

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Terre solide : géodynamique des enveloppes supérieures, paléobiosphère

Formation Doctorale : Eaux continentales et sociétés

Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosociences, Environnement

présentée

par

Mahamadou KOITA.

Le 13 Juillet 2010

Titre :

**Caractérisation et modélisation du fonctionnement
hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle. Région
de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire)**

JURY

M. Hervé JOURDE	Maître de Conférences, Université Montpellier 2	Directeur
M. Issiaka SAVANE	Professeur, Université Abobo Adjamé	Directeur
M. Christian LEDUC	Directeur de Recherche, IRD	Président
M. Jean Pierre FAILLAT	Professeur, Université Brest	Rapporteur
M. Patrick LACHASSAGNE	Expert Hydrogéologue, Danone France	Rapporteur
M. Yvan ROSSIER	Professeur associé, Université Grenoble	Examineur
M. Eric SERVAT	Directeur de Recherche, IRD	Invité

Résumé

Dans la région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire), l'alimentation en eau des populations se fait essentiellement au moyen de puits et forages. Ceux-ci ont été implantés dans les aquifères du socle au cours des différentes campagnes d'hydraulique villageoise mises en place dans ce secteur. L'analyse du taux de réussite et de la productivité de ces forages montre que leur implantation n'a pas toujours été optimale. Afin d'optimiser l'implantation de nouveaux forages, il semble donc nécessaire de mieux caractériser l'hydrodynamique du socle fracturé.

A cette fin, la présente étude procède d'abord à une caractérisation géologique puis hydrogéologique de la région de Dimbokro-Bongouanou. Ensuite, sont élaborés des modèles conceptuels géologiques et hydrogéologiques, qui décrivent la structure de l'aquifère et précisent les propriétés hydrodynamiques de ses différentes couches composites. Ces modèles géologiques et hydrogéologiques permettent de simuler numériquement l'écoulement régional.

La caractérisation géologique de la région de Dimbokro-Bongouanou est basée sur une description des différentes formations géologiques de la région, des hypothèses sur leur mise en place et les cycles d'érosion et d'altération qu'elles ont subis, et une cartographie des discontinuités régionales par photo-interprétation d'image Radar rehaussée par la technique de filtrages adaptatifs. Les discontinuités identifiées sur l'image rehaussée sont validées à partir d'informations géologiques (données de fracturation mesurées à l'affleurement et données de fracturation relevées sur carte géologique).

La caractérisation hydrogéologique de la région de Dimbokro-Bongouanou est basée sur la description des aquifères de la région et l'identification du rôle des discontinuités régionales dans les écoulements souterrains. La technique proposée à cet effet consiste à analyser les corrélations entre le débit des forages et leur distance au linéament le plus proche. Il est ainsi constaté que le débit des forages est inversement proportionnel à la distance à la discontinuité la plus proche.

L'interprétation des lithologs, des données géologiques à l'affleurement et des données de résistivités électriques permet de proposer un modèle conceptuel géologique représentatif du profil d'altération type pour chaque domaine géologique de la région. En particulier, le modèle proposé décrit la structuration verticale du profil d'altération pour les trois principales formations géologiques de la région : les granites, les métasédiments et les métavolcanites.

La caractérisation de la structure de l'aquifère permet ensuite de proposer un modèle conceptuel hydrogéologique pour chacun des profils d'altération basé sur l'analyse statistique des arrivées d'eau et de l'interprétation des données d'essais par pompage de différents forages. Cela permet d'identifier pour chaque formation les profondeurs de fréquence, de densité et de débit des arrivées d'eau ainsi que les couches du profil associées aux zones de conductivité et de productivité (débit spécifique) élevées.

L'ensemble de ces informations géologiques et hydrogéologiques permet de proposer une modélisation conceptuelle de l'hydrosystème étudié (une partie du Bassin du NZI, environ 6300km²) ainsi qu'une modélisation numérique de l'écoulement, celle-ci servant de base à une réflexion sur la pertinence de l'information disponible et d'une modélisation discrète dans ce type d'environnement au vu des objectifs affichés (modèle de gestion et d'aide à la décision pour l'implantation de nouveaux forages).

Mots clés : aquifère fracturé – profil d'altération – modélisation numérique – écoulement – productivité – région de Dimbokro-Bongouanou – accidents régionaux.

Remerciements

Ce travail s'inscrit dans le cadre d'une cotutelle de thèse entre les Universités de Montpellier 2 (France) et Abobo-Adjamé (Côte d'Ivoire). Il a été réalisé dans son intégralité à l'Université de Montpellier 2, au laboratoire HydroSciences sis à la Maison des Sciences de l'Eau. Je remercie donc Monsieur Eric Servat Directeur du laboratoire HydroSciences de m'avoir accueilli au sein de son unité. Monsieur Servat a su prêter une oreille attentive à toutes mes préoccupations et rester disponible à chaque fois que je le sollicitais. Qu'il en soit infiniment remercié.

Je tiens tout particulièrement à remercier Monsieur Hervé Jourde, mon Directeur de thèse à Montpellier. Si ce travail de thèse a pu avoir un aboutissement, c'est grâce à Monsieur Jourde de par sa disponibilité et son engagement durant le déroulement de la thèse. Il a suivi et guidé toutes les étapes de ce travail. Sa porte m'a toujours été ouverte malgré son emploi très chargé. Je rappelle que cette thèse n'est financée par aucun projet et que tous les déplacements effectués sur le terrain et les analyses chimiques réalisées ont été entièrement financés par Monsieur Jourde. De plus, Monsieur Jourde n'a pas hésité à m'accompagner sur le terrain en Côte d'Ivoire malgré la situation socio-politique très tendue du pays et les risques éventuels associés. Sur le plan scientifique, l'expérience et la rigueur de Monsieur Jourde m'ont été d'un apport capital. Il m'a permis de comprendre de nombreux concepts dans le domaine de l'hydrogéologie générale et de la modélisation hydrodynamique. Il n'a pas hésité à me financer des missions pour rencontrer ses collègues spécialistes appartenant à des laboratoires extérieurs et ou même à les faire venir à Hydrosciences Montpellier pour discuter de certains aspects de la thèse. Monsieur Jourde, je pense m'arrêter là, car une page complète ne suffira pas pour vous remercier. Professeur, je vous remercie sincèrement du fond du cœur et je me souviendrai toujours de votre rigueur à travers ces termes : « pas clair, soyez précis », « qu'est ce que cela apporte comme information » etc. Que la fin de cette thèse soit le renforcement d'une collaboration entre vous et mon laboratoire d'origine.

Mes remerciements vont à l'endroit du Professeur Savané Issiaka, mon Directeur de thèse à l'Université d'Abobo-Adjamé en Côte d'Ivoire et Directeur du laboratoire Géosciences et Environnement auquel j'appartiens. Professeur Savané est celui qui a guidé et initié mes premiers pas dans le domaine de recherche. Du DEA jusqu'à cette thèse, j'ai bénéficié constamment de son soutien à tous les niveaux. Il a toujours prêté une oreille attentive à mes préoccupations. Pendant les missions de terrains en Côte d'Ivoire, il s'est toujours montré disponible et a mis à notre disposition les moyens logistiques, financiers et humains. Pendant la troisième année de la thèse, Professeur Savané est passé me voir à Montpellier pendant un mois où avons discuté de certains aspects de la thèse. Professeur, les simples mots écrits ici ne suffisent pas pour vous remercier. Certes je suis l'un de vos étudiants, mais la considération que vous avez eue à mon égard est allée au-delà de celle habituellement accordée à un étudiant. Vous me considérez comme votre fils et cela je l'ai ressenti à travers vos conseils. Sincèrement je vous dois beaucoup et je ne saurai vous remercier. Qu'Allah vous élève davantage et vous garde encore longtemps sur cette terre.

Je remercie Messieurs Faillat Jean Pierre et Lachassagne Patrick d'avoir accepté de rapporter sur mon travail de thèse. De même, je remercie Messieurs Leduc Christian, Rossier Yvan qui ont bien voulu participer à mon jury de thèse.

Je ne saurais terminer ce travail sans remercier Messieurs Koffi, Goné, Ngo et Kamagaté de l'Université d'Abobo Adjamé qui ont pris une part effective dans ce travail à travers les conseils, les suggestions et les déplacements effectués sur le terrain. Je remercie également Messieurs Saley, Lasm, Kouamé de l'Université de Cocody pour leur soutien.

Je remercie Messieurs Ruelland Denis du laboratoire Hydrosiences Montpellier, Rossier Yvan du laboratoire LTHE Grenoble, Taupin Jean Denis du laboratoire Hydrosiences Montpellier, Dewandel Benoît du BRGM, tous membres de mon comité de thèse, pour leur disponibilité et leur engagement dans ce travail. Ces messieurs ont toujours répondu à mes préoccupations de manières précises et satisfaisantes. Soyez en remerciés. Yvan, merci de m'avoir initié à la modélisation numérique sous FEFLOW et de m'avoir aussi accordé une bonne partie de ton temps pour l'aspect modélisation de la thèse. J'ai beaucoup aimé ta manière de travailler et je me souviendrai toujours du séjour que j'ai passé dans ton laboratoire à Grenoble. Je remercie également Erik Doerfinger du département de géologie de l'Université de Montpellier pour m'avoir initié aux traitements des données GPS.

Mes remerciements vont à l'endroit de Monsieur Severin Pistre, responsable de l'axe 2 milieux fracturés du laboratoire Hydrosiences pour sa collaboration dans ce travail et surtout pour les nombreuses bibliographies mises à ma disposition.

Je tiens également à remercier tout le personnel de Hydrosiences sans oublier mes amis doctorants Mathieu Coustau (le lion blessé de la France), Mathieu Le Coz (le professeur), Karima Benhattab, Saou Amid (le seul prof qui nous reste), Mbaye Moussa, Bodian Assoumana, Benhammadi Marouan et Maimouna Ibrahim avec qui j'ai passé de bons moments. J'adresse un merci particulier à Mathieu Cousteau, Mathieu Le Coz et Karima Benhattab pour leur soutien pendant la dernière ligne droite. Merci à Jean Pierre AKA et Jean Pierre Konan tous doctorants à l'Université d'Abobo Adjamé.

Ce travail n'aurait pu voir le jour sans les données fournies par l'antenne régionale de la direction de l'hydraulique de Yamoussoukro, le Centre de Cartographie et de Télédétection (CCT). Je remercie donc Monsieur Kobéna de la direction de l'hydraulique et Monsieur Ndoumé du CCT pour avoir mis à ma disposition ces différentes données.

Je remercie l'Etat de Côte d'Ivoire de m'avoir octroyé une bourse de thèse de 2006 à 2007 et la Banque Islamique de Développement (BID) pour son soutien financier de Septembre 2008 jusqu'à la fin de la thèse.

Je tiens à remercier ma très chère Awa NDIAYE et ma famille pour leur soutien et la confiance qu'elles ont placée en moi.

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre I : Modélisation structurelle et hydrodynamique des milieux fracturés	6
Introduction	6
I.1 Modélisation conceptuelle et numérique de la structure des milieux fracturés en zone de socle.....	8
I.1.1 Modélisation conceptuelle de la structure du profil d'altération	8
I.1.2 Modélisation numérique de réseaux de fractures.....	12
I.1.2.1 Quelques modèles de génération de fractures communément utilisés en zone de socle.....	14
I.1.2.2 Intégration des données de terrain pour la simulation numérique du réseau de fracture	19
I.1.2.3 Simulation ordinaire (ou non conditionnelle) du réseau de fractures	20
I.1.2.4 Simulation conditionnelle du réseau de fractures	20
I.2 Modélisation des écoulements en milieux fracturés	21
I.2.1 Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés	22
I.2.1.1 Modélisation en réseaux de fractures discrètes.....	22
I.2.1.2. Approche milieu poreux hétérogène fracturé	27
I.2.1.3. Approche milieu continu équivalent.....	27
I.2.1.4. Approche milieu double porosité.....	29
I.2.1.5 Comparaison des approches milieu poreux hétérogène fracturé, milieu continu équivalent et milieu double porosité	32
I.3 Méthodes numériques pour la résolution des équations de l'écoulement	33
I.3.1 Différence finie	34
I.3.2 Eléments finis.....	35
Chapitre II Contexte géographique et géologique de la région d'étude.....	41
II.1 Description du site: Région administrative de Dimbokro	41
II.2 Contexte géologique du bassin de Dimbokro.....	43
II.2.1 Mise en place des formations géologiques du bassin	43
II.2.2 Grands traits de l'évolution géomorphologique du bassin	47
II.2.2.1 Les principaux caractères des aplanissements cuirassés	47
II.2.2.2 Répartition des témoins de paléosurface sur les formations granitiques et volcanosédimentaire du bassin de Dimbokro.....	52

II.2.3 Evolution tectonique du bassin.....	53
II.2.3.1 Description des accidents identifiés dans le bassin	53
II.2.3.2 Spatialisation des accidents régionaux	55
Chapitre III: Contexte hydroclimatique et hydrogéologique de la région d'étude.....	71
III.1 Caractérisation hydroclimatique du bassin de Dimbokro.....	71
III.1.1. Analyse de la variabilité climatique	73
III.1.2 Variabilité interannuelle de la pluviométrie.....	78
III.1.2.1 Analyse des indices de Nicholson	78
III.1.2.2 Ruptures détectées dans les séries pluviométriques	83
II.1.2 Bilan hydrologique	87
III.1.3 Variabilité interannuelle du débit du fleuve Nzi à la station de Dimbokro.....	94
III.2. Caractérisation hydrogéologique du bassin de Dimbokro	97
III.2.1 Description des différents types d'aquifères	97
III.2.1.1 Aquifères d'altérite.....	97
III.2.1.2 Aquifères de fissures	98
III.2.2 Identification du rôle des accidents régionaux du bassin dans les écoulements souterrain	99
III.2.2.1 Caractérisation du rôle hydraulique des accidents régionaux	99
III.2.2.2 Corrélations entre le débit des forages et leur distance aux linéaments majeurs	100
III.2.3 Analyse des isotopes stables de l'eau.....	106
Chapitre IV: Modélisation géologique et hydrogéologique du bassin de Dimbokro – Approches conceptuelles et numériques	115
IV.1 Modèle conceptuel géologique	115
IV.1.1 Structuration verticale des profils d'altération dans le bassin de Dimbokro en fonction des unités géologiques	115
IV.1.1.1 Distribution spatiale des unités géologiques	116
IV.1.1.2 Structure du profil d'altération des granites.....	119
IV.1.1.3 Structure du profil d'altération des métasédiments.....	121
IV.1.1.4 Structure du profil d'altération des métavolcanite	123
IV.1.2 Géométrie et structure du profil d'altération dans les granites. Comparaison entre les modèles de profil d'altération décrits dans la littérature et le modèle proposé pour les granites de Dimbokro.	125
IV.1.3 Géométrie et structure des profils d'altération dans les granites, métasédiments et métavolcanites du bassin de Dimbokro. Similitudes et différences entre ces différents profils.	129
IV.2 Modèle conceptuel hydrogéologique	134

IV.2.1 Contexte géologique et propriétés hydrodynamiques de l'aquifère.....	134
IV.2.1.1 Propriétés hydrodynamiques des granites.....	135
IV.2.1.2 Propriétés hydrodynamiques des métasédiments.....	142
IV.2.1.3 Propriétés hydrodynamiques des métavolcanites	149
IV.2.2 Rôle de la structure et de la géométrie du profil d'altération sur l'hydrodynamique des aquifères granitiques du bassin de Dimbokro. Comparaison avec les données existantes dans la région de Maheshwaram (Inde)	155
IV.2.3 Rôle de la structure et de la géométrie du profil d'altération associé aux différentes formations du bassin de Dimbokro (granites, métasédiments et métavolcanites) sur l'hydrodynamique des aquifères de cette région.....	157
IV.3 Modélisation numérique des écoulements dans le bassin de Dimbokro	161
IV.3.1 Géométrie du modèle et conditions aux limites.....	164
IV.3.1.2 Caractérisation de la piézométrie du bassin.....	166
IV.3.2 Paramètres dynamiques de l'écoulement.....	167
IV.3.3 Paramètres hydrodynamiques	168
IV.3.4 Modèle numérique	170
IV.3.4.1 Discrétisation spatiale (maillage).....	170
IV.3.4.2 Simulation numérique	171
IV.3.5 Estimation des propriétés hydrodynamiques régionaux de l'aquifère du bassin de Dimbokro	172
IV.3.5.1 Piézométrie mesurée	172
IV.3.5.2 Ajustement des modèles.....	174
IV.3.6 Bilans de masse.....	178
IV.3.7 Les limites du modèle	181
Conclusion générale	189
Références bibliographiques	196

Liste des Figures

Figure 1.1 Modèle conceptuel du profil d'altération sur granite à Hong Kong (Ruxton et Berry, 1957).	9
Figure 1.2 Classification des manteaux altérés définis comme le profil d'altération idéal (Wright, 1992).	10
Figure 1.4 (a) Profil d'altération monophasée sur granite (Wyns et al. 1999) et (b) profil d'altération polyphasée sur granite (Dewandel et al. 2006).	12
Figure 1.5 Section 2D d'un modèle de plan aléatoire (Chilès, 1989a).	15
Figure 1.6 Section 2D d'un modèle de disques aléatoires (Chilès, 1989a).	15
Figure 1.7 Section 2D d'un modèle de salves de disques (Chilès, 1989a).	16
Figure 1.8 a) Fractale déterministe, tapis de Sierpinski, b) Fractale homogène statistique, c) Fractale hétérogène statistique (Darcel, 2002).	17
Figure 1.9 Distribution de la longueur de fractures suivant une loi de puissance (Bour et al. 2002).	18
Figure 1.10 Modèles fractals issus de fragmentations successives (Acuna & Yortsos, 1995).	18
Figure 1.11 Simulation conditionnelle d'un modèle de plans aléatoires en 2D (Chilès, 1989a).	21
Figure 1.12 Chenalisation dans le plan de fractures et modèle simplifié de chenalisation (Cacas, 1989).	26
Figure 1.13 Modèle conceptuel de l'approche milieu double poreux selon Warren & Root (1963).	29
Figure 1.14 Schémas comparatif de la discrétisation par différence finies et éléments finis, a) aquifère hypothétique ; b) discrétisation par différences finies et c) discrétisation par éléments finis (Stone, 1999).	34
Figure 1.15 Fonction de base pour la méthode des EFM (Younès et al. 1999).	36
Figure 1.16 Maillage irrégulier avec la présence des éléments aplatis (Hoteit et al. 2002).	37
Figure 1. 17 Résultats obtenus en utilisant les méthodes des EFMH et EFM (Hoteit et al. 2002).	37
Figure 1.18 Triangulation uniforme avec un contraste de perméabilité (Hoteit et al. 2002). ..	38
Figure 1.19 Résultats numériques obtenus par les EFMH et EFM (Hoteit et al. 2002).	38
Figure 2.1 Présentation de la région de Dimbokro-Bongouanou et du Bassin de Dimbokro. .	42
Figure 2.2 Géologie du bassin de Dimbokro.	44

Figure 2.3 Affleurement de méta-arénites dans la zone de confluence des fleuves Orogo et Nzi.	45
Figure 2.4 Formations schisteuses plissées dans le lit du Nzi au nord du bassin.....	46
Figure 2.5 Profil d'altération visible dans le domaine schisteux.....	46
Figure 2.6 Coupe transversale Nzi-Bongouanou (Bonvallet & Boulangé, 1970).	48
Figure 2.7 Variation morphoclimatique en Afrique de l'ouest (Michel, 1974).	49
Figure 2.8 Coupe transversale de la vallée du Nzi (rive gauche) en aval du pont de Dimbokro (Bonvallet & Boulangé, 1970).	50
Figure 2.9 a) Fractures mesurées sur affleurement dans le domaine granitique (secteur ouest du bassin), b) Histogramme circulaire de directions en nombre de fractures mesurées sur affleurement pendant la campagne de terrain en 2008.....	54
Figure 2.10 Formation volcanique affleurant avec des fractures subverticales.	55
Figure 2.11 Extrait de l'image Radarsat brute (2001) du bassin de Dimbokro.	58
Figure 2.12 Filtres successifs appliqués à l'image Radar pour son rehaussement.	59
Figure 2.13 Synthèse sur les traitements des images Radar et Landsat.	62
Figure 2.14 Image Radar rehaussée issue de l'application des filtres.	65
Figure 2.15 Carte de linéaments majeurs issus de l'image Radar rehaussée.....	65
Figure 2.16 Carte de linéaments issus du traitement des images Radar et Landsat.	67
Figure 2.17 Histogrammes circulaires en nombre et en longueur des linéaments issus du traitement d'image (a) et de la fracturation relevée sur carte géologique (b).	68
Figure 3.1 Déplacement du Front Inter Tropical (FIT) en fonction des saisons et zones (A, B, C et H) de conditions météorologiques associées (d'après Peltre, 1977).	72
Figure 3.2 Pays de l'Afrique concernés par le programme ICCARE (Source http://www.hydrosciences.fr).	74
Figure 3.3 Stations pluviométriques du bassin et aire d'influence associée à chacune d'elle. .	79
Figure 3.4 Variation de la pluviométrie moyenne mensuelle des stations du bassin (1980-2002).....	80
Figure 3.5 Variation interannuelle des précipitations dans le bassin de Dimbokro (a) Indices pluviométriques, (b) Moyennes mobiles pondérées (filtrage de Hanning d'ordre 2).	81
Figure 3.6 Variations des indices de Pettitt aux différentes stations.....	84
Figure 3.7 Evolution de la pluviométrie moyenne mensuelle avant et après rupture aux différentes stations.....	87
Figure 3.8 Organigramme de calcul du bilan hydrologique selon Thornthwaite (d'après Biémi, 1992).....	90

