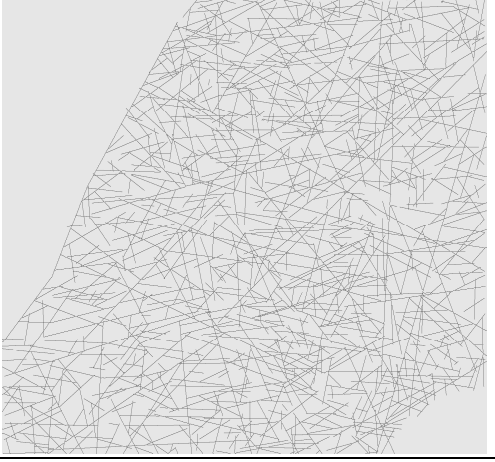
		
<p>image 0 Image binaire obtenue après un «Seuillage» de l'image initiale en niveau de gris. Quelques linéaments sont artificiellement sectionnés par des lignes horizontales.</p>	<p>image 1 La fonction «Squelette» appliquée sur l' « image 0 » réduit l'épaisseur des linéaments à 1 pixel.</p>	<p>image 2 Extraction des points extrêmes des squelettes avec la fonction « End Points », suivie de 3 dilatations des points ainsi obtenus</p>
		
<p>image 3 L'« Union » des images « 0 » et « 2 » permet la connexion des linéaments artificiellement segmentés.</p>	<p>image 4 La fonction «Squelette» appliquée sur l'image « 3 » réduit l'épaisseur des linéaments à 1 pixel.</p>	<p>image 5 : réseau total Fonction «Ebarbulage» réitérée 14 fois sur l'image «4» pour supprimer les petites ramifications indésirables liées à la fonction « Squelette ».</p>



image 6 : réseau de base
Suppression de tous les segments possédants 1 ou 2 extrémités libres par « Ebarbulages » réitérés de l'image « 5 » jusqu'à l'idempotence



image 7 : réseau de base et impasses
« Reconstruction » de l'image « 5 » à partir de l'image « 6 » en tant que germe et de l'image « 5 » en tant que modèle.



image 9 : impasses
Linéaments «impasses» obtenus avec la fonction «Différence Logique» appliquée aux images « 7 » et « 6 ».

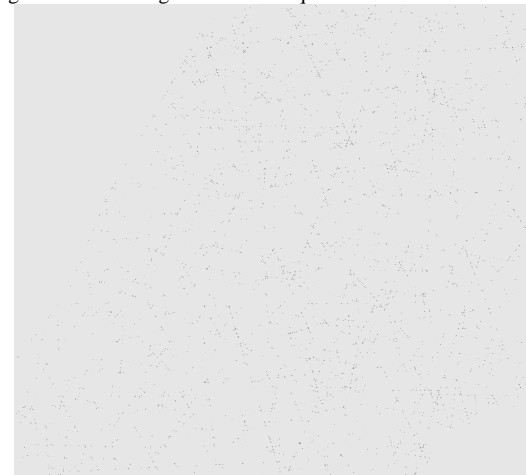


image 10
Extraction des points « Triples » dans l'image « 6 ».

1	x
x	1 1
1	x

Image 8 : segments isolés
Linéaments « isolés » obtenus avec la fonction « Différence Logique » appliquée aux images « 5 » et « 7 ».



image 11 : segmentation du réseau
La fonction «Union Exclusive», entre les images «6» et «10», supprime les «points triples» dans le réseau de base



image 12
Fonction «Ebarbulage» (réitérée 10 fois) appliquée sur l'image «11» ; cette opération enlève 10 pixels à toutes les extrémités des segments.



image 13
La «Reconstruction» de l'image «11» à partir de l'image «12» permet de supprimer les très petits segments présents dans l'image «11».

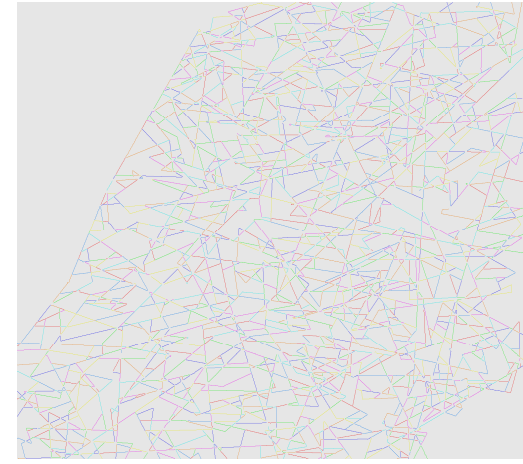


image 14
La fonction « Label » appliquée sur l'image « 13 » permet de réaliser des mesures individuelles sur chaque segment.



image 15
Image « Négatif » de l'image « 6 ». Tous les blocs sont au niveau 1et le réseau de base au niveau 0.