Figure 3.9 Pluviométries moyennes mensuelles et évapotranspiration potentielle des différentes stations.....	93
Figure 3.10 Evolution des indices de débit à la station hydrométrique de Dimbokro.	95
Figure 3.11 Evolution des indices de Pettitt à la station hydrométrique de Dimbokro.....	95
Figure 3.12 Variation des débits moyens mensuels interannuels du fleuve Nzi à la station de Dimbokro avant et après rupture.	96
Figure 3.13 Positions des linéaments majeurs ainsi que des forages à fort débit et à faible débit.....	101
Figure 3.14 Cartographie des forages à fort débit (débit > 5 m ³ /h) et des linéaments utilisés pour l'analyse productivité-distance.	105
Figure 3.15 Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$	107
Figure 3.16 Carte des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ interpolées.	110
Figure 4.1 (a) Litholog sur granite à l'ouest du bassin et (b) données de sondage électrique associées.	116
Figure 4.2 Distribution spatiale des unités géologiques du bassin et structuration verticale des lithologies en 3 compartiments géologiques distincts: (a) Métasédiments (M), (b) Granite (G) et Métavolcanites (V).	118
Figure 4.3 Structuration verticale du profil d'altération des granites.....	119
Figure 4.4 Structuration verticale du profil d'altération des métasédiments.	123
Figure 4.5 Structuration verticale du profil d'altération des métavolcanites.	124
Figure 4.6 Modèles de profil d'altération: (a) monophasée (Wyns et al. 1999, Bretagne), (b) polyphasée (Dewandel et al. 2006, Maheshwaram) et (c) polyphasée (cette étude, Dimbokro).	128
Figure 4.7 Schéma comparatif entre les trois modèles de profil d'altération associés aux trois types de formations géologiques du bassin de Dimbokro.....	133
Figure 4.8 Distribution des arrivées d'eau (AE) dans les granites en fonction de la profondeur: (a) Fréquence des AE (%), (b) Densité des AE (x 10 ⁻²).....	136
Figure 4.9 Caractéristiques des forages localisés dans les granites : (a) Moyenne géométrique des débits des AE en fonction de la profondeur, (b) Débits spécifiques en fonction de la profondeur du forage.....	138
Figure 4.10 Ajustement des données de pompage (rabattements) avec la solutions de Theis.	139
Figure 4.11 Conductivités hydraulique interpolées à partir de 18 forages(x10 ⁻⁷ ms ⁻¹).....	141
Figure 4.12 Interpolation des valeurs de débit spécifique à partir de 18 forages (m ³ /h/m). ..	141

Figure 4.13 Distribution des arrivées d'eau (AE) dans les métasédiments en fonction de la profondeur: (a) Fréquence des AE (%), (b) Densité des AE ($\times 10^{-2}$).....	143
Figure 4.14 Caractéristiques des forages localisés dans les métasédiments: (a) Moyenne géométrique des débits des AE en fonction de la profondeur, (b) Débits spécifiques en fonction de la profondeur du forage.	145
Figure 4.15 Conductivités hydraulique interpolées à partir de 19 forages($\times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$).....	148
Figure 4.16 Interpolation des valeurs de débit spécifique à partir de 19 forages ($\text{m}^3/\text{h/m}$). ..	148
Figure 4.17 Distribution des arrivées d'eau (AE) dans les métavolcanites en fonction de la profondeur: (a) Fréquence des AE (%), (b) Densité des AE ($\times 10^{-2}$).....	149
Figure 4.18 Caractéristiques des forages localisés dans les métavolcanites : (a) Moyenne géométrique des débits des AE en fonction de la profondeur, (b) Débits spécifiques en fonction de la profondeur du forage	151
Figure 4.19 Conductivités hydraulique interpolées à partir de 21 forages ($\times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$).....	154
Figure 4.20 Interpolation des valeurs de débit spécifique à partir de 21 forages ($\text{m}^3/\text{h/m}$). ..	154
Figure 4.21 Schémas des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique (Kiraly, 1978).	163
Figure 4.22 Modèle 3D des différentes couches composites de l'aquifère du bassin de Dimbokro.	165
Figure 4.23 Fractures régionales introduites dans le socle.....	165
Figure 4.24 Représentation spatiale des forages positionnés par GPS différentiel et ayant fait l'objet des campagnes piézométriques.....	167
Figure 4.25 Représentation des différentes zones de conductivité hydraulique distincte, considérées dans le modèle numérique.	169
Figure 4.26 Domaine d'étude maillé à l'aide d'éléments prismatiques vu en plan (seul le triangle de la face supérieure du prisme est visible).	170
Figure 4.27 Fractures introduites dans la troisième couche du modèle suivant les domaines géologiques (vue en plan).	172
Figure 4.28 Carte piézométrique (Avril 2008) interpolée à partir des différentes mesures réalisées dans les forages et de la mesure de la cote altimétrique du fleuve.....	173
Figure 4.29 Modèle numérique altimétrique du bassin de Dimbokro (source:°ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov).	174
Figure 4.30 Approche <i>milieu continu équivalent</i> : charges simulées vs. charges mesurées au niveau des forages d'observation.	175

Figure 4.31 Approche <i>milieu continu discrétisé</i> : charges simulées vs. charges mesurées au niveau des forages en panne servant de points d'observation.....	176
Figure 4.32 Approche milieu continu équivalent : cartes issues de l'interpolation des charges simulées (a) et des charges mesurées (b).	177
Figure 4.33 Approche milieu continu discrétisé : cartes issues de l'interpolation des charges simulées (a) et des charges mesurées (b).	178
Figure 4.34 Carte piézométrique de la partie sud du bassin de Dimbokro (d'après Lenck, 1977).....	180

Liste des Tableaux

Tableau 2.1 Caractéristiques du système Radar.....	57
Tableau 2.2 Caractéristiques des bandes Landsat 4 TM utilisées.....	57
Tableau 2.3 Matrice de corrélation des canaux TM de Landsat.....	61
Tableau 3.1 Différentes périodes pluviométriques issues du calcul des indices de Nicholson et Moyennes mobiles pondérées.....	82
Tableau 3.2 Niveau de signification des résultats du test de Pettitt.....	83
Tableau 3.3 Résultats du test de Pettitt aux différentes stations.....	83
Tableau 3.4 Déficit pluviométrique enregistré aux différentes stations.....	85
Tableau 3.5 Paramètres du bilan selon la méthode de Thornthwaite.....	92
Tableau 3.6 Valeurs de l'infiltration obtenues par la méthode de Thornthwaite en Côte d'Ivoire.....	94
Tableau 3.7 Corrélation entre position et caractéristiques des forages: a) forages à fort débit (débit > 5m ³ /h) et b) forages à faible débit (débit < 5m ³ /h).....	103
Tableau 3.8 Fréquence (%) des forages à «fort débit» par classe de profondeur et d'altération.....	103
Tableau 3.9 Données forage–linéament–débit–distance utilisées pour l'analyse productivité–distance.....	104
Tableau 3.10 Teneurs en δ ² H et δ ¹⁸ O des échantillons d'eau prélevés dans le bassin.....	108
Tableau 3.11 Corrélation entre les isotopes stables de l'eau et quelques paramètres physiques mesurés au niveau des forages (a) compartiment «A» et (b) compartiment «B».....	111
Tableau 4.1 Propriétés hydrodynamique des différentes couches des aquifères localisés dans les granites.....	139
Tableau 4.2 Propriétés hydrodynamiques des différentes couches des aquifères localisés dans les métasédiments.....	146
Tableau 4.3 Paramètres hydrodynamiques des couches des aquifères localisés dans les métavolcanites.....	152
Tableau 4.4 Bilan journalier en eau souterraine de l'aquifère régionale en fonction des deux approches de modélisation.....	180

Introduction générale

L'exploitation des ressources en eau souterraine débute à partir des années 50 en Afrique de l'Ouest francophone (Archambault, 1954 ; Maillary, 1964). A cette époque, l'essentiel des équipements hydrauliques (puits, forages) sont mis en place dans les altérites pour les zones cristallines. Les campagnes hydrauliques axent leurs efforts sur: (i) le repérage de niveaux aquifères ayant les meilleures caractéristiques hydrauliques ; (ii) le fonctionnement des nappes d'altérites et (iii) l'utilisation de la géomorphologie pour le repérage des structures géologiques favorables (cuirasse noyée, fosse d'altération). Ces études se focalisent alors sur les altérites par méconnaissance ou sous-estimation du rôle hydraulique de la fracturation dans le socle sain, ou encore par faute de moyens adaptés pour la réalisation de forage. Cette première période, dominée par l'exploitation des altérites, est suivie d'une période de transition marquée par la reconnaissance des aquifères de fissures sous les altérites à partir des années 70 (Faillat, 1985).

En Côte d'Ivoire, l'Etat instaure à partir de 1973, bien avant la déclaration de la décennie Internationale de l'Eau potable et de l'assainissement (DIEPA), un vaste programme d'approvisionnement en eau potable et d'assainissement du milieu d'habitat afin d'améliorer la santé publique et favoriser le développement économique et social du pays. Ce programme vise à capter les ressources en eau contenues dans les réservoirs du socle fracturé. Bien qu'aucune étude détaillée de ces réservoirs n'ait été faite pour en évaluer les capacités exactes, ceux-ci sont estimés à 113 milliards de mètres cubes pour une capacité de renouvellement annuel de 39,5 milliards de mètres cubes, selon le plan directeur de gestion intégrée des ressources en eau en Côte d'Ivoire.

Avec les différentes campagnes d'hydraulique de 1973 à 2000, la proportion des ménages ayant accès à l'eau potable en Côte d'Ivoire s'est accrue progressivement en passant de 37,6 % en 1995 à 41,9 % en 1998 selon le rapport de l'atelier national sur l'eau potable tenu du 12 au 14 décembre 2001 à Abidjan.

En milieu rural, selon le rapport du même atelier, ces statistiques cachent de nombreuses disparités. Malgré les moyens mis en œuvre par l'Etat Ivoirien, ces campagnes connaissent un taux d'échec important et bon nombre de ces ouvrages tarissent ou ne satisfont

pas aux besoins des populations dans certaines localités. La proportion des ménages ayant accès à l'eau potable n'est que de 24,8 % en 1998 contre 32,4 % en 1995, ce qui indique une dégradation de la situation. Dans certaines localités, le manque d'eau s'accroît pendant les périodes sèches et contraint les populations à effectuer à pied de longues distances pour s'approvisionner aux points permanents d'eau (eau de surface), généralement de qualité douteuse et vecteurs de nombreuses maladies telles que la dysenterie, le choléra, etc.

Les résultats parfois insuffisants des campagnes d'hydraulique s'expliquent principalement par le manque d'études permettant de mieux caractériser le comportement hydrodynamique de ces aquifères de socle fracturé, étape primordiale à toute gestion durable de ces hydrosystèmes (Foster, 1984 ; Maréchal et al. 2004 ; Giao et al. 2008). En effet, les photographies aériennes qui servent de support pour le relevé de la fracturation ne sont pas d'interprétation facile à cause de la végétation et de l'épaisse couche d'altération qui masque la roche saine. Pour remédier à ces problèmes, plusieurs auteurs (Savané et al. 1995 ; Kouamé et al. 1999 ; Lasm et al. 2004 ; Saley et al. 2005) ont eu recours à l'utilisation de la télédétection passive (par utilisation des images Landsat et SPOT) pour le relevé de linéaments (alignements morpho-structuraux) en relation avec la fracturation dans différentes régions de la Côte d'Ivoire. L'un des inconvénients majeurs de la télédétection passive est lié à la qualité même des images en zones tropicales humides, du fait de conditions atmosphériques conduisant à un ennuagement fréquent qui rend difficile la détection des linéaments.

La caractérisation du comportement hydrodynamique de ces aquifères de socle fracturé, nécessite la connaissance exacte de la géométrie, de la structure des différentes parties qui les constituent (Maréchal et al. 2004; Giao & al. 2008). C'est dans ce contexte qu'a été initiée cette étude portant sur la caractérisation et la modélisation du comportement hydrodynamique des aquifères fracturés en socle, dans la région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire).

L'objectif principal de cette étude est de contribuer à une amélioration de la connaissance de l'hydrodynamique souterraine de la région de Dimbokro-Bongouanou afin d'optimiser l'implantation future de nouveaux forages, de façon à obtenir un taux de réussite satisfaisant ainsi qu'une productivité accrue. Pour atteindre ce résultat, un certain nombre d'objectifs spécifiques a été fixé:

1) Proposer et mettre en œuvre une méthodologie de cartographie des accidents régionaux, basée sur une analyse combinée d'images radar et optique, afin de déterminer leur rôle dans les écoulements souterrains au sein des aquifères de socle de la région de Dimbokro-Bongouanou. Cette méthodologie consiste à analyser une image radar (Radarsat) permettant de spatialiser les linéaments régionaux susceptibles d'être en relation avec la fracturation du socle puis à identifier les accidents hydrauliquement actifs parmi les linéaments identifiés dans la première étape.

2) Proposer un modèle conceptuel du profil d'altération des formations géologiques de la région de Dimbokro-Bongouanou en accord avec les différents cycles d'altération et d'érosion subis par ces formations géologiques. Cette caractérisation du profil d'altération est basée sur (i) l'observation à l'affleurement des formations géologiques et du profil d'altération lorsque celui-ci est visible ; (ii) l'interprétation des lithologs réalisés par les foreurs à partir des cuttings de forages. Cette interprétation s'appuie également sur les données de sondages électriques réalisés dans la région.

3) Apprécier l'incidence de la géométrie et de la structure de l'aquifère sur les propriétés hydrodynamiques du milieu, passe par une estimation des propriétés hydrauliques de chaque couche de l'aquifère, en fonction de la formation géologique le constituant. Les fractures majeures sont identifiées et, pour chaque formation géologique de la zone d'étude, l'évolution de leur fréquence, densité (nombre de fractures par mètre d'épaisseur fracturée) et des débits qui sont attribués à ces fractures, sont analysés en fonction de la profondeur. Les conductivités hydrauliques de chaque couche de l'aquifère et les productivités des forages des différentes formations géologiques sont calculées; la distribution spatiale de ces propriétés est ensuite interprétée en fonction de l'évolution de l'épaisseur des couches d'altération au moyen d'un bloc diagramme réalisé pour chaque type de formation géologique.

4) Réaliser une modélisation numérique des écoulements souterrains en régime permanent à l'échelle de la région de Dimbokro-Bongouanou afin d'apprécier le rôle des accidents régionaux et de l'altération dans l'hydrodynamique et estimer de manière quantitative les propriétés hydrodynamiques de l'hydrosystème à cette échelle. A cet effet, deux modèles multicouches sont construits, l'un sans la fracturation régionale et l'autre avec la prise en compte de cette fracturation.

Le présent mémoire est composé de quatre chapitres :

- Le chapitre I est consacré à la description des différentes approches de modélisation adoptées en milieu de socle fracturé. Ce chapitre décrit respectivement les modèles conceptuels des aquifères de socle, les techniques de génération des réseaux de fractures, les différents concepts de modélisation des écoulements en milieux fracturés, les équations qui les régissent ainsi que les méthodes de discrétisation spatiale permettant de résoudre ces équations

- Le chapitre II comprend deux volets. Le premier est consacré à la description du site d'étude et le second à la caractérisation géologique du bassin. Ce second volet décrit d'abord les différentes formations géologiques de la région de Dimbokro-Bongouanou et présente ensuite une cartographie de ses accidents majeurs.

- Le chapitre III est consacré à l'étude de la variabilité climatique dans la région et de ses effets sur les ressources en eau dans un premier temps, et à la caractérisation hydrogéologique du bassin dans un second temps, en décrivant les types d'aquifères de la région et en proposant une méthodologie permettant d'identifier l'influence des accidents majeurs (cartographiés dans le chapitre II) sur les écoulements souterrains.

- Le chapitre IV comprend trois sections : la première propose un modèle conceptuel de la structure et de la géométrie des différentes couches du profil d'altération des formations géologiques. La seconde section propose un modèle conceptuel hydrogéologique pour chacun des profils d'altération. La troisième section présente la modélisation numérique des écoulements à l'échelle de la région, cet exercice servant de base à une réflexion sur la pertinence de la modélisation (avec et sans prise en compte de la fracturation régionale) au vu de l'information disponible et des objectifs affichés.

CHAPITRE I

MODELISATION STRUCTURELLE ET
HYDRODYNAMIQUE DES MILIEUX FRACTURES

Chapitre I : Modélisation structurelle et hydrodynamique des milieux fracturés

Introduction

Les formations de socle (roches plutoniques et métamorphiques, à l'exclusion des roches carbonatées karstifiables et des roches volcaniques non métamorphiques) e rencontrent dans toutes les parties du monde. Lorsque la porosité primaire de ces formations géologiques est faible, l'écoulement des fluides se produit principalement dans les fractures. L'étude des écoulements et des processus de transport dans les roches fracturées est donc primordiale pour l'exploitation des ressources en eau.

Avant 1960, la description des propriétés de l'écoulement monophasique dans les réservoirs à porosité dinterstice est basée sur la loi de Darcy (1856) et le seul paramètre exigé est la perméabilité. Cependant, dans de nombreux réservoirs poreux, la roche subit une fracturation au cours de son histoire, introduisant une nouvelle forme de vide (porosité de fissure) dans la matrice, différente de celle des pores. Une considération insuffisante de l'effet de ces fractures sur l'écoulement conduit le plus souvent à la mauvaise prévision de la production des réservoirs. Une meilleure caractérisation de la distribution des fractures à différentes échelles et l'incorporation de ces informations dans les simulateurs d'écoulements est donc nécessaire.

Un siècle après le modèle d'écoulement en milieu poreux de Darcy, les premières représentations des écoulements en milieu fracturé sont proposées par Barenblatt et al. (1960) puis Warren & Roots (1963) à travers le modèle double porosité. Ce modèle est utilisé en particulier pour la simulation des écoulements dans les réservoirs pétroliers, pour lesquels l'huile, essentiellement contenue dans la porosité de la matrice, est drainée vers le puits de pompage par le réseau de fractures.

Dans les roches cristallines ou dans les formations pour lesquelles la matrice est imperméable, les propriétés de l'écoulement et du transport dépendent principalement des caractéristiques du champ de fracturation, qui doit être considéré séparément de la matrice.

Selon Chilès et al. (1992), les modèles d'écoulement dans les formations cristallines fracturées sont d'abord déduits des modèles développés pour les milieux continus équivalents. En effet, sur des échelles plus grandes et pour des sites peu connus dans le détail, le manque de données impose l'utilisation de l'approche continue.

Selon cette approche, Neuman (1990) propose un modèle de milieu constitué d'hétérogénéités d'échelle croissante et non borné. Ce modèle de milieu applicable aussi bien aux milieux poreux qu'aux milieux fracturés, peut être spécifié par des observations de dispersivité ou de perméabilité (Neuman, 1994) et ne fait aucun usage des informations géométriques. Cependant, la caractérisation du milieu continu équivalent n'est pas évidente et peut ne pas être un modèle adéquat pour des réseaux de fractures mal connectés ou a fortiori pas connectés (Long et al. 1982). Dans ce cas de figure, il est plus réaliste de baser le modèle d'écoulement sur des réseaux de fractures discrètes. Les applications de ces réseaux sont de plus en plus complexes et certaines impliquent parfois une description complète du champ de fractures (Long, 1985).

D'un point de vue structurel, les aquifères de socle fracturé présentent des hétérogénéités verticales importantes (aquifères composites avec plusieurs compartiments ayant des géométries et des propriétés hydrauliques distinctes) ainsi que des hétérogénéités horizontales significatives attribuées aux variations lithologiques. De nos jours, l'un des challenges de l'hydrogéologie quantitative est la modélisation de l'écoulement monophasique dans ces formations très hétérogènes saturées, avec pour optique d'évaluer les scénarios de gestion durable de ces hydrosystèmes (Foster, 1984; Maréchal et al. 2004; Giao et al. 2008). La compréhension de l'hydrodynamique des aquifères fracturés nécessite par conséquent une connaissance exacte de la géométrie, de la structure du profil d'altération et de la physique de l'écoulement dans les différentes parties composites de ces aquifères (Maréchal et al. 2004; Giao & al. 2008).

I.1 Modélisation conceptuelle et numérique de la structure des milieux fracturés en zone de socle

I.1.1 Modélisation conceptuelle de la structure du profil d'altération

Dans la littérature, plusieurs zonations sont décrites pour les séquences lithologiques reposant sur le socle cristallin, celles-ci étant basées sur des caractéristiques physiques, chimiques, minéralogiques, géodynamiques ou paléomorphologiques (Geirnaert et al. 1984; Wright, 1992 ; Taylor & Howard, 2000 ; Freyssinet & Farah, 2000 ; Dewandel et al. 2006). Depuis les années 50, période à laquelle les premiers profils d'altération sur granite sont décrits par Ruxton & Berry (1957), jusqu'à nos jours, l'analyse et la description des profils d'altération connaissent des progrès significatifs.

Le profil d'altération typique, résultant de l'altération de la roche en place, est défini comme l'ensemble des séquences lithologiques au-dessus de la roche saine non fracturée (Wright, 1992). Plusieurs modèles conceptuels sont proposés pour décrire ce profil. Selon Taylor & Howard (1998), une limite majeure de ces modèles est qu'ils sont souvent subjectifs. Ces modèles conceptuels sont proposés suivant trois grandes périodes:

(i) **A partir des années 50 jusqu'au début des années 80**, les modèles de profils d'altération utilisés sont basés sur le profil d'altération sur granite proposé par Ruxton & Berry (1957). Ce modèle est caractérisé par 4 zones au-dessus de la roche saine (Fig.1.1) qui sont étiquetées de A à D du sommet à la base. La zone A correspond à un débris résiduel sans la structure ni la texture d'origine au sein de laquelle, les éléments grossiers d'altération sont absents. La zone B est complètement altérée, mais contient des éléments grossiers d'altération isolés qui représentent près de la moitié du volume total. La zone C comprend des matériaux résiduels dans plusieurs états de décomposition variables contenant 50 à 90 % de blocs de roche saine en contact le long des joints altérés. Dans la zone D, constituée plus de 90% de roche saine, des débris résiduels sont localisés uniquement le long des fractures.

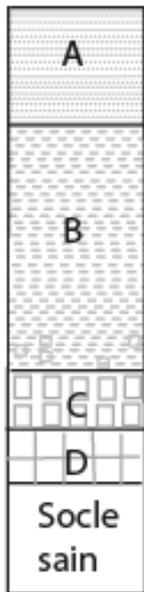


Fig.1.1 Modèle conceptuel du profil d'altération sur granite à Hong Kong (Ruxton et Berry, 1957).

(ii) **Durant les décennies 80 et 90**, plusieurs auteurs proposent des modèles de profils d'altération. Durant cette période, en plus des modèles proposés par Chilton & Carington, (1984), Buckley (1984), Huston & Lewis (1988), Sharma (1988), Sueko (1988), Detay et al. (1989), Ollier et Galloway (1990), Société Géologique de Londres (1990), Grenbaum (1992), Howard et al. (1992), Lucas & Chauvet (1992), McFarlane (1992), Nahon & Tardy (1992), Wright (1992), les modèles plus communément utilisés (Fig.1.2) sont ceux proposés par la Société Géologique de Londres (1990), Sueko (1988), Ollier et Galloway (1990), McFralane (1992), Nahon & Tardy (1992) et Wright (1992). Ces modèles ont une base physique mais décrivent aussi des caractéristiques minéralogiques ou chimiques (% d'éléments oxydés dans les différents échantillons) associées.