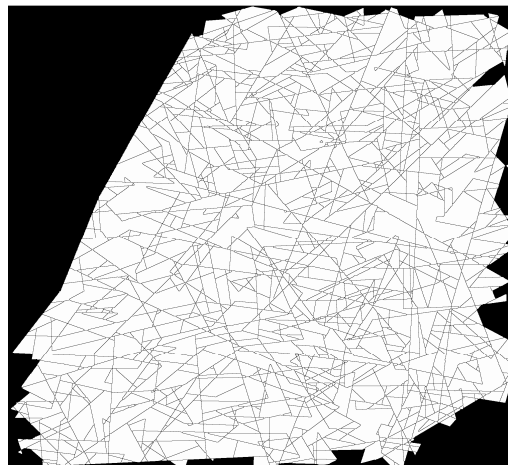


image 16
Suppression des blocs connectés aux contours de l'image « 15 ».

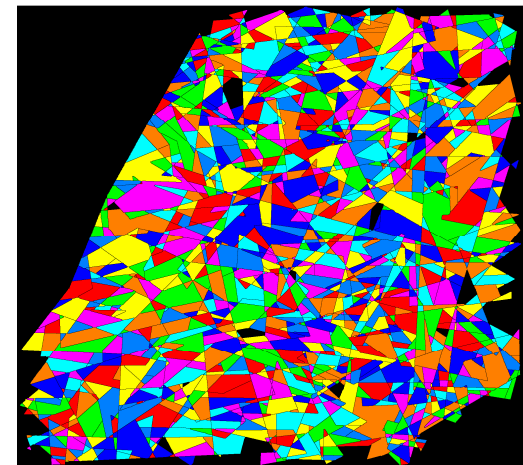


Image 17
La fonction « Label » appliquée sur l'image « 16 » permet de mesurer individuellement tous les blocs.

Figure 1. : Caractérisation des blocs

**Tableau IV. : Résultats des paramètres numériques obtenus après traitement d'image
(50 premiers segments)**

Nombre de seg (unité)	Diamètre équivalent (km)	Long (km)	Orientation Longueur (degré)	Largeur (km)	Périmètre (km)	Σ cumul des longs de segments (km)	Orientation Long (degré)
1	0,292	2,175	54	0,027	0,224	687,85	0,00
2	0,082	0,167	54	0,008	0,018	556,00	18,00
3	0,218	1,124	36	0,019	0,125	494,57	36,00
4	0,161	0,632	162	0,012	0,069	262,30	54,00
5	0,107	0,274	36	0,011	0,030	283,70	72,00
6	0,101	0,305	126	0,009	0,027	246,60	90,00
7	0,208	1,084	126	0,022	0,113	280,78	108,00
8	0,178	0,887	72	0,018	0,084	254,90	126,00
9	0,095	0,246	108	0,006	0,024	269,76	144,00
10	0,151	0,544	36	0,014	0,060	573,91	162,00
11	0,158	0,613	162	0,010	0,066		
12	0,126	0,444	108	0,008	0,042		
13	0,168	0,698	36	0,010	0,075		
14	0,139	0,519	72	0,012	0,051		
15	0,181	0,916	108	0,007	0,087		
16	0,318	1,530	54	0,113	0,266		
17	0,344	3,118	72	0,047	0,310		
18	0,261	1,577	18	0,021	0,179		
19	0,305	2,267	162	0,037	0,245		
20	0,101	0,246	18	0,006	0,027		
21	0,151	0,529	162	0,013	0,060		
22	0,307	2,207	18	0,024	0,248		
23	0,233	1,264	144	0,040	0,143		
24	0,130	0,454	54	0,012	0,045		
25	0,187	0,840	18	0,012	0,093		
26	0,181	0,866	90	0,006	0,087		
27	0,301	2,192	162	0,030	0,239		
28	0,161	0,742	126	0,014	0,069		
29	0,223	1,194	36	0,008	0,131		
30	0,231	1,152	18	0,032	0,140		
31	0,158	0,689	108	0,007	0,066		
32	0,126	0,215	54	0,018	0,042		
33	0,158	0,595	18	0,009	0,066		
34	0,270	1,767	162	0,023	0,191		
35	0,135	0,425	162	0,012	0,048		
36	0,184	0,884	54	0,014	0,090		
37	0,425	4,295	18	0,013	0,475		
38	0,261	1,622	18	0,023	0,179		
39	0,318	1,784	18	0,062	0,266		
40	0,095	0,246	18	0,006	0,024		
41	0,147	0,542	144	0,012	0,057		
42	0,226	1,217	162	0,011	0,134		
43	0,095	0,255	72	0,007	0,024		
44	0,147	0,604	108	0,007	0,057		
45	0,414	4,032	36	0,055	0,451		
46	0,112	0,323	126	0,009	0,033		
47	0,178	0,756	162	0,015	0,084		
48	0,161	0,642	18	0,015	0,069		
49	0,196	0,955	0	0,012	0,101		
50	0,236	1,370	162	0,021	0,146		