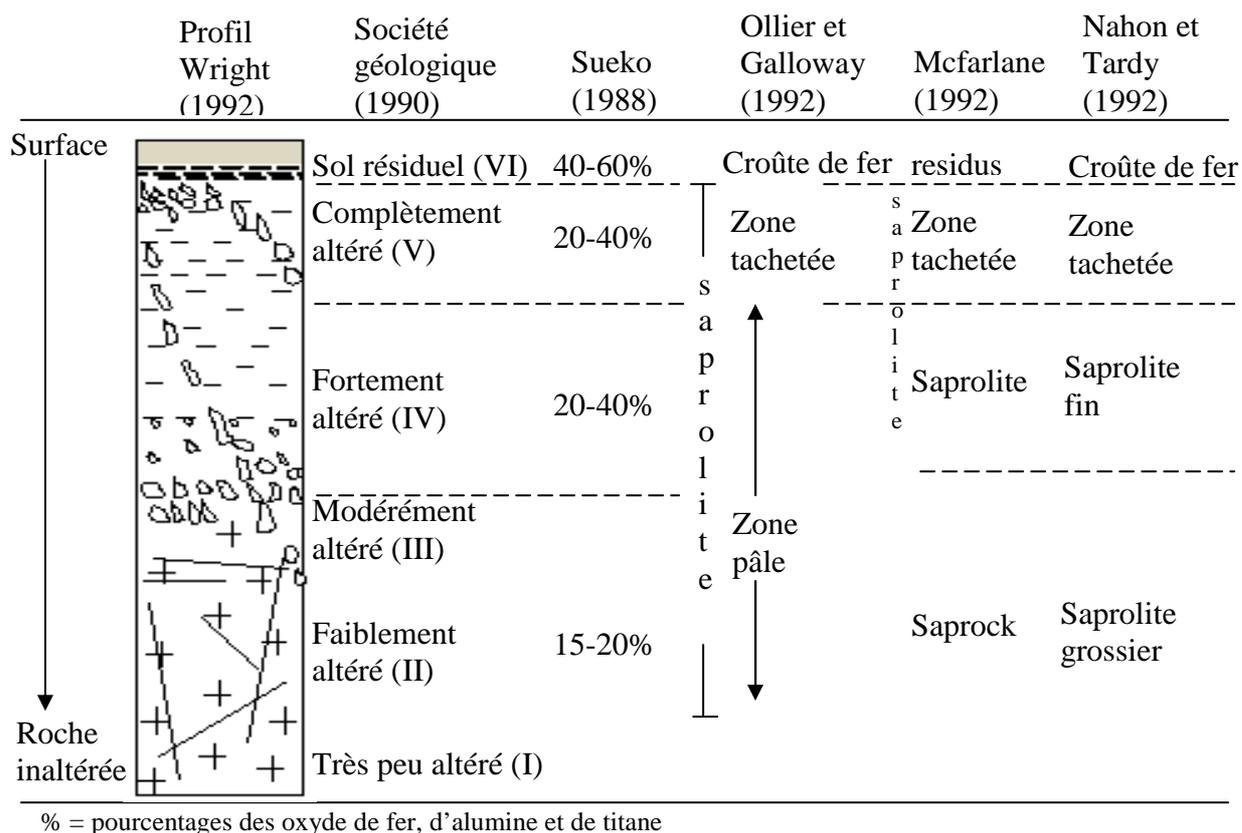


Fig.1.2 Classification des manteaux altérés définis comme le profil d'altération idéal (Wright, 1992).

Le profil idéal de Wright (1992) est formé dans sa partie supérieure par les régolites qui comprennent la zone de cuirasse latéritique et les saprolites (Fig.1.3). Dans la partie inférieure, la roche inclut la roche saine fracturée et le « saprock » (roche altérée). La jonction saprock et roche saine est généralement transitoire ou même en séquence de bande.

Le profil proposé par Sueko (1988) et la Société Géologique de Londres (1990) inclut l'assignation d'un degré ou d'un indice d'altération et donc fonction de l'hypothèse que les manteaux altérés dérivent de l'altération progressive d'un seul type de roche.

Le profil proposé par Ollier & Galloway (1990) est divisé en trois zones: un horizon supérieur de croûte ferrugineuse, une zone tachetée et une zone basale pâle. Les schémas de McFarlane (1992) et de Nahon & Tardy (1992) remplacent la zone supérieure non consolidée «pâle» par «saprolite» et «saprolite fin» respectivement.

(iii) **A partir des années 90 jusqu'à nos jours**, des descriptions plus détaillées et plus complètes des profils d'altération sont proposées par de nombreux auteurs. Ces études qui utilisent des techniques d'interprétations robustes, spécifiques aux milieux fracturés, proposent des modèles conceptuels de la géométrie du profil d'altération mais décrivent aussi l'hydrodynamique dans les couches altérées des aquifères associés. En plus de la simple description structurale des profils, ces modèles conceptuels proposent une évolution des profils en fonction du paléoclimat et des événements tectono-morphologiques (Taylor & Howard, 1988, 2000) subis par la roche. Taylor & Howard (1998, 2000), Wyns et al. (2004), Dewandel et al. (2006), montrent que l'évolution long terme des terrains profondément altérés est associées à des cycles d'altération et d'érosion contrôlés tectoniquement. Les phases tectoniques de surrection induisent des épisodes d'érosion, alors que l'inactivité tectonique est à l'origine d'une altération profonde. Ces derniers résultats indiquent que les profils d'altération typiques peuvent être scindés en deux catégories : i) les profils issus de l'altération monophasée (Wyns et al. 1999 et 2004) et ii) les profils issus de l'altération polyphasée (Dewandel et al. 2006).

De la base au sommet (Fig.1.3), ces modèles peuvent être décrits comme suit :

(a) La roche saine (non altérée) fracturée et perméable localement où elle est affectée par la fracturation. Sa capacité d'emmagasinement est limitée à l'échelle locale (Chilton & Carington, 1984; Lachassagne et al. 2001; Dewandel et al. 2006). A l'échelle du bassin et pour des applications à la recherche de ressources en eau, la roche saine peut être considérée comme imperméable et d'une capacité d'emmagasinement très faible (Maréchal et al. 2004).

(b) Au dessus du socle sain fracturé, se situe une couche altérée fissurée dont la densité de fissuration augmente vers le sommet. La partie inférieure de cette couche est dominée par une fissuration verticale alors qu'une fissuration horizontale devient prépondérante dans sa partie supérieure. L'origine de ces fissures fait l'objet de nombreuses discussions dans la littérature. Wright (1992), Taylor et Howard (1998; 2000) expliquent que l'origine de ces fissures est associée à un processus de décompression lithostatique. Cependant, de récentes et nombreuses observations à l'échelle des lithologes et à l'échelle du minéral (Wyns et al.1999, 2004, Dewandel et al. 2006) suggèrent que cette fracturation est causée par l'altération des minéraux phyllosilicatés (biotite en particulier). Une conséquence de ce processus d'altération est que cette zone altérée fissurée est parallèle aux paléosurfaces

(Wyns et al.1999). L'intensification de la fissuration au sommet de cette couche, qui constitue la zone laminée sus jacente, assure la fonction capacitive principale de l'aquifère composite. C'est cette zone que draine par la plupart des puits creusés en zone de socle.

(c) Au sommet du profil se trouvent les formations d'altérite (ou saprolite) riche en argile. L'épaisseur de cette couche est la moitié de celle de la zone fissurée. Les altérites peuvent être subdivisées en deux sous couches, les allotérites et les isaltérites, selon le changement de volume et la préservation de la structure originelle de la roche (Wyns et al. 1999). Dans la couche inférieure (isaltérite) qui repose directement sur la zone laminée, la structure de la roche originelle de la roche est préservée tandis que dans la couche supérieure (allotérite) essentiellement argileuse, elle ne l'est plus.

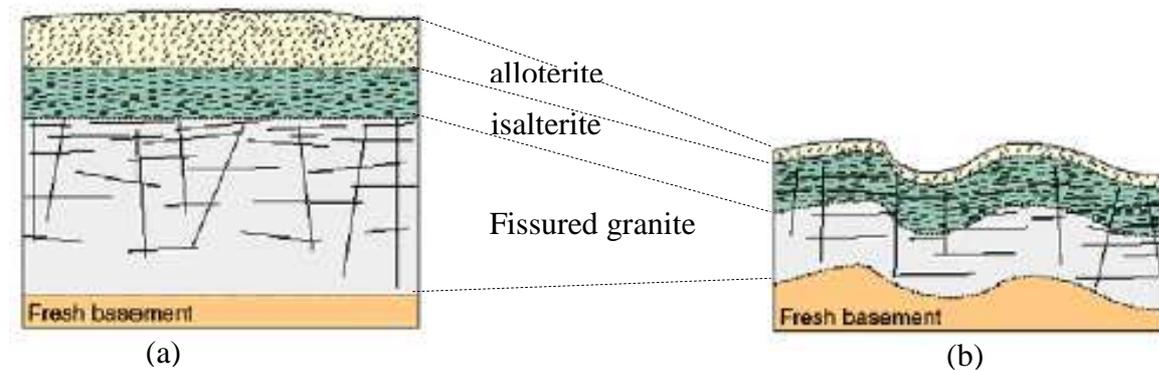


Fig.1.4 (a) Profil d'altération monophasée sur granite (Wyns et al. 1999) et (b) profil d'altération polyphasée sur granite (Dewandel et al. 2006).

La différence fondamentale entre les profils d'altération monophasée et polyphasée est la géométrie des couches : dans le modèle de profil d'altération monophasée, les couches sont horizontales alors que dans le modèle de profil d'altération polyphasée elles sont stratiformes et suivent la topographie récente.

I.1.2 Modélisation numérique de réseaux de fractures

Les méthodes d'investigation actuelles, qu'elles soient géologiques, géophysiques, géochimiques ou hydrauliques permettent d'obtenir, dans le meilleur des cas, qu'une image approximative de la géométrie du réseau de fractures au voisinage des excavations du domaine d'études (affleurements, puits et galeries). Par conséquent, de nombreuses études ont

porté sur la modélisation du champ de fractures de façon à mieux caractériser le comportement hydraulique d'une roche fracturée. Durant ces dernières décennies, divers auteurs (Long et al. 1982; Long et al. 1985; Dverstorp et Andersson, 1989; Cacas et al. 1990 ; Jourde, 1998; de Dreuzy et al. 2000 ; Chilès et al. 2000 ; Castaing et al. 2002; Darcel et al. 2003, pour les modèles 3D) se sont intéressés à la modélisation des réseaux de fractures.

La modélisation du réseau de fractures peut se faire à diverses échelles: grandes failles, fractures, microfissures (Chilès & de Marsily, 1993). Dans des cas pratiques, les microfissures (millimétriques et centimétriques) sont considérées comme une propriété de la matrice et leur influence sur l'écoulement est résumée à travers un milieu continu équivalent. Les failles majeures sont le plus souvent repérées, par des méthodes sismiques et/ou gravitaires (Gaviglio, 1985; Delaney *et al.* 1986; Chorowicz & Deffontaines, 1993; Lacombe *et al.* 1996) ou par digitalisation à partir de photographies aériennes ou d'images satellitaires (Castaing et al. 1996). Les fractures (échelle métrique et décimétrique) sont le plus souvent modélisées de manière statistique à partir d'informations recueillis sur une partie du réseau de fractures directement accessibles (sur affleurement, forages, galerie) en s'affranchissant de la connaissance déterministe de la totalité des fractures (Cacas et al. 1990).

Dans la modélisation du réseau de fractures, deux grandes approches sont généralement adoptées: i) celle qui simule le processus de fracturation, et permet ainsi une génération progressive du réseau de fractures et ii) celle qui reproduit statistiquement la géométrie du réseau et des fractures dans un état donné.

La première approche, plus exigeante en termes d'informations (lois régissant la mise en place des fractures en fonction des contraintes géomécaniques et de la rhéologie du matériau, représentation des hétérogénéités de la roche, paléo-contraintes subies par le massif, etc...) est moins utilisée que la seconde.

Cette modélisation géomécanique permet, de part son caractère dynamique, de prévoir l'évolution future du système (Chilès, 1999). Les calculs de la déformation ou de la rupture permettent de modéliser ou d'étudier l'effet de failles préexistantes sur l'évolution d'un bassin (Van Wees et al. 1996). Ce type d'approche est particulièrement bien adapté pour la modélisation de masse rocheuses sédimentaires stratifiées affectées par des familles de diaclases orthogonales (Bai & Pollard, 1999 ; Taylor et al. 1999 ; Josnin et al. 2002).

Malgré cela, la plupart des modèles reposent sur de processus stochastiques ou sur des processus intégrant la considération de distributions fractales ou lois puissances (power law).

Les modèles stochastiques discrets constituent le mode de représentation le plus classique (Chilès, 1999). Dans ces modèles, les fractures sont assimilées à des surfaces de discontinuités infinies (plans ou finies (disques, surfaces polygonales) et le réseau généré a les mêmes caractéristiques statistiques que le réseau observé. Le milieu peut ainsi être considéré comme une réalisation de probabilité, stationnaire et ergodique du réseau généré (Cacas et al. 1990). Dans les modèles stochastiques, les fractures sont assimilées à des surfaces de discontinuité infinies (plans) ou finies (disques, surface polygonales) et les hypothèses suivantes sont formulées: i) toutes les fractures sont planaires; ii) les positions de toutes les fractures sont équiprobables et iii) les orientations des fractures sont indépendantes de leur position. Dans les modèles de réseaux de fractures, la morphologie et de la rugosité des fractures, qui peuvent varier selon le type de fracture et selon le matériau ne sont pas prises en compte (chaque fracture est considérée comme une surface de discontinuité plane, de forme elliptique ou polygonale). En revanche, représenter le plus fidèlement possible l'agencement des fractures, notamment leur connectivité qui conditionne aussi bien la perméabilité au sein du réseau est la préoccupation clé (Chilès, 2004).

Dans les paragraphes suivants, nous présentons de façon non exhaustive certains des modèles utilisés pour la génération des réseaux fracturés en zone de socle.

I.1.2.1 Quelques modèles de génération de fractures communément utilisés en zone de socle

I.1.2.1.1 Modèles de fractures infinies (plans aléatoires)

Dans ces modèles, les fractures sont assimilées, à l'échelle du domaine d'étude à des plans infinis implantés de façon aléatoires (Fig.1.5). La direction des plans est contrôlée par une loi qui reflète les orientations des différentes familles de fractures. La simplicité du modèle lui confère cependant un manque de réalisme dans la plupart des cas; les fractures générées étant excessivement connectées (Chilès & de Marsily, 1993).

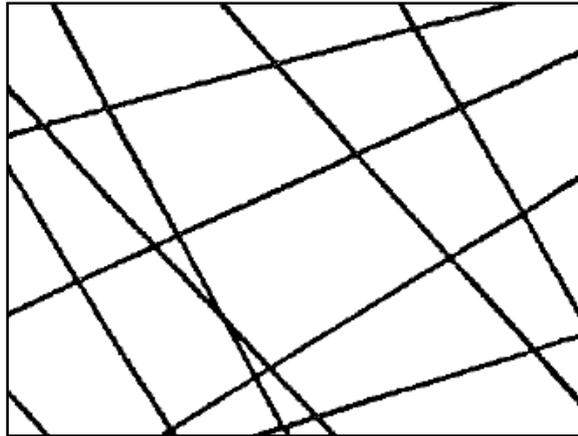


Fig.1.5 Section 2D d'un modèle de plan aléatoire (Chilès, 1989a).

I.1.2.1.2 Modèles de fractures finies (disques aléatoires)

Selon Chilès (1989a,b), ce type de modèle de fractures a été utilisé dans le cadre des applications de la mécanique des roches par Baecher et al. (1977). Dans ce modèle, chaque famille de fracture est constituée de disques ou d'ellipses centrés sur des points implantés au hasard et dont les caractéristiques (orientation, diamètre, ouverture) sont tirées indépendamment d'un disque à un autre. Ce modèle booléen (Fig.1.6) est adapté à des configurations où les fractures se recoupent sans qu'il y ait de hiérarchie bien précise ni de phénomène d'agrégation ou de répulsion. Ce modèle peut être employé pour représenter les petites fractures en milieu granitique (Cacas, 1990).



Fig.1.6 Section 2D d'un modèle de disques aléatoires (Chilès, 1989a).

I.1.2.1.3 Modèles de salves ou « clusters »

Les modèles de salves résultent de la généralisation des modèles booléens pour qu'ils puissent rendre compte de la complexité du réseau réel, en particulier de la variabilité spatiale de l'intensité de la fracturation. Ces modèles sont développés par Massoud (1987) pour l'étude de la petite fracturation sur granite. Ils sont basés sur l'hypothèse que les fractures ne sont pas implantées indépendamment les unes des autres, mais apparaissent en salves ou « clusters ». L'obtention du modèle de réseau de salves à partir de la généralisation du modèle booléen consiste à implanter en chaque point où germe du processus de poisson non pas une fracture mais une salve de N fractures (Fig.1.7). Le nombre N est choisi dans une loi statistique (généralement une loi de Poisson) caractérisée par sa seule moyenne. Wen & Sinding-Larsen (1997) ont développé une variante des salves qui consiste à centrer une grande fracture sur chaque germe et à l'entourer d'une salve de fractures de petite taille.

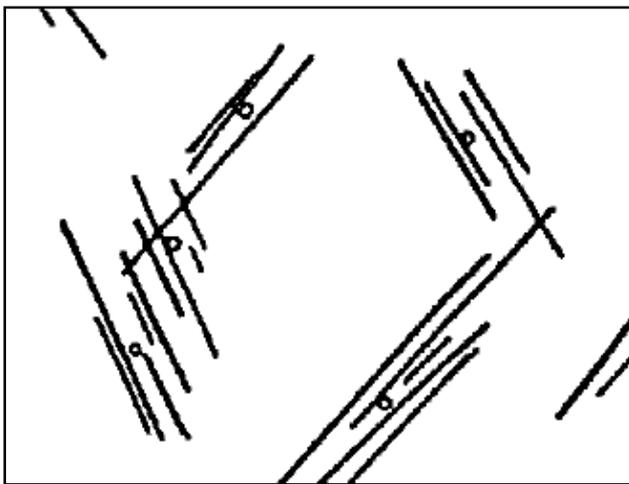


Fig.1.7 Section 2D d'un modèle de salves de disques (Chilès, 1989a).

I.1.2.1.4 Modèles à intensité régionalisée

Les modèles à intensité régionalisée sont souvent liés aux modèles de salves. Pour ces modèles, l'intensité de la fracturation (nombre de fractures par unité de volume) n'est pas constante, mais varie en fonction du point x considéré. La version stochastique des modèles à intensité régionalisée revient à considérer $\lambda(x)$ comme une fonction aléatoire de moyenne et de covariance données (Chilès, 1999).

I.1.2.1.5 Modèles fractals

L'existence de fractures sur une large gamme d'échelles amène de nombreux auteurs (Beucher, 1983, Rossier & Sandmeier, 1983 ; Razack, 1984) à représenter la fracturation par plusieurs classes d'objets implantés dans un même système. Cette structure de la fracturation est aussi remarquable à travers les terminologies utilisées pour décrire ces objets (de Marsily, 1985): linéament, faille, fracture, joint, etc. Mandelbrot et al. (1984) définissent les termes d'«Objets fractals» et de géométrie fractale pour décrire de telles structures implantées de façon auto-similaire (Fig.1.8). Les supports théoriques pour le modèle fractal sont principalement basés sur des modèles de fragmentation où toutes les échelles sont impliquées dans la croissance des fractures avec une subdivision répétitive des structures (Bour & Davy, 1999). De manière générale, un objet fractal se définit comme un objet de dimension non entière et sans longueur caractéristique (Mandelbrot et al. 1984). Les variables statistiques des réseaux de fractures telles que la longueur des fractures, la distance entre fractures, suivent une loi de puissance de paramètre non entier. En échelle bi-logarithmique, le graphe représentant le nombre de fractures de longueur supérieure à l en fonction de l (Fig.1.9) est une droite de pente non entière.

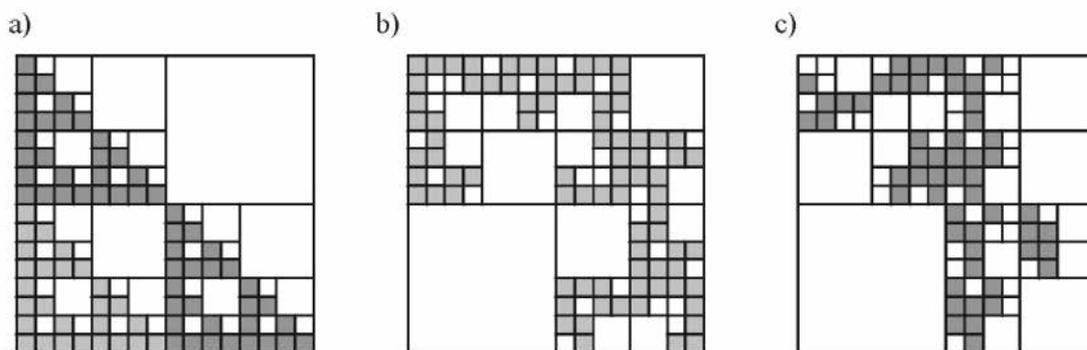


Fig.1.8 a) Fractale déterministe, tapis de Sierpinski, b) Fractale homogène statistique, c) Fractale hétérogène statistique (Darcel, 2002).

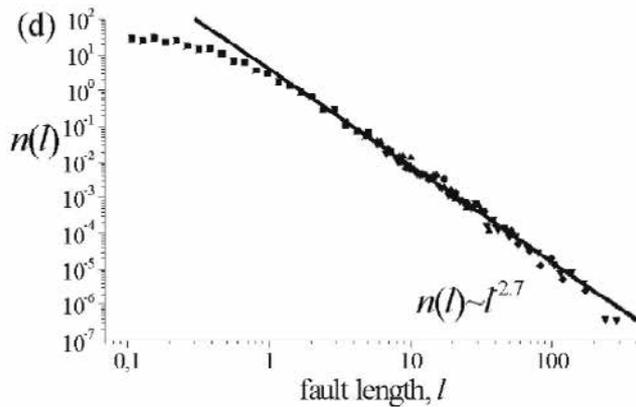


Fig.1.9 Distribution de la longueur de fractures suivant une loi de puissance (Bour et al. 2002).

Des modèles fractals considèrent la fracturation comme une résultante de la fragmentation du domaine d'étude. Dans ces modèles, le champ de fracturation est obtenu par des subdivisions successives du domaine en plusieurs générations de fractures. Ainsi, Acuna & Yortsos (1995) présentent des simulations obtenues par un procédé de subdivision (Fig.1.9): le domaine d'étude est subdivisé en deux parties par une fracture de première génération, qui sont ensuite subdivisées chacune en deux parties par une fracture de seconde génération (plus courte et plus épaisse), etc.

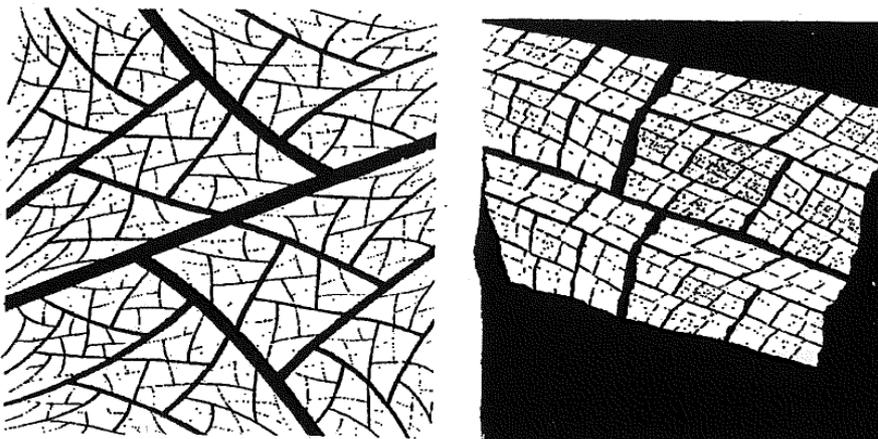


Fig.1.10 Modèles fractals issus de fragmentations successives (Acuna & Yortsos, 1995).

Une fois le modèle de réseau de fractures choisi, la méthodologie de simulation d'un réseau de fractures (employée avec succès sur le site expérimental minier de Stripa (Suède) en milieu granitique par Chilès et al. 1992) se résume aux étapes suivantes : i) identification des paramètres (étude statistique des diverses familles de fractures en terme de distribution des orientations, des longueurs, de l'ouverture, du type de terminaison, etc.) ; ii) simulation

(génération) du réseau de fractures pour chaque famille de fractures selon les résultats statistiques de la deuxième étape ; iii) conditionnement de la simulation à partir de fractures relevées dans les forages, sur affleurement ou sur galerie

I.1.2.2 Intégration des données de terrain pour la simulation numérique du réseau de fracture

La définition statistique d'un système de fractures inclut l'étude statistique des orientations de fractures, les terminaisons de fractures, les traces de longueur de fractures, la densité des fractures, et de la taille et la forme des blocs délimitant les traces de fractures (Gervais, 1995). Suivant le support sur lequel les données sont relevées les outils statistiques suivants sont utilisés (Chilès, 1999):

- **Données relevées en forage**

Les mesures sur forage sont usuellement faites sur carotte ou déduites des logs de résistivité électrique (Chilès & de Marsily, 1993). Pour chaque fracture intersectée, sa localisation, son orientation, l'existence de remplissage possible, son ouverture, la géométrie de sa surface sont notées (Cacas et al. 1990). Selon Chilès et al. (2000) les outils statistiques généralement utilisés pour l'examen des données en forage sont:

- Le diagramme et le variogramme des orientations des fractures afin d'étudier l'indépendance des directions de fractures pour un ensemble de fractures donné. Le variogramme est calculé le plus souvent suivant quatre directions (Gervais, 1995): la direction moyenne de l'ensemble étudié, la direction perpendiculaire et suivants les deux lignes bissectrices;

- l'histogramme et le variogramme de l'intensité de fracturation apparente;
- l'histogramme et le variogramme de la série des distances apparentes entre fractures.

- **Données en affleurement**

Pour les données relevées à l'affleurement, les outils statistiques suivants sont utilisés:

- le diagramme des orientations des fractures;
- l'histogramme des longueurs de traces;

- l'histogramme et le variogramme de l'intensité de la fracturation apparente (nombre de traces par unité de surface, ou longueur cumulée des traces par unité de surface), mesurée pour un support rectangulaire donné;

- l'histogramme et le variogramme de la série des distances apparentes entre fractures, prise par exemple le long d'une ou plusieurs lignes;

- le nombre moyen d'intersections d'une fracture avec d'autres fractures, ainsi que la proportion de terminaisons en butée sur une autre fracture.

I.1.2.3 Simulation ordinaire (ou non conditionnelle) du réseau de fractures

Chilès et al.(1992) définissent une simulation *ordinaire* ou *non conditionnelle* comme une simulation simple du réseau de fracture qui ne tient pas compte d'observations telles que les intersections de fractures avec un forage ou un affleurement, ou telles que les perméabilités mesurées *in situ*. Ainsi, pour différents modèles de fractures, la simulation *non conditionnelle* diffère. Pour les modèles booléens ou de disques aléatoires, des points sont simulés par un processus de poisson. Puis, sur chacun des points, sont centrés les disques suivant leurs paramètres statistiques (orientation, diamètre) (Chilès 1989a). La simulation *non conditionnelle* des plans aléatoires, se résume à définir des plans au hasard, selon la distribution statistique des directions des différentes familles de fractures. Quant aux modèles fractals, leur construction est généralement itérative (Chilès, 1999).

I.1.2.4 Simulation conditionnelle du réseau de fractures

Une simulation *conditionnelle* est une simulation qui prend non seulement en compte les propriétés statiques d'une variable Z mais aussi les valeurs mesurées Z_i de Z appartenant à un ensemble discret i de points de mesure (de Marsily, 2002). Une fois la simulation *ordinaire* réalisée (génération d'un réseau de fracture qui a les mêmes caractéristiques statistiques que le réseau naturel), la démarche de conditionnement (Fig.1.10) consiste à:

- Rejeter toutes les fractures simulées qui sont intersectées par les forages ou les affleurements où sont faits les mesures, lorsqu'elles n'ont pas été observées ;

- Ajouter les fractures réelles qui ont été observées en forage ou à l'affleurement.

Des améliorations telles que la régionalisation (modélisation géostatistique) de l'intensité de la fracturation (Chilès, 1989a,b) et la prise en compte du contexte structural (failles majeures, plis) en utilisant les directions des paléo-contraintes (Chorowicz & Deffontaines, 1993; Lacombe et al. 1996, Cacas et al. 1997) ont été apportées à la méthodologie de simulation du réseau de fractures afin de rapprocher davantage les réseaux de fractures générés de la réalité.

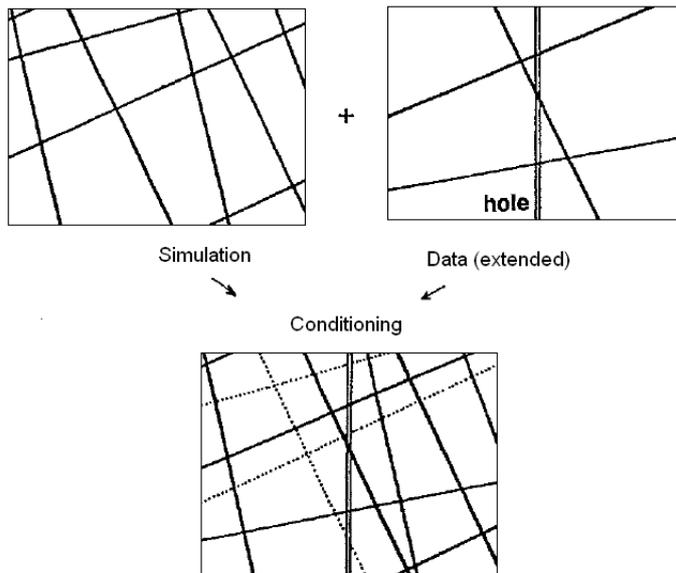


Fig.1.11 Simulation conditionnelle d'un modèle de plans aléatoires en 2D (Chilès, 1989a).

I.2 Modélisation des écoulements en milieux fracturés

L'approche retenue pour la modélisation des écoulements est souvent contrainte par la géométrie et l'échelle d'étude du milieu fracturé, les données de terrain disponibles, et quelques limitations pratiques liées à la capacité des ressources informatiques. Les approches de modélisation les plus utilisées sont: (i) les modèles de réseaux de fractures discrètes pour les milieux à matrice imperméable, (ii) les modèles milieu poreux hétérogène fracturé, (iii) les modèles continu équivalent et (iv) les modèles multiporosité pour les milieux poreux fracturés.

I.2.1 Différents types de modélisation des écoulements en milieux fracturés

I.2.1.1 Modélisation en réseaux de fractures discrètes

Dans les roches fracturées de faible perméabilité matricielle, l'écoulement est souvent très hétérogène et localisé dans quelques fractures. Dans ce cas, les théories classiques de l'hydrogéologie qui considèrent un milieu poreux équivalent sont souvent difficiles à appliquer. La complexité de l'écoulement dans les roches fracturées est principalement due à la géométrie complexe des fractures, où des structures superposées de tailles variables peuvent chacune avoir une contribution non négligeable sur l'écoulement global (Bour & Davy, 1997). Les tests hydrauliques et leur modélisation permettent de hiérarchiser l'importance de diverses fractures et de déterminer la manière dont se fait l'écoulement (Chilès, 1999). Cette phase met en œuvre les résultats de la modélisation géométrique, ainsi que les correspondances entre le modèle structural et l'aptitude des fractures à être hydrauliquement conductrices, en fonction de leurs relations avec les grandes failles ou les anticlinaux, et selon leur orientation.

Dans les milieux fracturés de faibles perméabilités, l'écoulement est lié à la connectivité: si les fractures ne sont pas connectées ou forment de petits amas séparés, aucun écoulement n'est possible; si les fractures sont bien connectées, le système se comporte comme un milieu continu (Cacas, 1990). La connectivité étant plus simple à calculer que l'écoulement (Ezzedine & de Marsily, 1993), elle peut être étudiée au préalable, en vue d'éviter le calcul de l'écoulement quand celui-ci ne peut se mettre en place.

I.2.1.1.1 Seuil de percolation et connectivité du réseau

La connectivité des fractures imbriquées dans les formations géologiques imperméables ou de faibles perméabilités est généralement étudiée à travers la théorie de la percolation. Cette théorie a été introduite par Broadbent & Hammersley (1957) selon Wilkes et al. (1985) et traite statistiquement le problème de communication à travers un système complexe constitué d'objets qui peuvent être connectés ou non (Renard & de Marsily, 1997). Elle s'applique à une classe de réseaux déterministes ou stochastiques et montre que le seuil de percolation dépend principalement de quelques paramètres assez généraux, à savoir la densité et la longueur des fractures, le nombre moyen d'intersection des fractures avec leurs voisins, et très

peu du style du réseau à l'intérieur de la classe considérée (Chilès, 1999). Dans un réseau à 2D de fractures de longueur l dont les positions et les orientations sont distribuées aléatoirement, le paramètre de percolation est estimé par un produit adimensionnel (Eq.1.1) proposé par Renard & de Marsily (1997) :

$$p = Nl^2/L^2 \quad (\text{Eq.1.1})$$

où N est le nombre de fractures, L^2 , la surface du système et l la longueur de la fracture.

Cette expression est dérivée de la probabilité de connectivité de la fracture, proportionnelle à la surface moyenne autour de chaque fracture, l^2 . Le seuil de percolation est obtenu à partir de la théorie de la surface exclue ou à partir des simulations numériques. Dans la limite d'un système infiniment grand en 2D, il est autour de 5,6. Ces résultats ne sont toutefois pas valables si la loi des tailles des fractures est très dispersée. La corrélation entre la connectivité du réseau de fractures et ses propriétés géométriques est étudiée à partir de la distribution des longueurs (Bour & Davy, 1997; de Dreuzy et al. 2000) et de la distribution spatiales des traces de fractures (Darcel et al. 2003). Ces auteurs montrent que le modèle de distribution des longueurs qui caractérise les systèmes de fractures naturelles est la loi puissance (Eq.1.2). Cette loi de distribution des longueurs implique la présence de fractures à toutes les échelles en accord avec les observations géologiques (Bonnet et al. 2001) :

$$n(l) = \alpha l^{-a} \quad (\text{Eq.1.2})$$

où $n(l)$ est le nombre de fractures ayant une longueur l , α est le coefficient de proportionnalité et a un exposant variant généralement entre 1 et 3.

Selon de Dreuzy et al. (2000), pour des distributions stochastiques uniformes des positions de fractures, la nature du modèle de connectivité est fixée par l'exposant a de la distribution des longueurs en loi de puissance. Pour un réseau 2D, la connectivité varie en fonction de l'exposant a de la manière suivante :

- $a > 3$, la connectivité est contrôlée par les petites fractures et les règles de la théorie de la percolation s'appliquent.

- $a < 2$, le rôle des petites fractures est négligeable et, en terme de connectivité, le système est similaire à une superposition de fractures infinies.

- $2 < a < 3$, les longues et les petites fractures contrôlent à la fois la connectivité, qui est significativement dépendante de l'échelle, contrairement à la théorie de la percolation.

En revanche, lorsque la densité des centres des fractures suit une loi fractale et la distribution des longueurs suit une loi de puissance, la connectivité est à la fois définie dépendamment de la dimension fractale D et de l'exposant a de la distribution des longueurs (Darcel et al. 2003):

- $a < D+1$, la connectivité du système est dominée par la distribution des longueurs, avec une contribution négligeable des corrélations fractales. La connectivité du système est surtout contrôlée par les grandes fractures dont la longueur est de l'ordre (ou supérieure) à la taille du système. La connectivité augmente avec l'échelle, montrant un réseau de fractures toujours connecté à des échelles grandes. Le nombre d'intersection par fracture, qui peut partiellement contrôler les propriétés de transport du réseau, est dépendant de la dimension fractale D .

- $a > D+1$, la connectivité est contrôlée par les fractures plus petites que la taille du système, avec un contrôle important de la corrélation spatiale. La connectivité décroît avec la taille du système. Cela signifie que les grands systèmes sont toujours déconnectés, bien qu'ils puissent être connectés à une échelle finie.

- $a = D+1$ (cas auto-similaire) correspond à la transition entre les deux régimes. Les propriétés de la connectivité sont invariantes et le seuil de percolation correspond donc à une densité fractale critique. Le nombre moyen d'intersections par fracture au seuil est également invariant avec l'échelle.

I.2.1.1.2 Quantification de l'écoulement dans les réseaux de fractures discrets

Lorsque chaque fracture ou intersection de fracture est associée à des paramètres hydrauliques ou lorsque chaque fracture est remplacée par un réseau de chenaux avec des paramètres connus, il est possible de calculer l'écoulement de l'eau à travers le réseau (Billaux et al. 1989; Cacas et al. 1990). Les premiers modèles d'écoulement considéraient la fracture comme

une plaque parallèle d'ouverture constante et d'extension donnée (Snow, 1965). Ainsi, pour le cas d'une fracture constituée de deux plans parallèles séparés d'une distance o , o étant l'ouverture de la fracture, le flux Q dépend linéairement du gradient de charge (loi de Darcy) et du cube de l'ouverture. L'hypothèse la plus courante consiste à appliquer la loi cubique (Eq.1.3):

$$Q = -w \frac{o^3}{12\mu} \nabla h = -K \nabla h \quad (\text{Eq.1.3})$$

où w est l'extension transversale de la fracture, μ la viscosité. La perméabilité K dépend du cube de l'ouverture o .

L'écoulement dans le réseau peut être calculé analytiquement ou numériquement pour des conditions aux limites définies.

En pratique, les modèles de plaques parallèles d'ouverture constante ne correspondent pas à la réalité. En effet, La distribution d'ouvertures dépend de la rugosité, de l'écartement moyen et de la corrélation entre les parois. Lorsqu'une fracture est soumise à une contrainte normale importante, elle se referme, les zones de contact entre les deux épontes se développent, l'écoulement n'est plus généralisé dans le plan de la fracture mais tend à se chenaliser (Gentier, 1986). Cette chenalisation au sein des fractures, produit des écoulements très différents de l'écoulement parallèle au sein de la fracture entière. Plusieurs techniques de modélisation basées sur la chenalisation sont développées (Billaux, 1990; Cacas et al. 1990; Chilès et al. 1992; Ezzedine & de Marsily, 1993; Gentier & Hopkins, 1997) et considèrent que l'écoulement dans les fractures prend place dans un réseau de chenaux hydrauliques 1D.

Le modèle d'écoulement basé sur le schéma simplifié de la chenalisation (Fig.1.11) proposé par Cacas (1989), est établi sous l'hypothèse selon laquelle, entre deux fractures sécantes, l'eau circule dans un conduit liant leur centre et passant par le segment formé par leur intersection. En supposant un cylindre creux fixe de longueur l , très important devant le diamètre $2R$, l'écoulement volumétrique dans le conduit est proportionnel au gradient de charge et au rayon à la puissance 4 (Eq.1.4) (Snow, 1969)

$$Q = \pi r^2 \frac{r^2}{8} \frac{\rho g}{\mu} \nabla h \quad (\text{Eq.1.4})$$

où μ est la viscosité cinématique, ∇h le gradient hydraulique entre les extrémités du conduit, $r^2/8$ est la perméabilité du conduit et πr^2 la section de la conduite.

La perméabilité hydraulique intégrée d'une connexion est définie comme le rapport entre le débit d'écoulement et le gradient de charge (Eq.1.5):

$$K = \frac{Q}{\nabla h} = \frac{\pi r^4}{8} \frac{\rho g}{\mu} \quad (\text{Eq.1.5})$$

Dans ce modèle, chaque disque est caractérisé par une conductivité hydraulique intégrée constante pour tous ses liens. La conductivité de la connexion entre 2 disques dont les conductivités intégrées sont k_1 et k_2 , est donnée par leur moyenne harmonique (Ezzedine & de Marsily 1993) suivant l'expression suivante (Eq.1.6):

$$k_{12} = \frac{(l_1 + l_2)k_1 k_2}{(l_2 k_1 + l_1 k_2)} \quad (\text{Eq.1.6})$$

où l_1 et l_2 sont les longueurs des deux segments formant la connexion complète. Cette conductivité intégrée incorpore la géométrie entière de l'écoulement à l'échelle de la fracture: rugosité du mur, tortuosité réelle, longueur des lignes d'écoulement, etc.

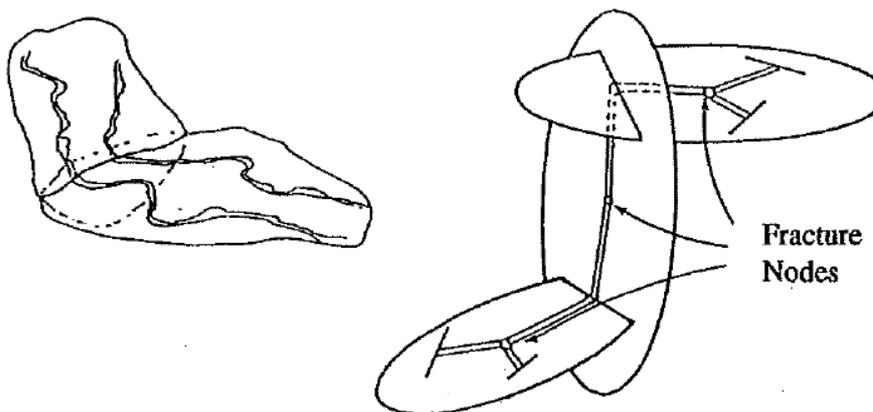


Fig.1.12 Chenalisation dans le plan de fractures et modèle simplifié de chenalisation (Cacas, 1989).

I.2.1.2. Approche milieu poreux hétérogène fracturé

Le modèle milieu poreux hétérogène fracturé présenté ici traite le milieu fracturé comme un milieu hétérogène incompressible (Samardzioska & Popov, 2005). Chaque fracture significative est modélisée de façon explicite. Ce modèle conceptuel pour l'écoulement souterrain et le transport de contaminant représente un énorme challenge pour les hydrogéologues. Bien que conceptuellement séduisante, cette approche devient difficile à appliquer lorsque le nombre de fractures est important, même dans les zones modérément fracturées. De plus, les ressources informatiques et les données nécessaires pour traiter un tel modèle sont souvent très importantes, ce qui rend cette approche inadaptée pour des cas pratiques. Une telle approche est donc adaptée pour les zones présentant quelques fractures importantes participant à l'hydrodynamisme.

Dans les simulations par l'approche milieu poreux hétérogène fracturé, l'écoulement est gouverné à la fois dans la matrice et dans les fractures par l'équation de diffusivité (Eq.1.7)

$$C \cdot \frac{\partial h}{\partial t} + S_{source} = K \cdot \nabla^2 h \quad (\text{Eq.1.7})$$

Où C est l'emmagasinement spécifique [L^{-1}], h la charge hydraulique [L], K la conductivité hydraulique [LT^{-1}], t le temps [T] et S_{source} le terme source [T^{-1}].

A l'interface matrice-fracture, la charge hydraulique est continue et le flux sortant de la matrice est égal au flux rentrant dans la fracture (Popov & Power, 1999).

I.2.1.3. Approche milieu continu équivalent

L'intensité de fracturation dépassant fréquemment une fracture par mètre cube, les calculs d'écoulement dans un modèle chenalisé restent limités à des domaines dont l'extension n'excède pas la centaine de mètres (Chilès, 1999). Pour des systèmes de taille importante, la modélisation des fractures de façon explicite devient très compliquée et un milieu continu est souvent employé représentant les propriétés hydrodynamiques globales du milieu fracturé. Cette approche est largement appliquée du fait de sa simplicité en termes de données requises et de son efficacité numérique via l'utilisation de grilles de grandes tailles (Wu et al. 1999)

Dans le modèle continu équivalent, aucune distinction n'est faite entre les fractures conductrices et les blocs de matrices, l'eau est supposée s'écouler à travers tout le système. La roche fracturée est traitée comme un continuum avec des propriétés dérivées de la procédure d'homogénéisation sur un sous volume ou volume élémentaire représentatif (VER), contenant un nombre important de fractures et pour lequel la relation entre le flux U et le gradient de charge $\text{grad}H$ peut s'exprimer par la loi de Darcy (Eq.1.8):

$$U = -K \text{grad}H \quad (\text{Eq.1.8})$$

Où K est un tenseur caractérisant la conductivité hydraulique globale.