**Tableau V. : Résultats des paramètres numériques obtenus après traitement d'image
(50 premiers blocs)**

Nombre de bloc Unité	Diamètre équivalent (Km)	Orientation Longueur (degré)	Périmètre (Km)	Longueur (Km)	Largeur (Km)	Surface (Km²)
1	2,21	18	11,82	4,23	1,36	3,83
2	1,75	0	9,04	3,28	1,30	2,42
3	0,76	144	3,67	1,22	0,55	0,46
4	0,77	144	3,34	1,00	0,81	0,46
5	0,99	162	5,37	2,10	0,72	0,76
6	0,60	18	2,93	1,10	0,51	0,28
7	0,76	36	3,55	1,19	0,72	0,45
8	0,51	54	2,33	0,79	0,48	0,20
9	2,14	18	13,97	4,85	1,28	3,61
10	0,99	18	5,16	1,85	0,74	0,76
11	1,15	162	5,28	1,77	0,93	1,04
12	3,54	54	19,13	5,84	3,12	9,84
13	2,72	0	15,91	4,42	2,61	5,82
14	1,43	54	6,24	2,05	1,37	1,61
15	1,51	18	7,19	2,52	1,31	1,79
16	0,68	162	3,34	1,24	0,54	0,37
17	0,85	54	4,33	1,45	0,73	0,56
18	1,24	126	5,52	1,91	1,07	1,20
19	0,96	126	5,34	1,92	0,79	0,73
20	0,13	126	0,42	0,17	0,15	0,01
21	0,85	18	4,09	1,52	0,72	0,57
22	2,10	18	11,16	4,40	1,25	3,46
23	2,01	162	8,87	3,02	1,46	3,17
24	1,03	126	4,90	1,78	0,83	0,84
25	2,06	162	8,72	3,07	1,49	3,32
26	0,83	126	3,58	1,33	0,62	0,55
27	0,23	144	0,90	0,36	0,22	0,04
28	0,62	36	2,42	0,85	0,51	0,30
29	0,28	72	1,10	0,37	0,27	0,06
30	0,89	18	3,64	1,15	0,81	0,62
31	0,75	18	3,52	1,11	0,78	0,44
32	0,42	18	1,94	0,76	0,30	0,14
33	0,70	18	3,25	1,02	0,69	0,38
34	0,86	144	4,03	1,20	0,96	0,58
35	0,61	162	3,28	1,21	0,40	0,29
36	0,82	126	3,94	1,29	0,70	0,52
37	0,54	54	2,63	0,86	0,54	0,23
38	1,88	0	8,93	2,84	1,67	2,78
39	1,99	162	9,19	2,68	2,08	3,12
40	0,46	108	2,06	0,76	0,39	0,17
41	0,57	18	2,57	0,84	0,51	0,26
42	0,98	54	4,24	1,27	0,99	0,75
43	2,07	18	10,33	3,69	1,43	3,38
44	0,78	108	3,70	1,14	0,71	0,48
45	0,71	162	3,13	1,02	0,59	0,40
46	1,62	18	10,21	3,73	1,07	2,07
47	0,15	126	0,48	0,19	0,15	0,02
48	2,25	162	11,61	4,02	1,73	3,99
49	0,73	54	3,94	1,22	0,70	0,42
50	1,10	144	4,63	1,49	1,09	0,95

6.1. Généralités sur les équations calco-carbonique

Nous présentons d'après la littérature les différentes équations qui entrent dans le calcul des paramètres du système calco-carbonique.