Les propriétés équivalentes utilisées dans le modèle continu équivalent sont estimées selon les équations 1.9 et 1.10 pour des cas simples de l'écoulement à travers un domaine intersecté par une famille de fractures parallèles d'égale ouverture (Samardzioska & Popov, 2005):

- pour la porosité

$$n_{equi} = n_m \cdot \frac{V_m}{V_t} + n_f \cdot \frac{V_f}{V_t} \quad (\text{Eq.1.9})$$

- pour la conductivité hydraulique

$$K_{equi} = \frac{\rho \cdot g}{\mu \cdot L} \left(\frac{m \cdot b^3}{12} + k_m (L - m \cdot b) \right) = K_f \cdot \frac{V_f}{V_t} + K_m \cdot \frac{V_m}{V_t} \quad (\text{Eq.1.10})$$

Où n_f et n_m sont les porosités des fractures et de la matrice dans le VER, respectivement, V_f et V_m sont respectivement les volumes de fractures et de matrice dans le VER, V_t le volume total du domaine, L est l'épaisseur totale du domaine [L], m est le nombre de fractures parallèles, ρ la densité du fluide [ML^{-3}], μ , la viscosité dynamique [$\text{ML}^{-1}\text{T}^{-1}$], et K_f et K_m sont les conductivité hydrauliques des fractures et de la matrice [LT^{-1}] respectivement.

Des études (Davy 1993 ; Bour & Davy, 1997 ; Bonnet et al. 2001; de Dreuzy et al. 2001 ; de Dreuzy et al. 2002 ; Bour et al. 2002; Darcel et al. 2003) montrent que les lois de distribution des longueurs et des centres de fractures sont respectivement de puissance et fractale, ce qui implique la présence de fractures à toutes les échelles. Par conséquent, l'échelle à laquelle le

domaine fracturé se comporte comme un milieu continu est inexistant ou infinie. Bien que le modèle continu équivalent soit communément employé dans la description des roches fracturées, les résultats fournis par ce modèle sont représentatifs des valeurs homogénéisées sur un volume important du domaine et il est impossible d'avoir une estimation fiable de la charge hydraulique dans certains points du domaine.

I.2.1.4. Approche milieu double porosité

Barrenblatt et al. (1960), puis Warren & Root (1963) modélisent le milieu poreux comme un système de blocs rectangulaires identiques de matrice homogène et isotrope avec une porosité primaire, séparés les uns des autres par des fractures qui constituent la porosité secondaire (Fig.1.12). Le modèle de réservoirs naturels fracturés communément accepté est le modèle double porosité/double perméabilité, dans lequel la fracture et la matrice sont différentes en termes de porosité et de perméabilité: une matrice de porosité forte et de faible perméabilité, une fracture de perméabilité élevée et de faible porosité.

L'approche double milieux continus est fréquemment utilisée en raison de la géométrie très complexe des fractures, de l'irrégularité des espacements entre fractures et du manque d'informations sur les propriétés de l'écoulement dans la fracture.

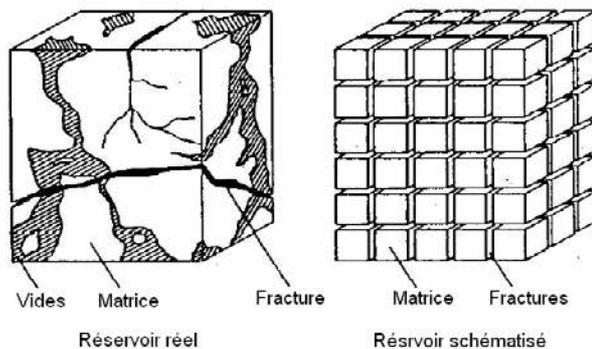


Fig.1.13 Modèle conceptuel de l'approche milieu double poreux selon Warren & Root (1963).

Dans la modélisation hydrodynamique des milieux à double porosité, deux approches sont généralement distinguées. Elles diffèrent par la manière dont elles décrivent l'écoulement de la matrice à la fracture. La première, classique, suppose que l'échange matrice-fracture se fait en régime pseudo-permanent (Kazemi, 1969 cité par Landereau et al. 2001; Quintard & Whitaker, 1996), c'est-à-dire que l'échange est directement proportionnel à la différence de pression moyenne entre la matrice et la fracture. La seconde considère une dynamique de

l'échange matrice- fracture avec des termes plus transitoires (Pruess & Narasimhan, 1985; Zimmerman et al. 1994; Lim et Aziz, 1995; Moyne, 1997; Bourbiaux et al. 1999; Bertin et al. 2000; Panuela et al. 2002; Rangel-German & Kavscek, 2006).

Dans certains milieux fracturés, le comportement double porosité peut être lié à la connectivité et non à l'hypothèse de double continuum matrice –fracture usuellement considérée (Jourde et al. 2002). Dans ces types de milieux, les chenaux de faible conductivité hydraulique assurent la fonction d'emmagasinement (porosité primaire) et les chenaux de fortes conductivités hydrauliques assurent la fonction transmissive. Wu et al. (2004) développent un modèle triple porosité afin d'étudier l'effet des petites fractures sur l'écoulement dans la zone de Yucca au Nevada. Dans cette approche, l'écoulement et le transport dans les roches fracturées sont décrits séparément en utilisant un triplet d'équations pour les deux milieux fracturés et la matrice. La comparaison des résultats issus des modèles double porosité et triple porosité de la zone de Yucca sous les mêmes conditions d'infiltration et de conditions aux limites avec la même matrice et les mêmes grandes fractures révèle que ces deux modèles sont identiques. Cette conclusion indique que les petites fractures n'ont pas d'impact significatif sur l'écoulement en régime pseudo-permanent. Cela s'explique par le fait que ces fractures ne sont pas globalement connectées. En effet, leur principal rôle est de contrôler l'écoulement matrice-fracture et le processus de transport en élargissant l'interface matrice-fracture et en offrant un espace de stockage intermédiaire entre les grandes fractures et la matrice (Wu, 1999).

Les équations qui gouvernent l'écoulement dans le modèle double porosité sont décrites en supposant l'applicabilité de la loi de Darcy par la paire d'équations couplées (Eq.1.11 et Eq.1.12) suivante (Dykhuisen, 1990; Gerke & Van Genuchten, 1993 et 1996; Samardzioska & Popov, 2005):

$$K_f \cdot \nabla^2 h_f = C_f \cdot \frac{\partial h_f}{\partial t} + q_{m/f} \quad (\text{Eq.1.11})$$

$$K_m \cdot \nabla^2 h_m = C_m \cdot \frac{\partial h_m}{\partial t} - q_{m/f} \quad (\text{Eq.1.12})$$

où h est la pression [L], C est l'emmagasinement spécifique [L^{-1}], K est la conductivité hydraulique [LT^{-1}], t le temps [T], f et m désignent respectivement la fracture et la matrice et le paramètre $q_{m/f}$ est le terme de transfert du fluide [T^{-1}], et est donné par (Eq.1.13) :

$$q_{m/f} = \alpha \frac{\rho k}{\mu} (h_f - h_m) \quad (\text{Eq.1.13})$$

Où α est défini comme un paramètre représentant les caractéristiques de la roche fracturée. Ce paramètre a la dimension inverse d'une surface et est communément connu comme le facteur de forme.

Cette formulation est développée pour les régimes pseudo-permanents où la matrice est supposée totalement immergée. Pour un écoulement monophasique en régime pseudo-permanent, le paramètre σ est constant et reflète la géométrie des éléments de la matrice. Le facteur de forme obtenu par Warren & Root est (Lim & Aziz, 1995):

$$\alpha = \frac{4N(N+2)}{L^2} \quad (\text{Eq.1.14})$$

où N est le nombre de familles de fractures (1,2 ou 3). Pour un bloc matriciel cubique dont les fractures sont espacées d'une longueur L , σ prend les valeurs $12/L^2$, $32/L^2$, $60/L^2$ pour respectivement une, deux et trois familles de fractures.

Par ailleurs, plusieurs auteurs formulent des facteurs de formes dépendant du temps (Lim & Aziz, 1995; Bourbiaux et al. 1999 ; Panuela et al. 2002 ; Rangel-German & Kovsky, 2006). Cette formulation du facteur de forme en fonction du temps est surtout utilisée lorsque les fractures ne sont pas totalement immergées selon Rangel-German & Kovsky, (2006). Ces auteurs proposent, à partir de résultats expérimentaux, une formulation de la fonction de transfert de forme prenant en compte les régimes saturé et insaturé de la fracture :

$$\alpha_s = \alpha^* \left(\frac{t_D}{t_D^*} \right)^{-m} \quad \text{pour } t_D < t_D^* ; \quad (\text{Eq.1.15})$$

$$\text{et } \alpha_s = \alpha^* \text{ pour } t_D \geq t_D^* ; \quad (\text{Eq.1.16})$$

$$t_D = \frac{\sigma_h t}{L^2} \quad (\text{Eq.1.17})$$

Avec t_D^* , temps adimensionnel critique égale à 0,1 ; m , une fonction de l'écoulement et de l'ouverture de la fracture ; σ_h , la diffusivité hydraulique (m^2/s) ; t le temps (s) et L , la longueur. Cette fonction converge vers la valeur constante α du régime pseudo-permanent.

I.2.1.5 Comparaison des approches milieu poreux hétérogène fracturé, milieu continu équivalent et milieu double porosité

Dans la modélisation de l'écoulement en milieu fracturé, le modèle fracture discrète est plus rigoureux que les modèles continus (Wu et al. 1999 ; Wu et al. 2000 ; Wu et al. 2004). Ce modèle fournit la quantité la plus importante d'informations pour le processus d'écoulement et introduit un plus petit nombre d'hypothèses et/ou d'approximations que les modèles continus (Samardzioska & Popov, 2005). Mais l'une des limites du modèle discret réside dans la nécessité d'une connaissance détaillée des propriétés géométriques de la fracture et de la matrice. Pour des systèmes densément fracturés, l'application de cette approche devient pratiquement impossible. De plus, cette méthode s'avère très coûteuse numériquement en terme de mémoire et de temps de calcul. Pour ces différentes raisons, cette approche n'a jusqu'à présent trouvé que des champs d'application limités dans la modélisation de l'écoulement et des processus de transport dans les roches fracturées.

Comme méthode alternative, l'approche milieu continu équivalent, qui présente les fractures et la matrice comme un milieu effectif continu, est utilisée. Pour des réseaux de fractures parallèles à l'écoulement (où les caractéristiques équivalentes du milieu fracturé sont faciles à estimer), le modèle continu équivalent fournit de bons résultats, souvent en parfait accord avec le modèle discret fracture-matrice (Wu, 1999; Samardzioska & Popov, 2005). L'inconvénient du modèle continu équivalent est qu'il ne peut pas fournir un aperçu des processus d'écoulement et du transport dans les deux différents milieux, la matrice poreuse et les fractures. De plus, ce modèle fournit des résultats moins exacts lorsque l'estimation des caractéristiques équivalentes du milieu poreux fracturé ne peut pas être facilement fournie et il

est impossible d'avoir une estimation fiable de la charge hydraulique dans certains points du domaine.

Le modèle double porosité est moins exigeant en termes de calcul que le modèle fracture discrète. Il est conceptuellement séduisant et est capable de traiter l'interaction matrice-fracture. Il est largement utilisé pour la modélisation en milieu poreux fracturé. Ce type de modèle permet d'obtenir des résultats suffisamment exacts dans la modélisation des domaines présentant un nombre important de fractures avec une géométrie répétitive et des caractéristiques similaires. Ce modèle offre plus d'information que le modèle continu équivalent concernant les propriétés moyennes du processus d'écoulement. L'étude de la sensibilité des modèles double porosité réalisés par Samardzioska, & Popov (2005), révèle que celui-ci est très sensible à la variation du terme de transfert, ce qui peut entraîner des résultats significativement différents selon les valeurs définies par ce paramètre pour un même problème.

I.3 Méthodes numériques pour la résolution des équations de l'écoulement

Une des exigences de base pour une détermination de l'écoulement en hydrogéologie est une représentation exacte du champ de vitesse de l'eau. La discrétisation spatiale des équations de l'écoulement montre un champ de potentiels à partir duquel, les vitesses sont déterminées en utilisant la loi de Darcy (Diersch & Kolditz, 1998; Mitchell & Mayer, 1998; Farthing et al. 2001).

Les systèmes d'équations décrivant l'écoulement dans ces milieux sont souvent résolus par les méthodes des différences finies, ou des éléments finis (Fig.1.13). Pour choisir le schéma le mieux adapté à la résolution du problème, plusieurs propriétés doivent être analysées:

- conservation locale de la masse ;
- garantie de la continuité des flux aux interfaces des différents éléments de la discrétisation ;
- calcul précis du champ de vitesse en milieu fortement hétérogène ;

- capacité à traiter des problèmes anisotropes (tenseurs de perméabilité pleine) ;
- flexibilité dans la manipulation de domaines à géométrie complexe ;
- traitement satisfaisant des différents types de conditions aux limites ;
- résolution efficace du système linéaire obtenu.

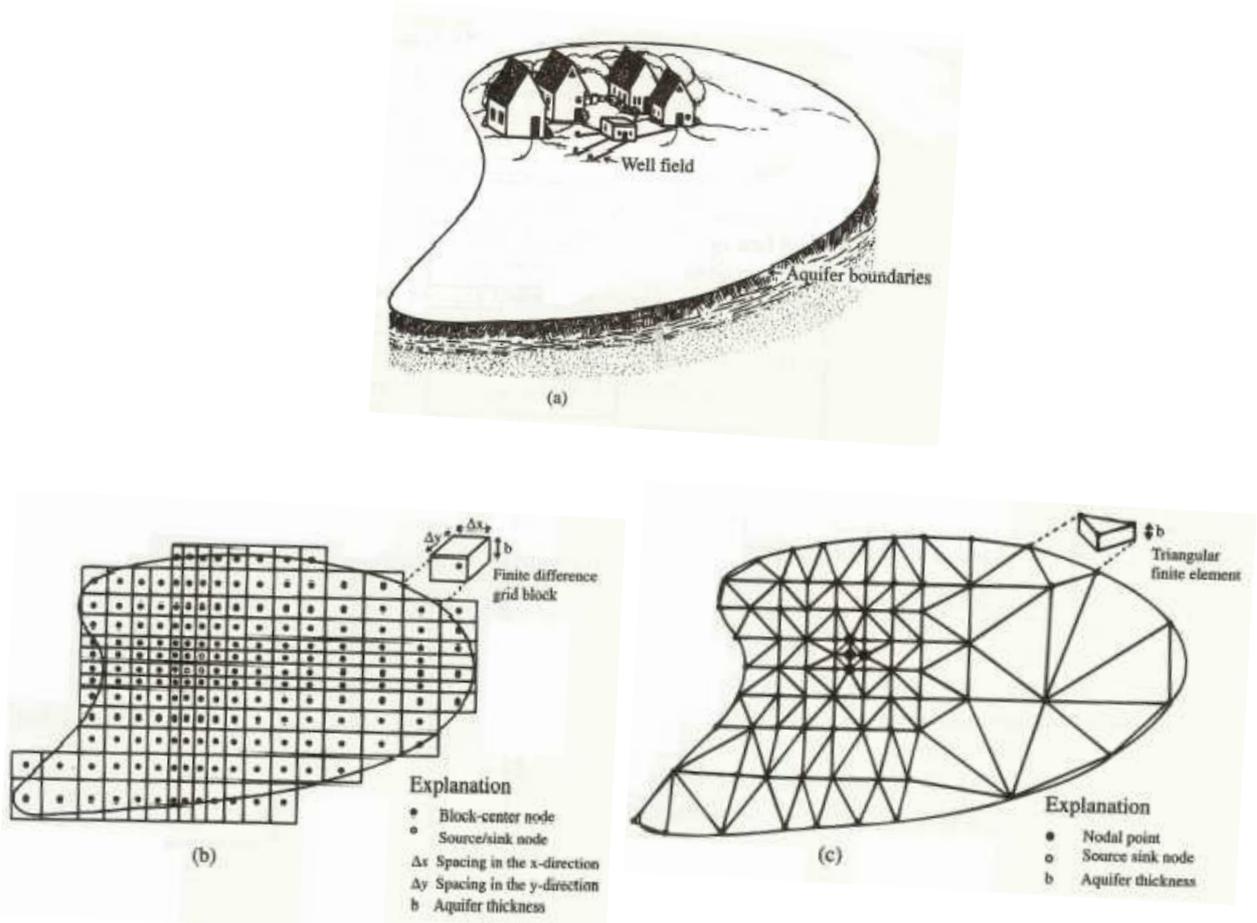


Fig.1.14 Schémas comparatif de la discrétisation par différence finies et éléments finis, a) aquifère hypothétique ; b) discrétisation par différences finies et c) discrétisation par éléments finis (Stone, 1999).

I.3.1 Différence finie

La méthode des différences finies est largement utilisée pour la résolution des équations d'écoulement, en raison de sa capacité à garantir la conservation de la masse au niveau de chaque élément (Younès et al. 1999). En revanche, cette méthode présente des contraintes concernant la discrétisation en espace, elle est peu flexible pour discrétiser les domaines à géométrie complexe et nécessite un maillage régulier du domaine. En outre, cette méthode n'est pas adaptée à la résolution des problèmes pour lesquels des tenseurs de conductivité hydraulique non diagonaux sont définis (Hoteit et al. 2002).

I.3.2 Eléments finis

L'utilisation des éléments finis connaît d'importants développements depuis sa formule standard jusqu'à sa formulation mixte hybride. La méthode des éléments finis standard (EF) est flexible dans la description des phénomènes physiques à géométrie complexe. Mais l'un des inconvénients de l'utilisation des éléments standard réside dans la non conservation de la masse. En effet, lorsque ces éléments finis sont utilisés, le potentiel hydraulique est calculé d'abord, ensuite la vitesse est calculée à travers l'application de la loi de Darcy. Il est montré par Frind & Matanga (1985) que le calcul de la vitesse par cette procédure génère des erreurs supplémentaires, surtout en milieu fortement hétérogène. Dans ce contexte, une formulation mixte des éléments finis est proposée et largement utilisées dans divers problèmes en hydrogéologie (Brezzi & Fortin, 1991; Durlofsky, 1994; Mosé et al. 1994; Chen & Ewing, 1997; Arbogast et al. 1997; Mitchell & Mayer, 1998; Huber & Helmig, 1999; James & Graham, 1999; Chounet et al. 1999; Ackerer et al. 1999). La méthode des éléments finis mixtes (EFM) est une formulation mixte de la vitesse et de la charge piézométrique à partir des lois de Darcy et de la conservation de la masse. Cette approximation donne des vitesses sur tout le domaine et la composante normale de celles-ci est continue à travers les limites inter-éléments. Selon Younès et al. (1999), pour un élément E triangulaire (Fig.1.14) la vitesse se définit de la manière suivante (Eq.1.18 et Eq.1.19):

$$q_E = w_1 Q_1 + w_2 Q_2 + w_3 Q_3 \quad (\text{Eq.1.18})$$

où q_E est la vitesse de Darcy à n'importe quel point de E, Q_i ($L^2 T^{-1}$) sont les flux à travers les arêtes de l'élément E_i et w_i (L^{-1}) les fonctions de base de Raviart-Thomas définies par :

$$w_1 = \frac{1}{2|E|} \begin{pmatrix} x-x_1 \\ y-y_1 \end{pmatrix} ; \quad w_2 = \frac{1}{2|E|} \begin{pmatrix} x-x_2 \\ y-y_2 \end{pmatrix} \quad w_3 = \frac{1}{2|E|} \begin{pmatrix} x-x_3 \\ y-y_3 \end{pmatrix}, \quad (\text{Eq.1.19})$$

où (x_i, y_i) sont les coordonnées des sommets de E et $|E|$ sa surface.

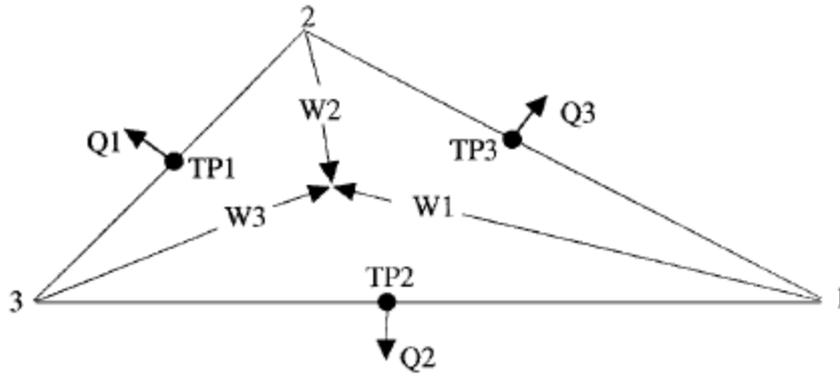


Fig.1.15 Fonction de base pour la méthode des EFM (Younès et al.1999).

Le système est résolu dans ce cas avec pour inconnues, les charges piézométriques moyennes par arête. La limite des éléments finis est qu'elle conduit à un système d'équations linéaires symétriques non définis et difficile à résoudre particulièrement en régime pseudo-permanent (Brezzi & Fortin, 1991; Farthing et al. 2002; Chavent et al. 2003). Pour contourner cette difficulté, une formulation mixte hybride appelée éléments finis mixtes hybrides, (EFMH) est proposée. Cette reformulation définit une nouvelle variable : une combinaison linéaire des charges piézométriques moyennes sur les arêtes des éléments (modélisation 2D). Cela aboutit à une seule inconnue par élément au lieu de trois.

Hoteit et al. (2002) étudient la fiabilité numérique des méthodes éléments finis mixtes (EFM) et éléments finis mixte hybride (EFMH) sous l'influence de deux facteurs : la discrétisation spatiale et l'hétérogénéité du milieu. L'effet de la discrétisation spatiale est apprécié à partir d'expérience numérique en utilisant une triangulation irrégulière pour discrétiser un domaine rectangulaire homogène (Fig.1.15). Les deux triangles colorés sur la figure 1.15 sont artificiellement construits pour que leur forme plate puisse être augmentée en diminuant leur bord commun. Les champs de vitesse et la distribution des pressions obtenus en utilisant les méthodes EFM et EFMH (Fig.1.16) montrent que la méthode des EFM est numériquement plus précise que celle des EFMH dans l'approximation des flux, notamment avec la présence de mailles aplaties.