$$K_0 = \frac{{}^mCO_2}{PCO_2} \Rightarrow {}^mCO_2 = K_0 PCO_2$$

$$K_1 = \frac{(HCO_3^-)(H^+)}{CO_{2aq}} \rightarrow CO_{2aq} = \frac{(HCO_3^-)}{K_1}$$

$${}^mCO_2 \text{ et } CO_{2aq} \text{ étant équivalentes, on peut écrire : } K_0 PCO_2 = \frac{(HCO_3^-)(H^+)}{K_1}$$

$$\log PCO_2 = \log(H^+) + \log(HCO_3^-) + \log K_1 - \log K_0$$

$$\log PCO_2 = \log(HCO_3^-) - pH - \log K_1 - \log K_0$$

$$\log PCO_2 = \log^a HCO_3^- - pH - \log K_1 - \log K_0$$

$$\text{On en déduit la concentration du } CO_2 : \log {}^m CO_{2aq} = \log K_0 + \log PCO_2$$

Nous savons qu'une millimole ($10^{-3} \text{ mol.L}^{-1}$) de CO_2 libre pèse 44 mg/L.

Ainsi : $10^{-3} \longrightarrow 44 [CO_2]$ en mg/L

$${}^a CO_{2aq} = 10^{\log^a CO_2} = A(\text{mol.L}^{-1}) ;$$

$$[CO_2] = \frac{44.A}{0,001} = 44.A.10^3$$

avec ${}^a HCO_3^-$: activité du bicarbonate ; K_0 : constante de dissolution du CO_2 dans l'eau ;

6.1.1. Indice de saturation de l'eau par rapport à la calcite (ISC) et à la dolomite (ISD)

Les indices de saturation sont calculés par la formule suivante :

$$IS = \log(CO_3^{2-}) + \log(Me^{2+}) - \log K_s$$

Cette formule est utilisée dans le calcul de l'ISD et de l'ISC. Dans le cas de la calcite on a :

$$ISC = \log(CO_3^{2-}) + \log(Ca^{2+}) - \log K_c$$

Dans le cas de la dolomite on a : $ISD = 2\log(CO_3^{2-}) + \log(Ca^{2+}) + \log(Mg^{2+}) - \log K_D$

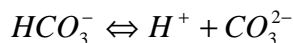
où $ISD = pK_D + 2(pH - pK_2 + \log({}^a HCO_3^-) + \log({}^a Ca^{2+}) + \log({}^a Mg^{2+})$

avec K_D : constante de dissociation de la dolomie.

6.1.2 pH d'équilibre (pHeq)

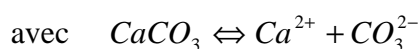
Le pH d'équilibre est un paramètre issu du calcul du système calco-carbonique.

Il correspond à la valeur qu'aurait le pH mesuré si les eaux étaient en équilibre avec la calcite pour une activité de HCO_3^- inchangée.



$$\text{Avec : } K_2 = \frac{(\text{CO}_3^{2-})(\text{H}^+)}{\text{HCO}_3^-} \quad (\text{H}^+) = K_2 \frac{(\text{HCO}_3^-)}{(\text{CO}_3^{2-})}$$

où (H^+) est l'activité de l'ion H^+ : $\text{pHeq} = \log(\text{H}^+) = -\log K_2 - \log(\text{HCO}_3^-) + \log(\text{CO}_3^{2-})$ or $\log K_2 = \log(\text{CO}_3^{2-}) - \text{pH} - \log(\text{HCO}_3^-)$



$$K_c = \frac{(\text{Ca}^{2+})(\text{CO}_3^{2-})}{\text{CaCO}_3} ; \text{ or } (\text{CO}_3^{2-}) = K_c \cdot (\text{CaCO}_3) / \text{Ca}^{2+} ; (\text{CaCO}_3) = 1 \text{ et}$$

$\log(\text{CO}_3^{2-}) = \log K_c - \log(\text{Ca}^{2+})$; ainsi

$$\text{pHeq} = \text{p}K_2 - (\text{p}K_c + \log^a \text{HCO}_3^- + \log^a \text{Ca}^{2+})$$

avec a : activité des ions HCO_3^- et Ca^{2+} ; K_2 : deuxième constante d'activité de H_2CO_3 ;

K_c : constante de dissolution de la calcite.

6.2 Résultats des paramètres physico-chimiques

Nous présentons la distribution de la balance ionique des eaux analysées. Cette distribution peut être ajustée par loi normale.