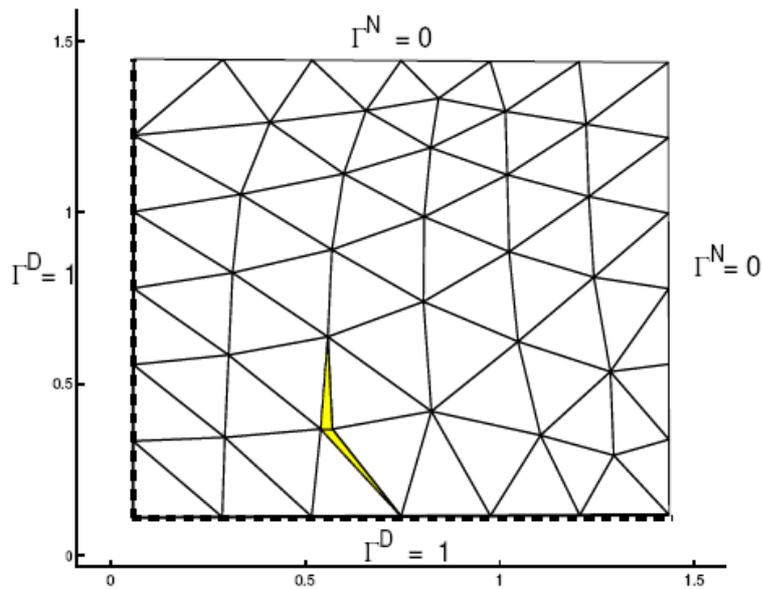


Fig.1.16 Maillage irrégulier avec la présence des éléments aplatis (Hoteit et al. 2002).

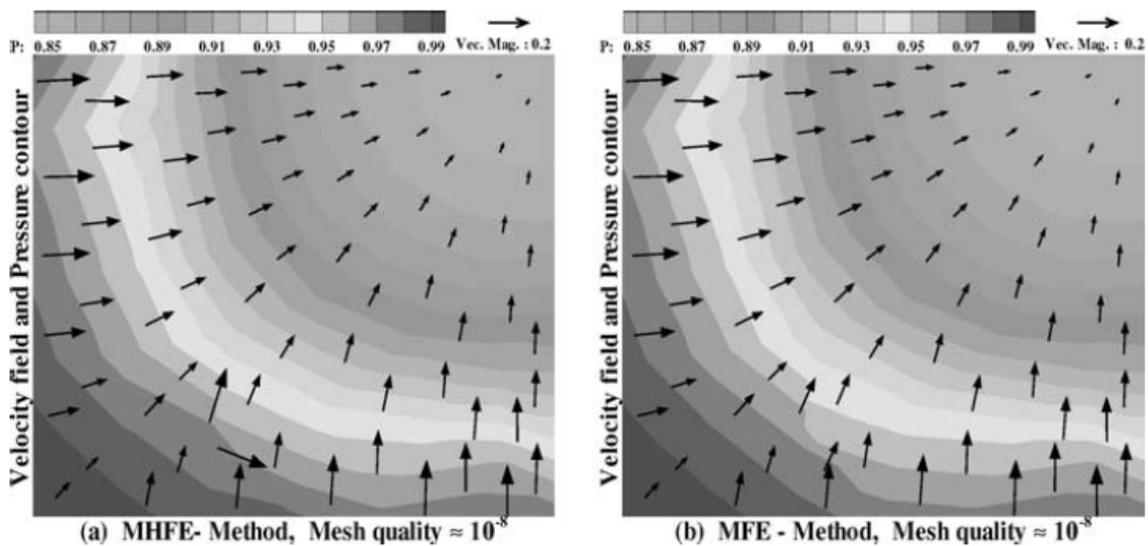


Fig.1. 17 Résultats obtenus en utilisant les méthodes des EFMH et EFM (Hoteit et al. 2002).

Pour un écoulement en régime permanent sur un domaine fortement hétérogène, discrétisé avec des triangles réguliers (Fig.1.17), les méthodes EFM et EFMH donnent des approximations de pressions presque semblables. En revanche, la méthode des EFMH mène parfois à des valeurs inconsistantes dans le champ de vitesse (coin inférieur gauche), particulièrement si des contrastes de perméabilité sont présents (Fig.1.18).

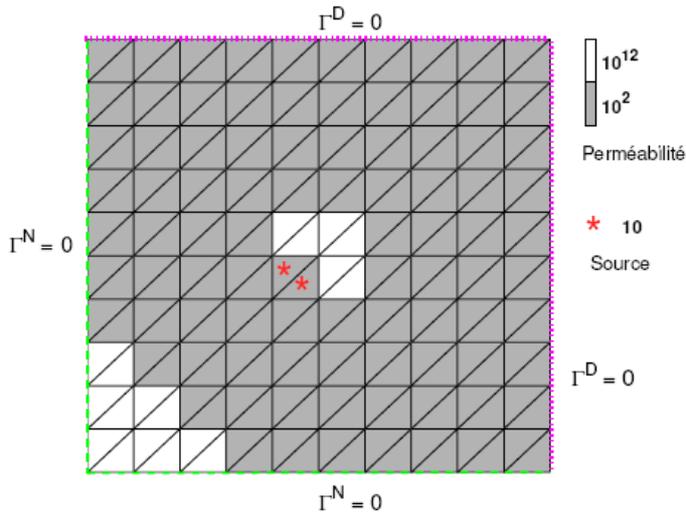


Fig.1.18 Triangulation uniforme avec un contraste de perméabilité (Hoteit et al. 2002).

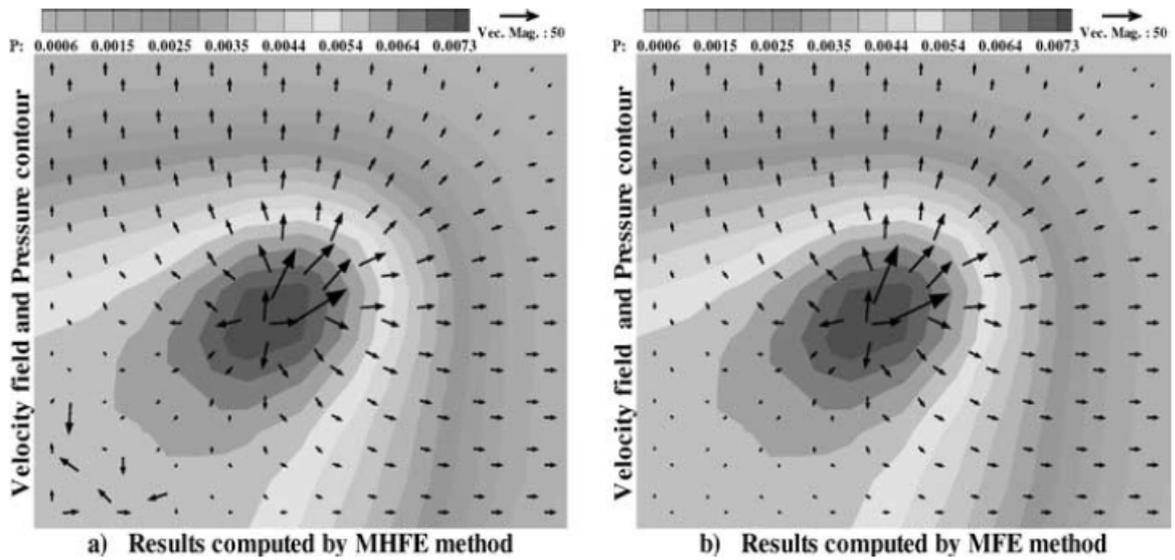


Fig.1 19 Résultats numériques obtenus par les EFMH et EFM (Hoteit et al. 2002).

Conclusion

Les aquifères en milieu de socle fracturé présentent de fortes hétérogénéités horizontales et verticales. Dans le processus de modélisation hydrodynamique, l'horizon fracturé de ces aquifères requiert une attention particulière, ce qui passe généralement par une modélisation du milieu. Pour cela, plusieurs méthodes de simulation numérique, qu'elles soient déterministes ou stochastiques, permettent de représenter le réseau de fractures. Une fois le milieu fracturé modélisé, le calcul des écoulements se fait en adoptant l'approche milieu poreux hétérogène fracturé, l'approche milieu continu équivalent, ou encore l'approche double porosité, en fonction des caractéristiques physiques du milieu. Dans le cas d'une modélisation distribuée des écoulements, la discrétisation spatiale du milieu en vue de résoudre les équations de l'écoulement par la méthode des éléments finis mixtes (formulation mixte de la vitesse et de la charge piézométrique à partir des lois de Darcy et de la conservation de la masse) est jugée satisfaisante en raison de sa flexibilité dans la description des phénomènes physiques à géométrie complexe.

CHAPITRE II

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET
GEOLOGIQUE DE LA REGION D'ETUDE

Chapitre II Contexte géographique et géologique de la région d'étude

II.1 Description du site: Région administrative de Dimbokro

La région administrative de Dimbokro-Bongouanou est située dans le centre est de la Côte d'Ivoire et se trouve entre les longitudes 3.43° et 4.58°W et les latitudes 6.9° et 7.29°N (Fig.2.1). Elle couvre une superficie de 10 360 km² et concerne les localités de Dimbokro, Bongouanou, Bocanda, Arrah, Tiémélékro, Mbatto, Anoumaba et Kouassi-kouassikro. Elle est située à la limite savane forêt et est recouverte de deux types de végétation. La forêt couvre presque toute la région. La savane n'apparaît qu'à l'Ouest et au Nord. Aujourd'hui la forêt recule peu à peu vers le sud et vers l'Est du fait des pratiques anthropiques : feux de brousse saisonniers, exploitation du bois.

L'entité hydrologique qui couvre au mieux la région de Dimbokro-Bongouanou correspond à une partie du bassin du fleuve Nzi, (Fig.2.1) et sera appelée *Bassin de Dimbokro* dans le reste du document. Cette entité hydrologique d'une superficie de 6 300 km² couvre les localités de Dimbokro, Bongouanou, Bocanda et Kouassi-kouassikro.

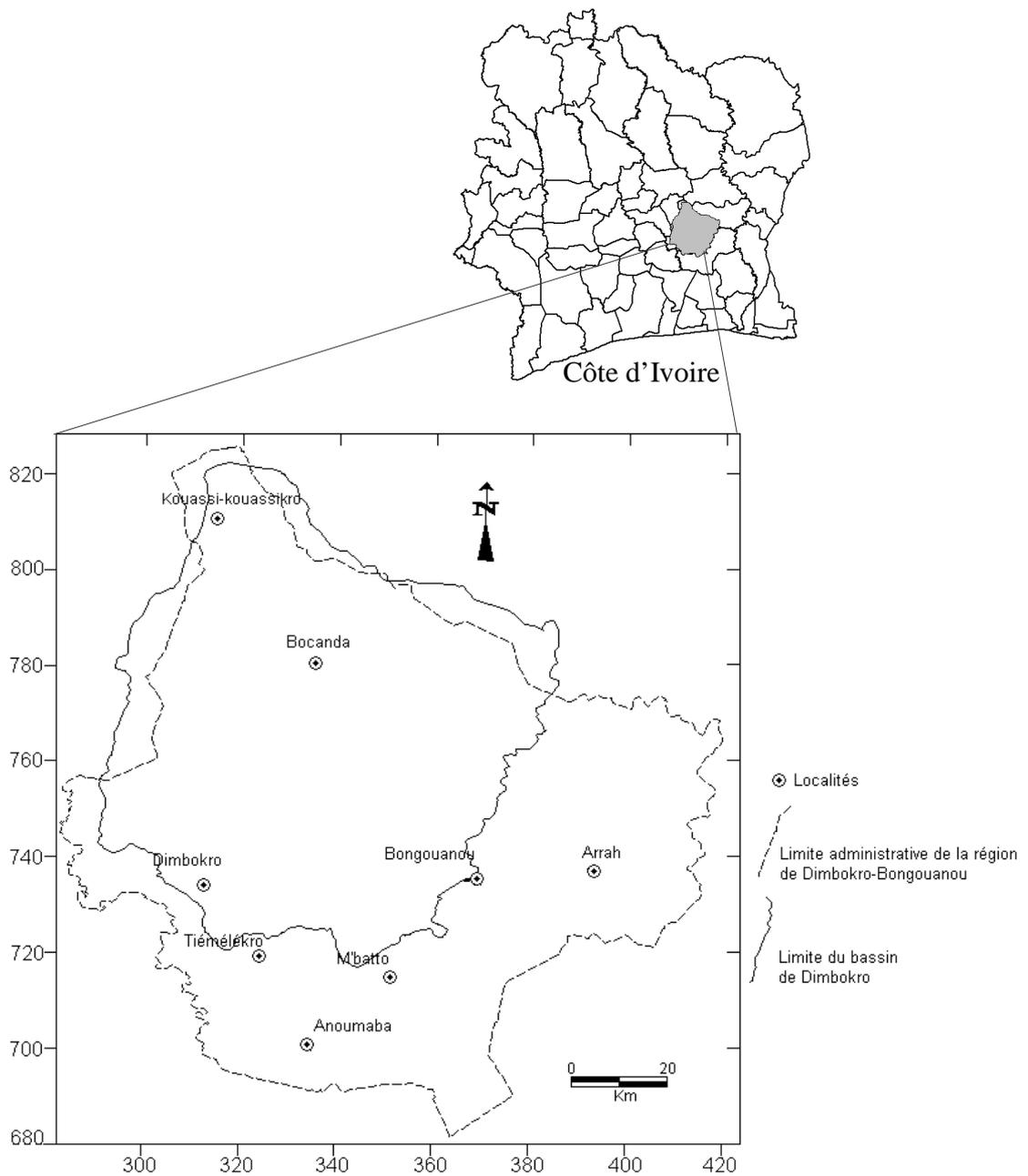


Fig.2. 1 Présentation de la région de Dimbokro-Bongouanou et du Bassin de Dimbokro.

II.2 Contexte géologique du bassin de Dimbokro

La première partie de cette section, essentiellement descriptive, présente la géologie du bassin sur la base de (i) la synthèse des différents travaux (Archambault, 1954; Maillary, 1964; Nzi, 1964; Delany, 1965; Adou, 1970; Bonvallot & Boulangé, 1970; Avenard et al. 1971; Tagini, 1971; Bard, 1974; Michel, 1974; Guiraud, 1975; Guiraud & Lenck, 1975; Grandin, 1976; Camerlo et al. 1977; Peltre, 1977; Berger et al. 1980; Faillat, 1985; Yao et al. 1990 et 1995) entrepris dans la région à partir des indépendances en Afrique de l'ouest francophone (1960) jusqu'à de nos jours et (ii) des sorties de terrain effectuées en 2008 et 2009 dans la région.

La seconde partie présente la méthodologie utilisée pour la spatialisation des accidents géologiques régionaux du bassin à partir de l'analyse d'images satellitaires.

II.2.1 Mise en place des formations géologiques du bassin

La géologie du bassin de Dimbokro est peu connue dans le détail. Néanmoins, la mise en place des formations de la région est attribuée à la phase volcano-tectonique 'birimienne' (2000–1800 Ma) dont l'activité a affecté plusieurs parties de l'Afrique de l'ouest (Côte d'Ivoire, Burkina Faso, Ghana, Niger, etc.) au Protérozoïque inférieur.

Les formations du bassin sont subdivisées en deux domaines birimiens (Fig.2.2) ayant subi des évolutions tectono-métamorphiques différentes (Yao *et al.* 1995) : (i) un domaine volcano-sédimentaire représenté essentiellement par les schistes, qui occupent plus de la moitié de la zone, et (ii) un domaine granito-gneissique, qui prend une grande extension à l'extrême ouest.

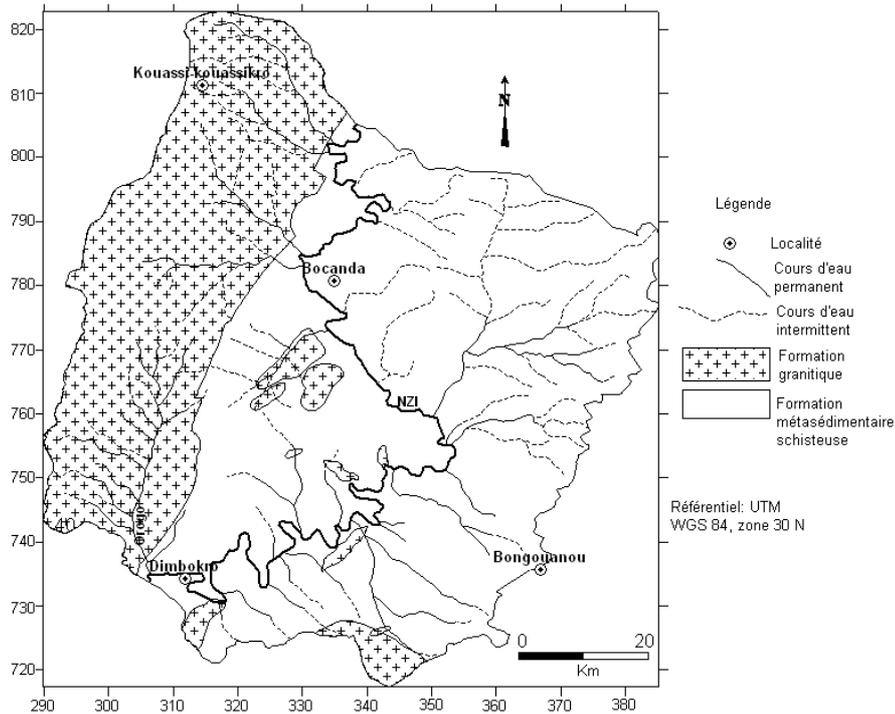


Fig.2. 2 Géologie du bassin de Dimbokro.

La synthèse de l’histoire géologique très ancienne du site d’étude repose sur les travaux de Tagini (1971), Peltre (1977) et Yao *et al.* (1990 et 1995). La mise en place des formations granitiques, qui précède celle des formations volcano-sédimentaires, se produit au cours de la phase volcano-tectonique libérienne (2900–2400 Ma).

Au Protérozoïque inférieur, le jeu de failles profondes provoqué par la phase volcano-tectonique ‘éburnéenne’ (environ 2200 Ma), remobilise les granites de la phase ‘libérienne’ et ouvre de longs et étroits sillons subsidés dans la plate forme ‘libérienne’. Par les failles bordières s’épanchent en milieu marin d’abondantes laves provenant d’un magma basique. Ces laves forment des coulées puissantes associées à des sédiments fins. Ces sédiments divers, étroitement liés aux laves, forment le complexe volcano-sédimentaire.

La phase volcano-tectonique ‘Birimienne’ (2000–1800 Ma) appelée aussi ‘étape principale de dépôt’, met en place d’épaisses accumulations détritiques constituées de conglomérats et de grès. Ce stade d’accumulation suppose une mise en relief et une érosion vigoureuse dues à des mouvements tectoniques intenses. Ce paroxysme tectonique plisse ensuite les formations du supergroupe de comblement et transforme cet ensemble en schistes. Ces formations schisteuses ayant subi un métamorphisme peu intense renferment de

nombreuses minéralisations et constituent les terrains les plus tendres, sous forme de grandes étendues monotones. Ces faciès très peu métamorphisés correspondent essentiellement à des schistes à tendance argileuse, de couleur grise ou verte passant au vert-jaune suivant le degré d'altération de la roche (Maillary, 1964). Ces schistes affleurent très souvent dans les vallées des rivières importantes. Plusieurs affleurements de méta-arénites de plan de schistosité N20 à pendage 60 à 70°E (Fig.2.3) sont visibles dans la zone de confluence des fleuves Orogo et Nzi (principal cours d'eau du bassin de Dimbokro). Un peu plus en amont, à une vingtaine de kilomètres au nord de Bocanda, les formations schisteuses affleurant dans le lit du Nzi (Fig.2.4) présentent des structures différentes de celles observées en aval (confluence Orogo-Nzi): schistosités plissées de directions N20–N30, N10–N15 de pendage 50 à 60°E. Les axes des plis sont généralement orientés N100–N110.



Fig.2. 3 Affleurement de méta-arénites dans la zone de confluence des fleuves Orogo et Nzi.



Fig.2. 4 Formations schisteuses plissées dans le lit du Nzi au nord du bassin.

Dans le domaine schisteux, sur l'axe Dimbokro-Bocanda, un affleurement comprenant sol et altérites sur roches altérées de type méta-siltite est observé sur près de 100 m (Fig.2.5). Au niveau de ces formations, on note, la présence de kaolinite dans les plans de schistosité, ainsi que de la montmorillonite à la place des strates. Les plans de schistosité ont des orientations comprises entre N30 et N75.



Fig.2. 5 Profil d'altération visible dans le domaine schisteux.

II.2.2 Grands traits de l'évolution géomorphologique du bassin

II.2.2.1 Les principaux caractères des aplanissements cuirassés

L'évolution géomorphologique du bassin de Dimbokro est décrite par de nombreux auteurs (Bonvallet & Boulangé, 1970 ; Avenard et al. 1971 ; Michel, 1974 ; Peltre, 1977 ; Grandin, 1976). Cette description se focalise sur les différents niveaux cuirassés dans le bassin, témoins de l'existence de paléosurfaces d'érosion (Grandin, 1976). En effet, selon Blot (1980), le cuirassement ne crée pas un modelé spécifique, mais conserve les formes du relief qui favorisent leur immobilisation. Ainsi, les altérites associées aux différents niveaux cuirassés sont considérées comme contemporaines du cuirassement ou en sont héritées. Dans ce dernier cas, la nouvelle surface s'inscrit dans un manteau d'altération ancien. Généralement, le fer qui entre dans le cuirassement provient le plus souvent d'anciennes accumulations, c'est à dire de vieilles cuirasses en positions élevées, soumises à une remobilisation. Cette distribution du fer « en cascade » implique une succession d'épisodes de mobilisation et de précipitation du fer sous forme oxydée, ce phénomène étant à l'origine des différentes paléosurfaces (Michel, 1974).

Grandin & Delvigne (1969) ainsi que Bonvallet & Boulangé (1970) distinguent 5 niveaux cuirassés dans le bassin et expliquent leur formation par les alternances morphoclimatiques auxquelles a été soumise la région de Dimbokro-Bongouanou d'une manière générale, et le bassin de Dimbokro en particulier, au cours de leur évolution. Ces niveaux cuirassés correspondent à (i) la surface bauxitique, (ii) les reliefs intermédiaires, (iii) le haut glacis, (iv) le moyen glacis (ou haute terrasse), et (v) le bas glacis (ou système alluvial). Ces différents niveaux cuirassés sont observés sur la coupe transversale Nzi-Bongouanou, qui part du fleuve Nzi jusqu'à la limite Est du bassin (Fig.2.6).