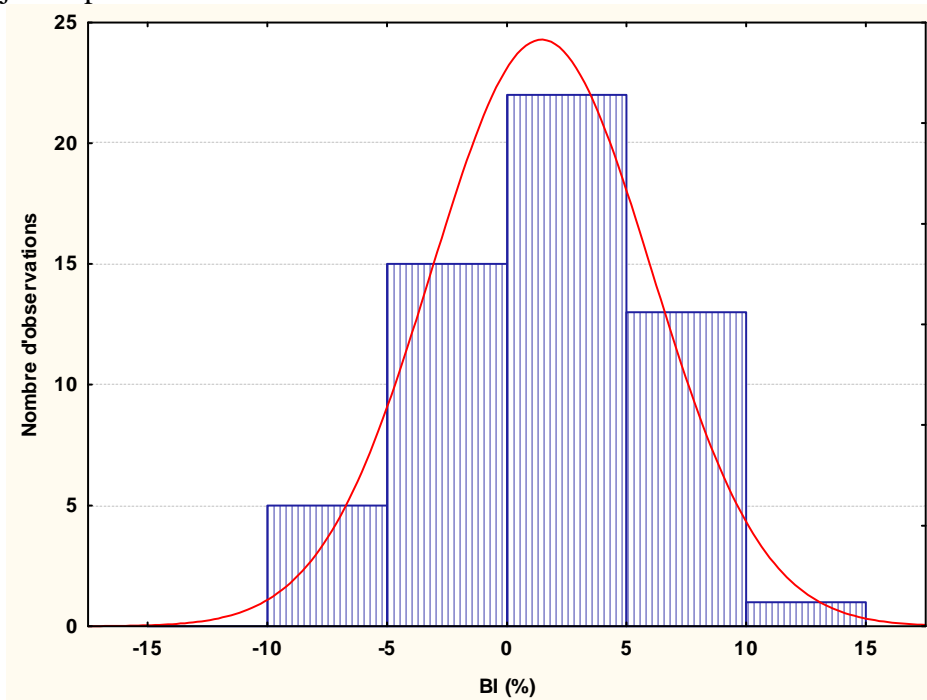


Figure 2. : Distribution de la balance ionique des eaux échantillonnées

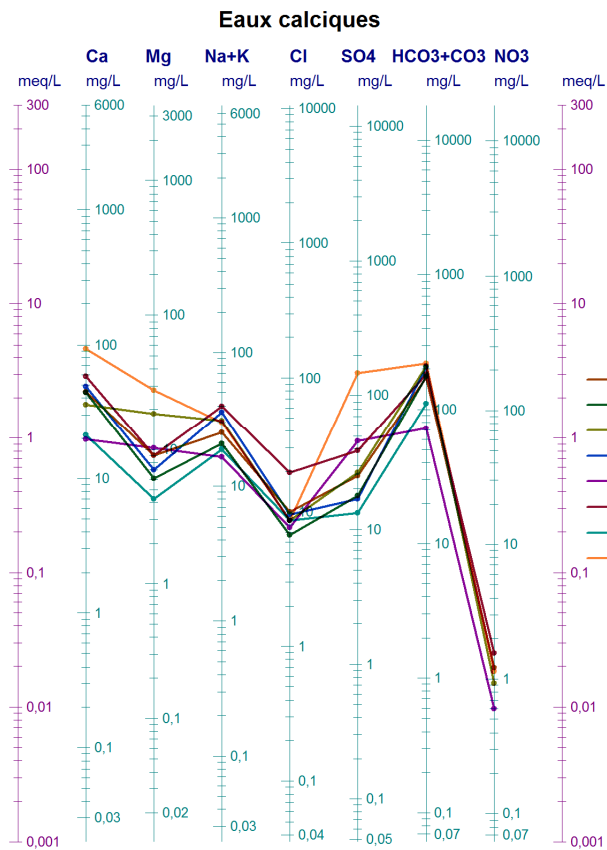
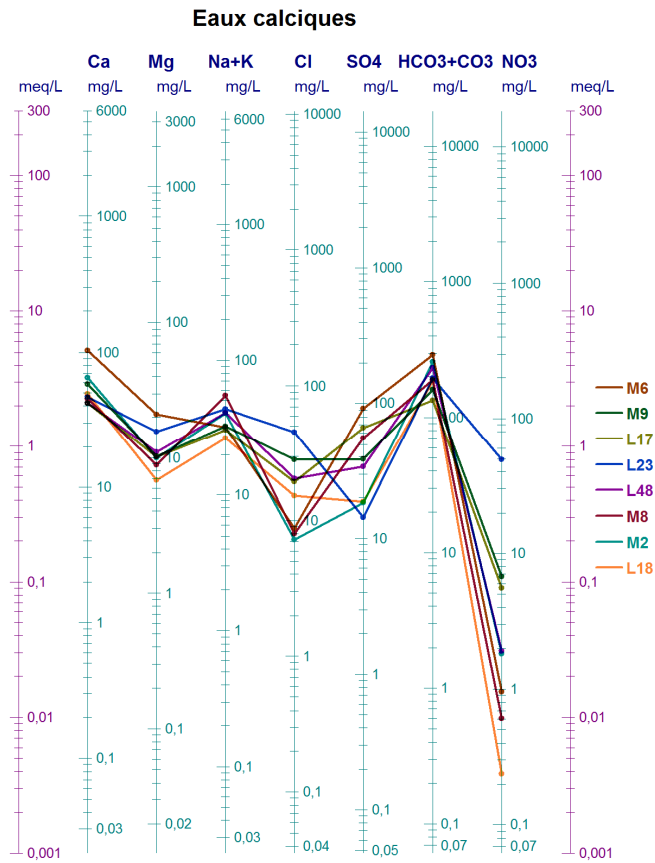