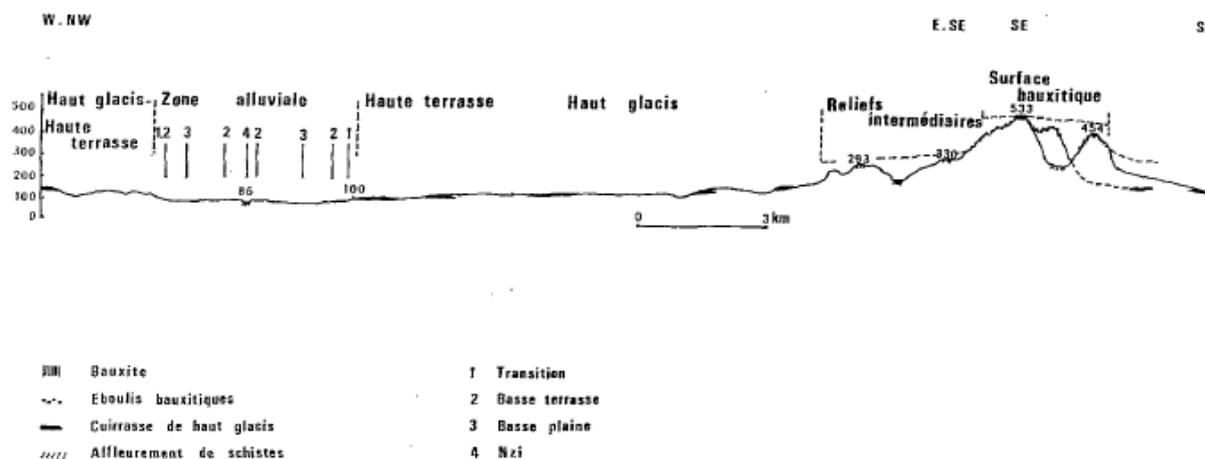


Fig.2. 6 Coupe transversale Nzi-Bongouanou (Bonvalot & Boulangé, 1970).

Dans la chronologie proposée par Michel (1974), les différents niveaux cuirassés du bassin sont datés de l'Eocène jusqu'au Quaternaire récent. Par comparaison aux niveaux cuirassés en Afrique de l'ouest, et plus précisément au Sénégal et en Gambie, cet auteur admet que la *surface cuirassée bauxitique* du bassin est l'équivalent de la « surface africaine » et serait donc d'âge éocène.

Les *reliefs intermédiaires*, qui peuvent être comparés à la surface pliocène mais qui présentent les caractères de certains aplanissements considérés comme des témoins d'un « très haut-glacis » postérieur, sont formés à la fin du Tertiaire (Mio-pliocène).

Concernant le système de *glacis étagés* (haut-glacis, moyen-glacis, bas-glacis), la chronologie proposée (Fig.2.7) est calquée étroitement sur les phases climatiques alternées du Quaternaire (Avenard, 1973). Michel (1969) note qu'au Quaternaire, l'Afrique occidentale et centrale ne connaissent que deux périodes sèches, ou tout au plus trois, avant le début du Würm ; il remarque également que les périodes humides sont longues. Au Quaternaire ancien et moyen, les fluctuations climatiques sont probablement synchrones et de même ampleur dans toute l'Afrique tropicale au nord de l'équateur.

Le début de l'évolution chronologique du système de glacis est marqué par la fossilisation d'un *très haut-glacis* par les coulées du volcanisme des mamelles du Cap Vert (environ un million d'années). La formation du *haut-glacis* commence après les éruptions et s'achève vers -780 000 ans par le passage à la longue période humide qui dure jusqu'à -530 000 ans. Le *moyen-glacis* se met alors en place aux dépens du précédent au cours d'une

période sèche qui se termine vers -380 000 ans, date à laquelle commence la seconde période humide qui se prolonge jusque -110 000 ans environ. Une nouvelle période sèche de -110 000 à -40 000 ans met en place le *bas-glacis*, avant de passer à un pluvial long d'une dizaine de millier d'années dont la fin coïncide avec la transgression de l'Inchirien, datée au C14 de -35 000 à -31 000 ans.

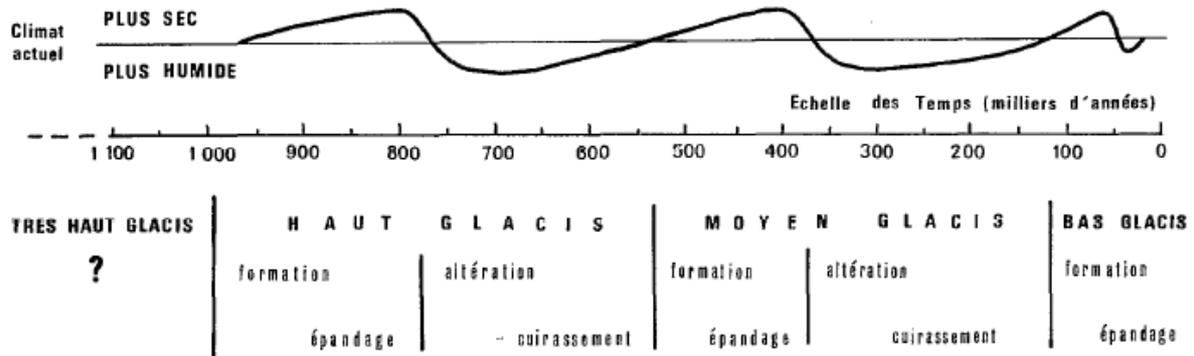


Fig.2. 7 Variation morphoclimatique en Afrique de l'ouest (Michel, 1974).

II.2.2.1.1 La surface bauxitique

Bien représentée en Guinée et au Ghana, la *surface bauxitique* ou *Surfaces africaines* ne se rencontre en Côte d'Ivoire qu'à l'état de témoins isolés dont les montagnes de Bongouanou dans la limite Est du bassin (Bonvallet et Boulangé, 1970). Les cuirasses bauxitiques ou cuirasses alumino-ferrugineuses forment des plateaux qu'aucun relief ne domine. Leurs altitudes atteignent 600 m aux montagnes de Bongouanou. Cela manifeste l'existence initiale d'une surface d'aplanissement. Les cuirasses, résistantes, en fossilisent quelques ultimes portions mises en relief. Les hauteurs relatives correspondent à l'enfoncement du réseau hydrographique depuis la formation de la surface cuirassée, c'est-à-dire depuis l'Eocène, âge admis en Côte d'Ivoire pour la *surface africaine*, à laquelle les *cuirasses bauxitiques* sont rattachées (Grandin, 1976).

La découverte d'importants éboulis de cuirasse bauxitique à faciès principalement pisolithique, recimentés ou non, sur les flancs ou dans les cuirasses ferrugineuses situés au pied des collines dont l'altitude est supérieure à 300 m (vers la limite est du bassin) révèle que

ces reliefs actuellement non cuirassés ont porté des cuirasses bauxitiques (Bonvalot & Boulangé, 1970).

II.2.2.1.2 Les reliefs intermédiaires

Les *reliefs intermédiaires* constituent une série de buttes dont l'altitude peut varier de 350 à 250 m situés au pied des plateaux bauxitiques et qui s'abaissent jusqu'au *haut-glacis*. Ce sont des reliefs qui s'étendent de part et d'autre des chaînes de collines, façonnés au détriment de la *surface Bauxitique*. Les cuirasses de ces reliefs qui remanient des produits de démantèlement (gravillons, blocs de cuirasses bauxitiques) de la *surface Bauxitique*, témoignent d'une ancienne surface datant du Mio-pliocène et se raccordant aux plateaux bauxitiques (Avenard et al. 1971).

II.2.2.1.3 Le haut-glacis

Le *haut-glacis*, contrairement à la surface Mio-Pliocène (ou *reliefs intermédiaires*), est très développé sur les schistes (Fig.2.8). Il forme de vastes plateaux cuirassés datés du quaternaire ancien, découpés en lanières parallèles par les rivières sur la rive gauche du Nzi. Sur les granites de la rive droite, sa surface est complètement démantelée, ne subsistant plus que sous forme de croupes gravillonnaires surbaissées (Avenard et al. 1971).

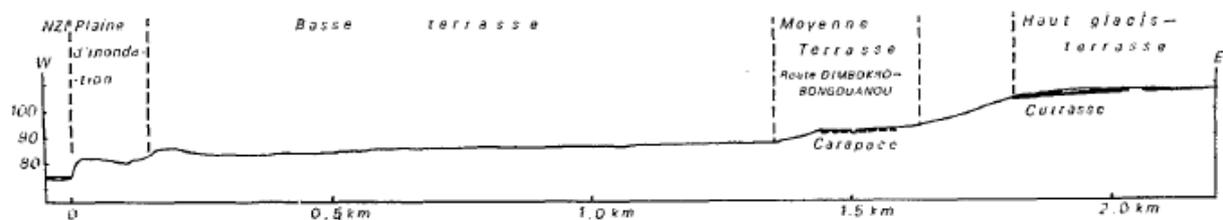


Fig.2. 8 Coupe transversale de la vallée du Nzi (rive gauche) en aval du pont de Dimbokro (Bonvalot & Boulangé, 1970).

La description sommaire du profil de la croûte ferrugineuse faite par Yao et al. (1995) est la suivante: (i) à la base, un horizon ferrugineux et tacheté, riche en argile, (ii) au dessus de cet horizon argileux, se trouve un sol caractérisé par une forte abondance et une coalescence de taches d'hématites indurées en croûte, d'abord tendre et argileux, ensuite plus dur vers le sommet du profil suivant la néoformation des hématites, (iii) la partie supérieure de ce profil

est marquée par une croûte ferrugineuse très indurée où les alvéoles des tubules d'argile sont en retour envahies par les hématites.

Le *haut glacis*, très bien développé, est le siège de phénomènes érosifs très importants et ceci pendant une longue période. Entre le façonnement des *reliefs intermédiaires* et la période érosive de la mise en place du *haut-glacis* au Quaternaire ancien, il y a une très longue période d'altération profonde (-780 000 à -530 000 ans), sous climat humide et chaud (Avenard et al.1971). Cette condition climatique favorise la préparation des produits d'altération en vue de leur mobilisation ultérieure. Lors de l'interpluvial de Mindel (-430 000 à -240 000), les *reliefs intermédiaires* sont érodés très profondément (Michel, 1974).

II.2.2.1.4 Le moyen-glacis

Le *moyen-glacis*, système de glacis peu développé au Quaternaire moyen, est situé immédiatement en contrebas du *haut glacis*. L'extension de la formation est faible, ce qui postule en faveur d'une érosion très forte du Nzi au cours d'un épisode très agressif, postérieurement au dépôt (Grandin, 1976). Le moyen glacis est le dernier système d'aplanissements qui s'est développé dans le bassin de Dimbokro (Avenard, 1973).

Le *moyen glacis* est séparé des reliefs. Il n'est pas conservé dans les dépressions périphériques qui, lorsqu'elles existent, sont étroites. Emboîté dans le *haut-glacis* d'une dizaine de mètres, il hérite de celui-ci l'essentiel de ses matériaux. Il n'occupe qu'une faible superficie mais une bonne alimentation en fer permet son cuirassement et sa conservation (Grandin, 1976).

II.2.2.1.5 Le bas-glacis

Après la formation et le cuirassement du *moyen-glacis*, qui apparaît près des grands fleuves comme un glacis terrasse, l'évolution géomorphologie du bassin se poursuit par la formation d'un *bas-glacis* datant du Quaternaire récent, présent le long des vallées. Peu de galets sont trouvés dans le bas-glacis, et lorsqu'ils sont présents, ils sont très émoussés et souvent cassés (Avenard et al. 1971).

II.2.2.2 Répartition des témoins de paléosurface sur les formations granitiques et volcanosédimentaire du bassin de Dimbokro

La synthèse des travaux de Bonvallot & Boulangé (1970), Avenard et al. (1971), Grandin (1976) et Peltre (1977) dans plusieurs régions de l'Afrique de l'ouest et particulièrement dans le bassin de Dimbokro, permettent d'apprécier le rôle que joue la nature du substratum dans l'évolution du modelé du relief. Selon ces auteurs, deux facteurs interviennent généralement dans la résistance des cuirasses d'un niveau donné:

- L'aptitude au cuirassement d'une roche, ou du moins du profil associé à cette roche, qu'il joue le rôle de matériau originel ou celui de milieu d'accueil.

- L'aptitude au démantèlement d'un profil cuirassé, qui dépend, entre autres, de la tenue des altérites sous jacentes à la cuirasse.

Se basant sur ces deux critères, ces auteurs montrent que:

- La tenue des altérites est le facteur dominant de la répartition des témoins en fonction de la nature des roches sous jacentes pour les niveaux cuirassés. Ainsi, les altérites kaolinitiques compactes associées aux roches basiques sont moins fragiles que les altérites des roches siliceuses, roches d'épanchement acides ou schistes, elles mêmes moins fragiles que les arènes granitiques. La texture granulaire des arènes granitiques du bassin de Dimbokro, leur porosité relativement élevée, ainsi que la présence de nombreuses discontinuités (litages, joints, fissures) facilitent le soutirage de matériaux fins et dissous, ce qui permet la dislocation

et la dissection des croûtes ferrugineuses (Bonvallet & Boulangé, 1970 ; Avenard et al., 1971 ; Grandin, 1976 ; Peltre, 1977). Boulet (1972) montre que la texture quartzeuse des arènes des granites à gros grain est aussi à l'origine de lessivage extrêmement brutaux.

- Les niveaux d'érosion sont particulièrement bien conservés dans les chaînes birimiennes favorables au cuirassement du fait de la richesse des roches en éléments ferromagnésiens, les cuirasses fixant ensuite la topographie ancienne. Sur granite, le cuirassement est moins généralisé. Les traces de surfaces anciennes sont rares et l'analyse du relief est plus difficile. Sur schiste, la fréquence du cuirassement aide à la compréhension des épisodes morphoclimatiques.

- En milieu volcano-sédimentaire les glacis présentent un système étagé (haut-glacis, moyen-glacis et bas-glacis). En milieu granitique, cette disposition étagée n'existe pas. La topographie ondulée en milieu granitique peut être expliquée de la façon suivante : les cuirasses des hauts et moyen glacis y sont à la fois plus minces et moins compactes et se sont fragmentées aisément. Par suite de la disparition du revêtement protecteur, les anciens glacis sont disséqués par un cheveu de petits marigots.

II.2.3 Evolution tectonique du bassin

II.2.3.1 Description des accidents identifiés dans le bassin

Sur le plan tectonique, trois grandes phases peuvent être distinguées:

- (a) une phase de compression NNE–SSW (N0–60) qui explique le rejeu dextre de nombreux accidents N–S comme la faille du Nzi (Adou, 1970 ; Faillat, 1985) ;
- (b) une phase de compression E–W (N80–100) ; les accidents correspondant à ce secteur de raccourcissement apparaissent à toutes les échelles (failles d'importance régionale) (Yao *et al.* 1995) ;
- (c) et enfin une phase de compression NW–SE (N130–170).

D'un point de vue structural, les interprétations photographiques et géophysiques (carte aéromagnétiques), les études de terrain réalisées par Bard (1974) et Yao *et al.* (1995) ont permis de mettre en évidence deux accidents majeurs dans les formations de la région: (i)

l'accident de Dimbokro et (ii) l'accident du Nzi. D'autres accidents ont été répertoriés par Delany (1965), Yao *et al.* (1995) et lors de campagnes de terrain réalisées dans la région en 2008. Dans le domaine granitique, les empreintes de ces accidents sont plus visibles et se traduisent par de nombreux décrochements sénestres. Dans la partie ouest du secteur d'étude, plusieurs affleurements d'extension importante sur granite sain à biotite révèlent des fractures dont les directions les plus représentées (Fig.2.9) sont: N-S (N0-10 et N170-180), NE-SW (N40-50), E-W (N90-100), NW-SE (N110-120, N130-140). Plusieurs fracturations à pendage subvertical avec plan de faille illustrant des déplacements sénestres sont nettement visibles. Les ouvertures varient du millimètre au centimètre avec des remplissages de quartz en certains endroits, surtout au niveau des familles de fracturation conjuguées.

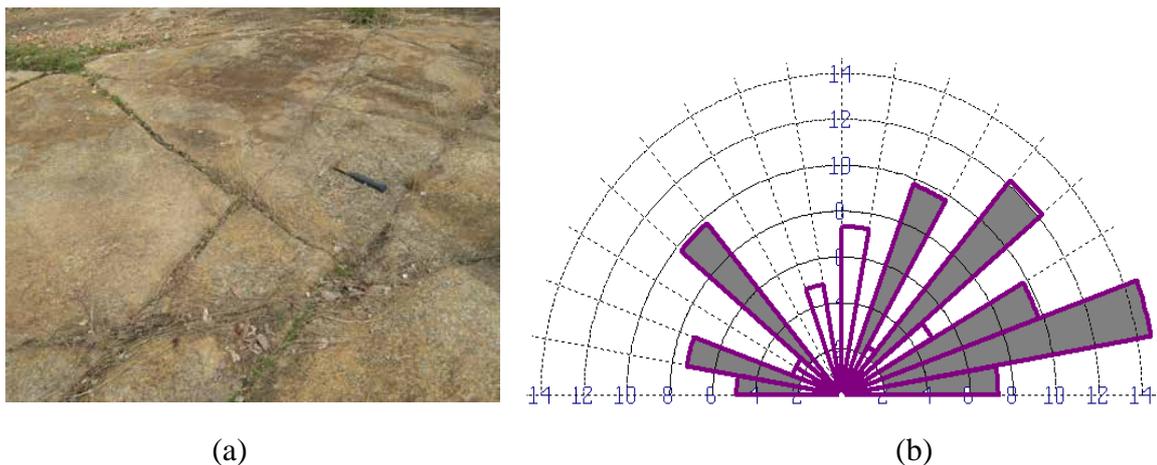


Fig.2. 9 a) Fractures mesurées sur affleurement dans le domaine granitique (secteur ouest du bassin), b) Histogramme circulaire de directions en nombre de fractures mesurées sur affleurement pendant la campagne de terrain en 2008.

En revanche, dans le domaine volcano-sédimentaire, les accidents ne sont pas toujours décelables en raison de l'importante épaisseur des altérites. Dans le nord du site d'étude, les formations volcaniques affleurant dans le lit du Nzi présentent plusieurs fractures subverticales (Fig.2.10).

D'un point de vue général, cette région est représentative des zones de socle à tectonique polyphasée, à faible relief d'ensemble et à végétation peu dense. A l'instar de la plupart des

formations géologiques de l'Afrique de l'ouest (du Sénégal au Nigeria), les formations granitiques et les formations du complexe volcano-sédimentaire subissent des cycles d'altération et d'érosion résultant des oscillations climatiques de l'Eocène jusqu'au Quaternaire récent (Michel, 1969). Les empreintes de ces cycles d'érosion et d'altération sont identifiées à travers de nombreux unités géomorphologique dans le bassin de Dimbokro: les surfaces d'aplanissement cuirassées.



Fig.2. 10 Formation volcanique affleurant avec des fractures subverticales.

II.2.3.2 Spatialisation des accidents régionaux

L'utilisation de la photographie aérienne et de la télédétection passive pour le repérage des linéaments en zone tropicale humide, est confrontée à plusieurs limites, notamment en Côte d'Ivoire. La première limite concerne la difficulté d'interprétation des photographies aériennes en raison de la végétation et de l'épaisse couche d'altération qui masquent la roche saine. Une autre limite est liée à la qualité même des images en zones tropicales humides, du fait de conditions atmosphériques fréquemment nuageuses, ce qui rend partiellement impossible la détection des linéaments.

Pour remédier à ces problèmes, plusieurs auteurs (Savané *et al.* 1995 ; Kouamé *et al.* 1999 ; Lasm *et al.* 2004 et Saley *et al.* 2005) eurent recours à l'utilisation de la télédétection

passive (par utilisation des images Landsat et SPOT) pour le relevé de linéaments en relation avec la fracturation dans différentes régions de la Côte d'Ivoire. L'un des inconvénients majeurs de l'utilisation de la télédétection passive est lié à la qualité même des images en zones tropicales humides, du fait de conditions atmosphériques conduisant à un ennuagement fréquent qui rend difficile la détection des linéaments. Cette limitation conduit à penser que l'utilisation de l'imagerie radar peut être plus adaptée à la détection de linéaments multikilométriques en rapport avec les grands couloirs de fracturation. En effet, les plus grandes longueurs d'ondes des bandes Radar, par rapport à celles du visible et de l'infrarouge des images optiques, confèrent à ces hyperfréquences (ondes Radar) des propriétés particulières en télédétection. En effet, ces grandes longueurs d'onde peuvent traverser les couches nuageuses, la bruine et la pluie fine, ainsi que la poussière puisqu'elles ne sont pas sensibles à la diffusion atmosphérique qui affecte les plus courtes longueurs d'onde. Cette propriété permet la détection d'objets à la surface de la terre dans presque toutes les conditions atmosphériques, le jour ou la nuit, dans un brouillard dense ou un nuage épais (Casasent & Shenoy, 1996). De plus, l'utilisation des systèmes radar donne la possibilité de représenter et de différencier les caractéristiques de certaines surfaces terrestres peu identifiables dans les longueurs d'ondes (visible et infrarouge) des capteurs optiques : glace, vagues, humidité du sol, masse végétale, structures géologiques (Lowman, 1991).

A priori, le recours à l'imagerie Radar se prête bien à l'étude de la région de Dimbokro-Bongouanou, caractérisée par une humidité faible du sol due essentiellement à une évapotranspiration élevée: dans ces conditions, le signal radar peut pénétrer les premiers centimètres du sol relativement desséché sans une atténuation significative (Robinson *et al.* 2006). Le recours à ces images, non tributaires des conditions atmosphériques, devrait donc permettre de caractériser des linéaments, dont la présence n'a jamais été signalée auparavant,

La spatialisation des discontinuités régionales est réalisée à partir de l'analyse combinée d'une image Radarsat de 2001 et d'une image Landsat 4 TM du 24 Décembre 1988 (début de la saison sèche) dont les caractéristiques sont consignées dans les tableaux 2.1 et 2.2. Cela consiste dans un premier temps à identifier les discontinuités sur les images et dans un second temps à les valider à partir d'informations géologiques, en comparant les directions des grandes familles des discontinuités avec les directions de fracturation relevées sur carte géologique et sur affleurements.