Figure 3. : Représentation des eaux calciques dans le diagramme de Schoeller-Berkaloff.

Tableau VI. : Rapports des paramètres chimiques des eaux souterraines échantillonnées

N°	Code	Pole	Na+K	Na/K	Ca+Mg	Mg/Ca	HCO ₃ /Ca	Mg/HCO ₃	Na/Cl	SO ₄ /Ca	SO ₄ /Cl	SO ₄ /HCO ₃
1	L47	Psa	1,15	6,77	1,23	0,20	0,68	0,29	3,11	1,20	3,78	1,75
2	M18	Psa	1,32	5,06	1,66	0,40	0,94	0,43	4,07	1,11	4,83	1,17
3	M2	Pca	1,49	3,03	4,09	0,25	1,30	0,19	5,50	0,12	1,88	0,09
4	L31	Pca	1,17	3,63	3,29	0,86	1,94	0,44	3,76	0,31	2,25	0,16
5	L35	Pca	1,43	7,47	3,01	0,24	1,32	0,18	4,67	0,14	1,30	0,11
6	L13	Pca	1,41	2,52	2,32	1,16	0,95	1,22	1,09	0,16	0,19	0,17
7	L32	Pca	0,84	7,70	2,69	0,23	1,31	0,17	3,93	0,17	1,97	0,13
8	L23	Pca	1,77	9,63	3,62	0,55	1,38	0,40	1,26	0,13	0,23	0,09
9	L48	Pca	1,52	2,89	3,00	0,43	1,82	0,24	1,95	0,34	1,22	0,19
10	L42	Pca	0,71	3,45	1,41	0,33	1,72	0,19	2,26	0,26	1,14	0,15
11	L18	Pca	1,00	3,57	3,00	0,23	1,25	0,18	1,81	0,16	0,90	0,13
12	L19	Pca	0,91	2,38	2,96	0,33	1,29	0,26	2,27	0,23	1,85	0,18
13	L41	Pca	1,22	1,57	2,87	1,24	2,49	0,50	1,83	0,31	0,98	0,12
14	L39	Psc	2,46	11,70	9,44	3,01	1,18	2,54	12,54	3,46	45,16	2,93
15	L11'	Psc	0,51	0,44	4,48	0,81	0,84	0,97	0,21	1,11	3,70	1,33
16	M15	Psc	1,99	6,46	12,08	0,43	0,72	0,60	3,15	0,99	15,28	1,38
17	L10	Pal	1,65	12,57	0,77	1,54	2,84	0,54	1,78	1,54	0,54	0,54
18	L11	Pal	2,22	2,17	1,14	1,11	1,19	0,94	1,32	0,34	0,16	0,28
19	SAO	Pal	4,00	15,41	1,10	0,53	2,41	0,22	5,82	1,02	1,14	0,42
20	L14	Pal	1,84	5,20	0,72	0,67	1,73	0,39	6,65	2,33	4,35	1,35
21	L44	Pal	0,80	1,93	0,54	0,73	0,88	0,83	1,30	0,40	0,31	0,45
22	L46	Pal	1,01	1,20	0,54	0,45	1,90	0,24	3,40	1,97	4,50	1,04
23	L6	Pal	0,88	3,57	0,47	0,64	1,93	0,33	3,80	1,59	2,50	0,82
24	L2	Mca-al	1,48	11,86	1,77	1,47	1,40	1,05	1,64	1,18	1,01	0,84
25	L43	Mca-al	1,38	2,63	1,67	1,31	2,03	0,65	3,07	0,72	1,60	0,35
26	L34	Mca-al	1,07	3,80	1,41	1,00	2,27	0,44	4,48	0,43	1,59	0,19
27	L28	Mca-al	1,78	5,39	1,30	2,27	0,83	2,74	1,30	1,88	0,65	2,27
28	L38	Mca-al	1,14	2,26	0,95	2,24	3,56	0,63	3,65	3,19	4,31	0,90
29	L37	Mca-al	0,46	2,88	0,66	1,12	2,08	0,54	2,54	0,55	1,25	0,26
30	L4	Mca-al	2,45	3,45	2,58	1,59	4,23	0,37	6,02	0,79	2,50	0,19
31	L24	Mca-al	1,07	6,50	1,48	0,86	2,49	0,34	1,79	0,27	0,41	0,11
32	L54	Mca-al	1,26	2,98	1,20	0,84	2,15	0,39	3,87	0,85	2,29	0,40
33	L56	Mca-al	1,68	15,68	1,71	1,39	2,82	0,49	1,70	0,72	0,55	0,25
34	L12	Mca-al	1,22	2,29	1,07	0,96	2,00	0,48	2,26	1,35	1,96	0,67
35	M5	Mca-al	1,29	7,32	0,89	0,81	1,22	0,66	3,60	2,09	3,26	1,72
36	M1	Mca-al	1,08	1,82	0,90	0,44	1,23	0,36	7,71	1,52	10,59	1,24
37	M11	Mca-al	1,94	2,33	2,24	0,31	0,93	0,33	2,32	0,45	1,30	0,48
38	M10	Mca-al	1,58	5,65	2,23	1,12	2,26	0,49	2,77	0,50	1,08	0,22
39	M8	Mca-al	2,10	4,19	2,98	0,32	1,38	0,23	7,50	0,51	5,07	0,37
40	M4	Mca-al	1,37	5,52	1,23	1,76	4,43	0,40	10,31	1,68	6,66	0,38
41	L16'	Mca-sc	1,31	3,18	3,28	0,87	0,90	0,96	0,53	0,42	0,39	0,47
42	L16	Mca-sc	2,07	4,74	3,02	0,79	1,30	0,61	1,10	0,38	0,42	0,30
43	L17	Mca-sc	1,24	8,02	2,92	0,40	1,04	0,38	2,04	0,66	2,54	0,63
44	L36	Mca-sc	0,60	1,37	2,29	1,95	1,19	1,64	0,33	0,47	0,35	0,39
45	K2	Mca-sc	1,01	2,85	2,75	2,15	3,01	0,71	1,84	1,28	2,75	0,42
46	L8**	Mca-sc	2,06	1,67	8,09	3,93	4,23	0,93	2,98	1,54	5,82	0,36
47	L40	Mca-sc	0,61	3,08	1,82	0,86	1,21	0,71	2,13	0,97	4,40	0,80
48	M6	Mca-sc	1,22	4,31	6,36	0,38	1,02	0,37	4,01	0,42	7,74	0,41
49	M9	Mca-sc	1,01	7,21	3,74	0,29	0,92	0,32	0,99	0,28	0,89	0,30
50	M12	Mca-sc	1,34	1,43	3,64	0,25	1,04	0,24	1,43	0,28	1,47	0,27
51	M3	Mca-sc	1,16	4,43	6,86	0,49	0,89	0,56	3,92	0,66	12,54	0,75

N°	Code	Pole	Na+K	Na/K	Ca+Mg	Mg/Ca	HCO ₃ /Ca	Mg/HCO ₃	Na/Cl	SO ₄ /Ca	SO ₄ /Cl	SO ₄ /HCO ₃
52	M7	Mca-sc	1,71	4,25	2,64	0,65	0,96	0,68	1,61	0,62	1,15	0,64
53	M16	Mca-sc	1,48	4,85	1,88	0,40	1,04	0,38	2,01	0,57	1,25	0,55

Tableau VII. : Résultats des paramètres calco-carboniques calculés.

Code	Localités	Pôles	IsC	IsD	PCO2 atm*10 ⁻²	Code	Localités	Pôles	IsC	IsD	PCO2 atm*10 ⁻²
M11	Adamagui	Mca-al	-1,57	-3,5	5,81	M7	SIPEF-CI	Mca-cs	-1,27	-2,55	2,70
L37	Amanikoffikro	Mca-al	-1,76	-3,33	0,30	M12	Johin	Pca	0,12	-0,19	0,70
L12	Ancien koréagui	Mca-al	-1,62	-3,1	1,02	L16'	Touadji II	Mca-cs	-0,58	-1,09	0,56
M1	Bakayo	Mca-al	-1,62	-3,45	0,60	L11	Gletia	Pal	-1,83	-3,45	0,56
M10	Baleyo	Mca-al	-0,62	-1,04	0,88	L10	Gnipi II	Pal	-2	-3,66	0,89
L4	Gbalebouo	Mca-al	-0,35	-0,33	1,38	SAO	Gripazo	Pal	-0,75	-1,59	0,46
L2	Gnogboyo	Mca-al	-1,31	-2,26	0,64	L6	Koudouyo	Pal	-1,6	-3,24	0,14
L34	Gribouo	Mca-al	-1,77	-3,4	3,89	L44	Oureyo	Pal	-2,04	-4,07	0,11
M5	Guimeyo	Mca-al	-1,24	-2,4	0,13	L14	Téregui II	Pal	-1,86	-3,74	0,69
L43	Kipri	Mca-al	-0,87	-1,48	0,42	L46	Yabayo	Pal	-1,26	-2,71	0,13
L28	Konédougou	Mca-al	-2,19	-3,87	0,25	L13	Abokouamekro	Pca	-1,64	-3,05	1,80
L24	Koperagui	Mca-al	-0,8	-1,51	0,76	L32	belleville	Pca	-0,38	-1,26	1,50
M4	Niapayo	Mca-al	-0,85	-1,31	0,47	L35	buyo ville	Pca	-0,21	-0,91	1,53
L56	Opagui	Mca-al	-0,49	-0,65	0,36	L23	Cedar	Pca	-0,55	-1,22	2,78
M8	Ottawa	Mca-al	-0,19	-0,71	1,20	L31	Dapeuoa	Pca	-0,26	-0,45	1,27
L54	Ouregbabré	Mca-al	-0,75	-1,43	0,27	L41	Gbaleguhé	Pca	-0,22	-0,18	0,77
L38	Petigoa II	Mca-al	-1,74	-2,99	0,62	L48	Koda centre	Pca	-0,58	-1,38	3,89
M16	Ahoutouagui	Mca-cs	-0,49	-1,22	0,30	M2	Komeyayo	Pca	-0,11	-0,68	2,41
L8	Degaullekro	Mca-cs	-0,77	-0,79	13,30	L42	Kotableuoa II Mission	Pca	-0,7	-1,72	0,66
L40	Gabaguhé	Mca-cs	-0,81	-1,52	0,36	L18	Pierre	St Pca	0,11	-0,27	0,61
L36	Koffikankro	Mca-cs	-1,86	-3,27	1,71	L19	Zongokro	Pca	0,09	-0,15	0,51
K2	Koziayo II	Mca-cs	-1,39	-2,3	2,13	L11'	Gletia II	Pcs	-0,99	-1,91	3,40
M9	Kpada	Mca-cs	-0,37	-1,12	1,71	L39	Grand-Zattry	Pcs	-0,41	-0,18	1,25
L17	Kragui	Mca-cs	-0,25	-0,74	0,62	M15	Negreadji	Pcs	0,76	1,31	1,28
M3	Mayo	Mca-cs	0,04	-0,06	2,11	L47	Koréyo	Pcsa	-2,05	-4,65	2,11
L16	Méadji	Mca-cs	-0,54	-1,01	0,99	M18	N'gorankro	Pcsa	-0,43	-1,08	0,16
M6	Okrouyo	Mca-cs	-0,81	-1,88	20,20						

Les photos ci-dessus ont été prises spécifiquement pour les besoins de cette thèse en 2007 et 2008.



Photo 4. Aperçu du mont Troquoy dans la localité d'Okrouyo



Photo 5. Insalubrité autour de certains forages



Photo 6. Insalubrité autour de certains forages



Photo 7. Herbicide utilisé fréquemment dans la riziculture dans le département de Soubré



Photo 8. Insecticides utilisés dans les plantations de cacao dans le département de Soubré