Tableau 2.1 Caractéristiques du système Radar.

Système	Radarsat
Date d'acquisition	2001
Altitude	800 km
Bande	C
Longueur d'onde	5.6 cm
Fréquence	5.3 Ghz
Bande spectrale	3.75–7.5 cm
Polarisation	HH
Angle d'incidence	20–46°
Résolution spatiale	50 m
Fauchée	50–500 km

Tableau 2.2 Caractéristiques des bandes Landsat 4 TM utilisées.

Canal	Résolution spectrale (μm)	Domaine	Spécificité	Résolution spatiale (m)
4	0.73–0.9	Proche infra-rouge	Stress de la végétation induit par les phénomènes géologiques, détection d'oxyde de fer	30
5	1.55–1.75	Moyen infra-rouge	Indicateur sur la teneur cartographie en eau des sols et de la végétation, des argiles, indicateur secondaire des altérations hydrothermales	30
6	10.4–12.5	Infra-rouge thermique	Discrimination des roches silicatées et non silicatées, contenu en eau des sols, analyse des stress de la végétation	120
7	2.09–2.35	Moyen infra-rouge	Discrimination de certaines roches, telle que l'argile et les micas dans les niveaux silicatés, la kaolinite et la montmorillonite dans les sols	30

II.2.3.2.1 Pré-traitement de l'image Radar

Les images radars comportent un bruit appelé chatoiement, qui correspond à un fort bruit multiplicatif né d'un nombre élevé d'interférences de répartition spatiale désordonnées des réponses de très nombreuses micro-cibles. Sa présence dans une image dégrade la résolution radiométrique, réduisant ainsi la possibilité de discriminer les différentes structures (Fig.2.11). Cet aspect granulaire, qui réduit la capacité d'un observateur humain à résoudre les détails fins, est un bruit qui joue un rôle très important en imagerie radar RSO (Radar à Synthèse d'Ouverture).

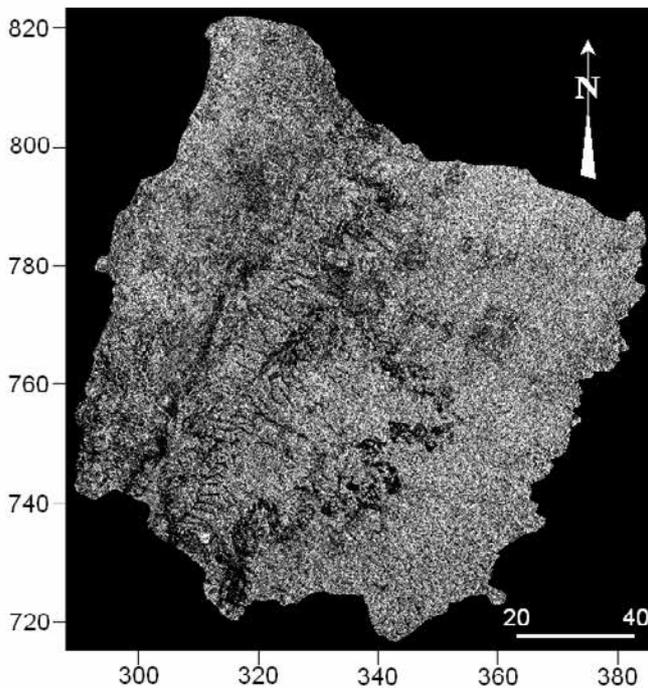


Fig.2.11 Extrait de l'image Radarsat brute (2001) du bassin de Dimbokro.

L'interférence entre les différentes ondes réfléchies par la surface d'un même pixel est responsable de cette granularité. Parmi les nombreuses techniques mises en œuvre pour éliminer le bruit dans les images radar, la technique du filtrage est la plus utilisée et la plus pratique (Yunhan *et al.* 2000). Compte tenu du caractère multiplicatif du chatoiement, les techniques de filtrage peuvent choisir ou non un modèle de chatoiement (Lee, 1980). L'expression du modèle de bruit multiplicatif est donnée par :

$$z(k, l) = y(k, l) * u(k, l) \quad (\text{Eq.2.1})$$

où $z(k, l)$ est la valeur mesurée (intensité ou amplitude) du pixel (k, l) d'une image radar RSO, $y(k, l)$ sa valeur radiométrique réelle et $u(k, l)$ le bruit, caractérisé par une distribution de moyenne unité et d'écart type σ_u .

Les filtres basés sur le modèle multiplicatif du bruit développés par Lee (1980), Frost *et al.* (1982) et Kuan *et al.* (1985) ont été utilisés. Ces filtres modifient l'image, pixel par pixel, en se basant sur les statistiques locales de l'image dans une fenêtre fixée. Ils sont appliqués avec des fenêtres de tailles variables (3×3 ; 5×5 ; 7×7 ; 9×9 , etc.) et utilisés d'abord individuellement, avec différentes fenêtres, puis ensuite de manière combinée. Le niveau de réduction de bruit le plus satisfaisant a été obtenu avec la combinaison Lee9-Frost7-Médian3 (Fig.2.12). Ce choix a été opéré après validation visuelle des images rehaussées issues des différentes opérations de filtrage.

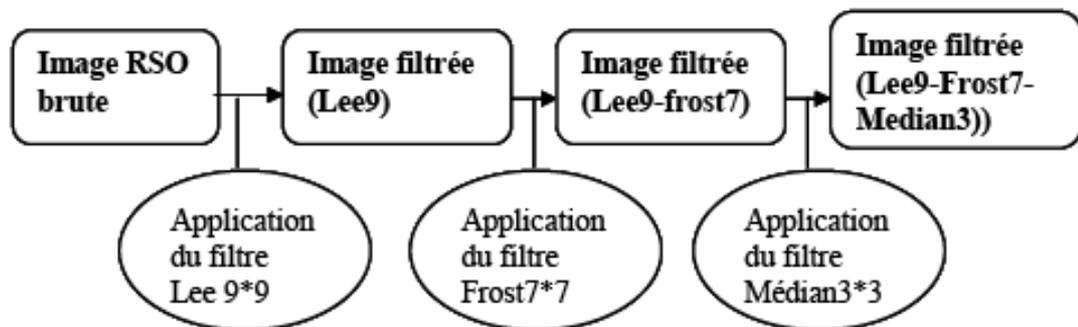


Fig.2.12 Filtres successifs appliqués à l'image Radar pour son rehaussement.

II.2.3.2.2 Pré-traitement de l'image Landsat

Dans cette étude, le recours à l'image Landsat vient en complément des traitements de l'image radar, afin d'optimiser la cartographie des linéaments de la région. En effet, du fait d'une résolution spatiale un peu plus fine (30 m vs 50 m pour l'image radar), les images Landsat permettent de relever des linéaments de taille plus petite. Or, bien que les *petites fractures* contribuent généralement peu à l'écoulement global, elles assurent une connectivité additionnelle permettant l'échange entre les grandes fractures bien connectées et les blocs

matriciels environnants (Wu *et al.* 2004), ou participent à la fonction d'emmagasinement du système (Jourde *et al.* 2002).

Les différentes techniques de rehaussement des images Landsat (compositions colorées, combinaison de bandes, analyse en composantes principales, filtrages directionnels etc.) utilisées dans ce présent travail sont celles qui permettent la détection du plus grand nombre de linéaments. Ces techniques s'appuient sur les travaux de Oberg (1992), Bonn & Rochon (1992), Yésou *et al.* (1993), Savané *et al.* (1995), et Kouamé *et al.* (1999).

- **Composition colorée**

La composition colorée est une image couleur obtenue à partir de trois bandes en attribuant à chacune d'elles une des couleurs primaires: rouge (R), verte (V) et bleu (B). Dans le souci d'optimiser l'analyse visuelle et d'adapter les variations de tonalités au système visuel humain, des compositions colorées sont réalisées à partir des bandes 4, 5, et 7 de l'image Landsat, soit respectivement les bandes du proche infrarouge (PIR) et du moyen infrarouge (MIR1 et MIR2). En effet, chacune de ces bandes intègre des informations complémentaires. Ainsi, la combinaison des bandes PIR et MIR2 (sensibilité à la vigueur du couvert végétal) avec la bande MIR1 (sensibilité à la teneur en eau du sol) fait apparaître plus nettement les discontinuités structurales et texturales entre la végétation et les accidents géologiques, facilitant ainsi la discrimination visuelle des linéaments.

- **Combinaison des bandes**

Les combinaisons de bandes sont des opérations arithmétiques (addition, soustraction et division) appliquées sur les bandes. Plusieurs linéaments sont mis en évidence par les combinaisons additives des canaux (TM7+TM6), (TM4+TM6) et le rapport de bandes (TM6–TM7)/(TM6+TM7) (Kouamé *et al.* 1999). L'utilisation de la bande 6 permet de rehausser les subtiles différences entre les radiations caractéristiques au niveau des roches et des sols en tenant compte de leur inertie thermique. La détection des propriétés thermiques des roches et sol est mise en évidence lorsque l'humidité est inférieure à la capacité de rétention (Biémi *et al.* 1997). L'utilisation de l'indice (TM6–TM7)/(TM6+TM7) permet l'atténuation de l'effet de relief, d'une part, et l'accentuation des données complémentaires provenant de la bande

TM7, d'autre part. Les différentes combinaisons ne sont possibles qu'après le ré-échantillonnage de la bande TM6 selon la même résolution spatiale que les autres bandes.

- **Transformée de Hotelling**

La matrice de corrélation (Tableau 2.3) montre une forte corrélation entre les sept bandes de l'image Landsat. La transformée de Hotelling plus connue sous le nom de l'analyse en composante principale (ACP) est réalisée à partir de l'image TM brute afin de s'affranchir des redondances et d'améliorer le contraste dans l'image. Cette technique réduit en outre le nombre de bandes à traiter en comprimant les informations selon une hiérarchie. Le résultat des trois premières composantes (les néocanaux ACP1, ACP2 et ACP3) synthétise respectivement 80,1%, 10,7% et 5,2% de l'information contenue dans l'image multispectrale d'origine en 7 bandes.

Tableau 2. 3 Matrice de corrélation des canaux TM de Landsat.

Bandes	1 (Bleu)	2 (Vert)	3 (Rouge)	4 (PIR)	5 (Moyen infrarouge1)	6 (Infrarouge thermique)	7 (Moyen-infrarouge 2)
Bleu	1	0.95	0.91	0.70	0.82	0.75	0.85
Vert		1	0.92	0.76	0.88	0.78	0.89
Rouge			1	0.54	0.86	0.81	0.91
PIR				1	0.70	0.55	0.61
Moyen infrarouge1					1	0.79	0.94
Infrarouge thermique						1	0.88
Moyen-infrarouge2							1

- **Applications des filtres**

Les filtres directionnels de type Sobel ont été utilisés pour mettre en évidence la majorité des structures linéaires sur les images ACP. Dans le cadre de cette étude, des filtres selon des fenêtres glissantes 3×3 et 11×11 ont été successivement appliqués aux néocanaux ACP pour accentuer les discontinuités lithologiques et structurales et faciliter la discrimination des linéaments.

L'ensemble de ces pré-traitements sur les images Radar (filtrage adaptatifs) et Landsat (composition colorée, combinaisons arithmétiques de bandes spectrales, et néocanaux ACP transformés par des filtres directionnels), a permis de fournir des supports visuels complémentaires sur lesquels le travail de photo-interprétation des linéaments s'est appuyé (Fig.2.13).

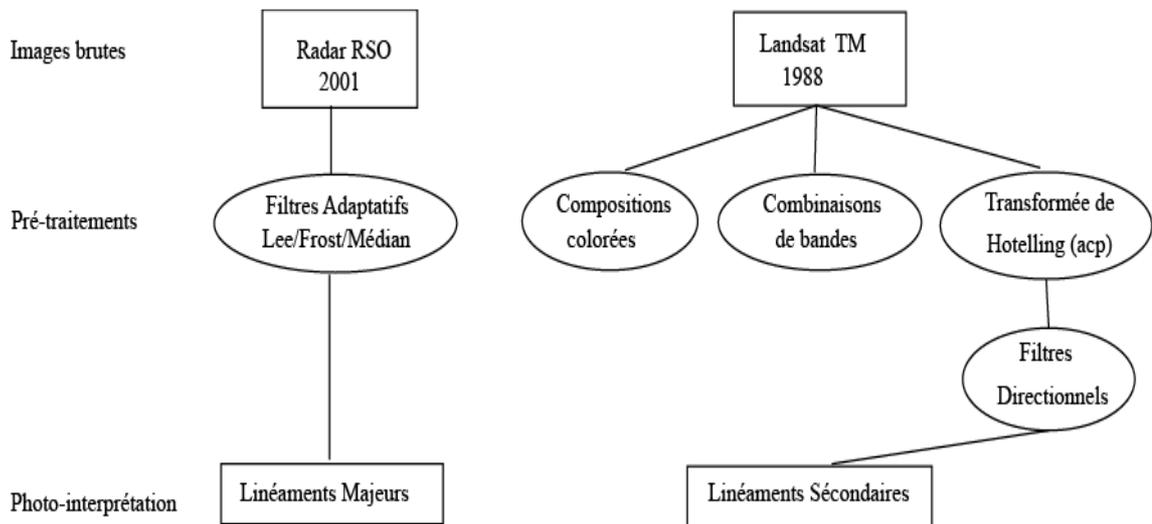


Fig.2. 13 Synthèse sur les traitements des images Radar et Landsat.

II.2.3.2.3 Extraction manuelle des linéaments par photo-interprétation

Avant l'extraction des linéaments, le réseau routier et les fils électriques de haute tension sont vectorisés à partir de plusieurs cartes administratives calées dans le même système de coordonnées que les images satellitaires. Ensuite, ces différents éléments linéaires d'origine anthropique (routes, pistes, fils électriques et téléphoniques) sont superposés aux différentes images photo-interprétées de manière à éviter de les prendre en compte lors de l'extraction des linéaments.

La photo-interprétation des linéaments est réalisée à partir de l'image Radar rehaussée issue du filtrage Lee9-Frost7-Médian3 et à partir des combinaisons de canaux bruts et des néocanaux complémentaires dérivés de l'image Landsat TM. Les discontinuités et les changements brusques de tonalité observés sur les images rehaussées sont représentés par des segments de droite.

II.2.3.2.4 Validation de la carte de linéaments

Une fois la carte de linéaments réalisée, il faut la valider et donc montrer que les linéaments majeurs repérés sur l'image Radar sont en accord avec la fracturation (relevée à l'affleurement et sur carte géologique) des formations géologiques du site d'étude. Cette validation est basée sur la comparaison des directions des grandes familles de linéaments (issus du traitement de l'image radar) avec les directions de fracturation relevées (i) sur carte géologique et (ii) à l'affleurement (campagnes 1965 et 2008).

L'obtention d'éléments de validation pour les linéaments est difficile. En effet, toutes les fractures ne sont pas visibles à l'affleurement, ou sont masquées par un couvert végétal parfois dense en milieu tropical. A cela, il faut également ajouter le problème d'accessibilité aux affleurements (pistes d'accès inexistantes).

L'une des difficultés majeures relatives aux mesures sur affleurement est d'obtenir la longueur complète des traces de fractures, du fait des conditions d'affleurement parfois incomplètes et de l'extension de la formation explorée. Si la mesure de la fracturation dans les régions où la roche affleure largement ne présente pas de problème particulier en zones tempérées, il en est tout autrement en zone tropicale humide où une épaisse couche d'altérite masque souvent la roche saine. Par ailleurs, il faut noter que la collecte des données de fracturation sur le terrain repose sur une démarche d'échantillonnage et d'estimations statistiques. Se pose donc le problème de la qualité des informations collectées et de la représentativité de chaque échantillon.

Le critère qui est retenu pour la discrimination des familles est l'orientation des fractures et des linéaments. Afin de prendre en compte chaque linéament dans la détermination des familles de direction, l'angle des linéaments est déterminé

automatiquement sous SIG à partir des coordonnées des extrémités des linéaments selon l'équation 2.2:

$$\tan \alpha = \frac{|X_{End} - X_{Start}|}{|Y_{End} - Y_{Start}|} \quad (\text{Eq.2.2})$$

avec X_{End} et X_{Start} , les longitudes (en mètres) respectives des extrémités du linéament, Y_{End} et Y_{Start} , les latitudes (en mètres) respectives des extrémités du linéament, α est la mesure de l'angle exprimée en radian, puis convertie en degré et notée θ .

II.2.3.2.5 Identification des linéaments majeurs du bassin de Dimbokro issus de l'analyse d'images

Les Figures 2.14 et 2.15 présentent, respectivement, l'image radar après pré-traitement par les filtres de rehaussement, et la carte des linéaments régionaux issue de ce pré-traitement.

L'image issue de l'application de la combinaison des filtres Lee9-Frost7-Médian3 a été retenue après validation visuelle parmi plusieurs images issues d'une multitude de combinaisons de filtres selon différentes fenêtres.

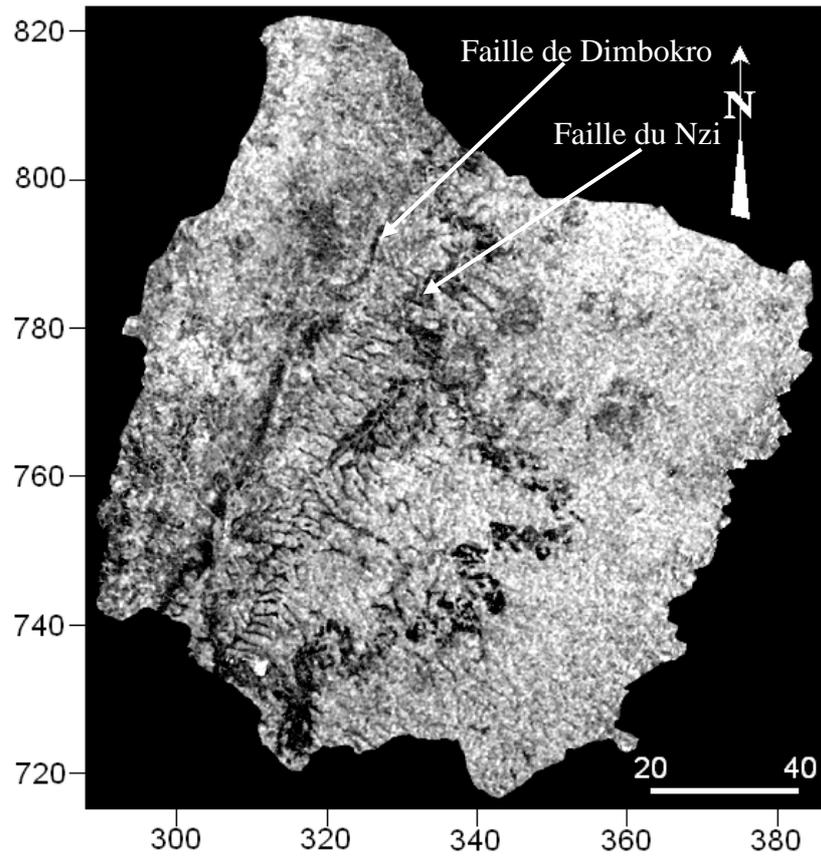


Fig.2. 14 Image Radar rehaussée issue de l'application des filtres.

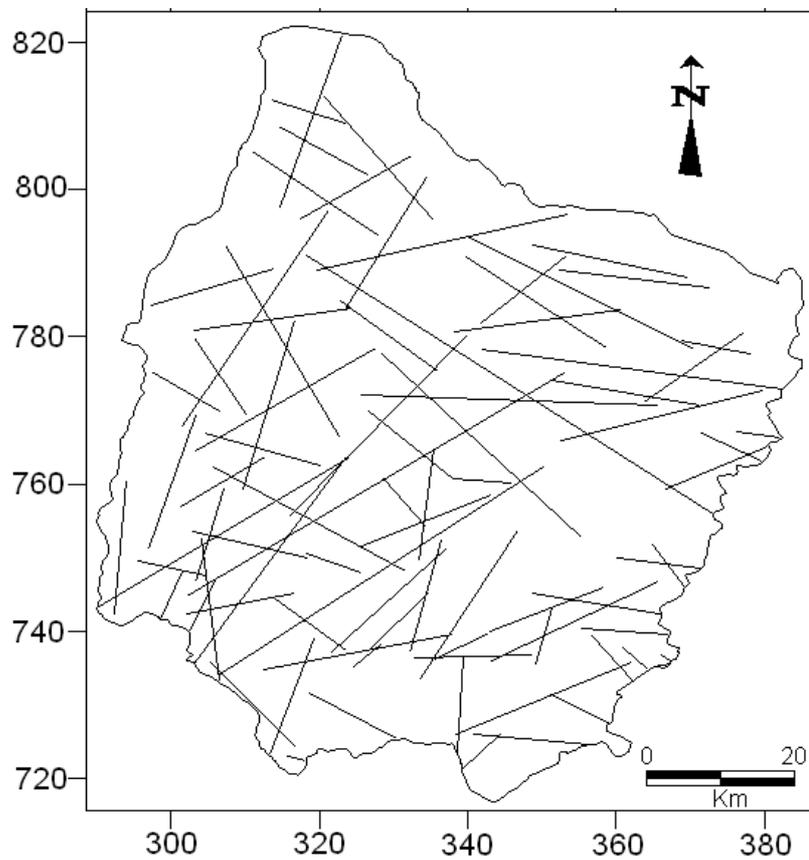


Fig.2. 15 Carte de linéaments majeurs issus de l'image Radar rehaussée.

L'image rehaussée présente plusieurs structures linéaires de taille et d'orientation variables. Compte tenu de la spécificité des images radars (longueur d'ondes centimétriques, résolution, pénétration dans le sol desséché, etc.), seuls les linéaments multikilométriques sont détectés. Certaines structures telles que la faille de Dimbokro et l'accident du Nzi (Fig.2.15) y sont nettement visibles. L'accident de Dimbokro est un grand accident décrochant orienté N20, et lié à la phase de compression cassante, séparant le bassin métasédimentaire à l'Est des formations granito-gneissiques à l'Ouest (Yao *et al.* 1990).

La carte des linéaments majeurs, obtenue à partir de l'image Radar est modifiée afin d'y intégrer les linéaments de moins grande taille issus du traitement de l'image Landsat (Fig.2.16). La densité des linéaments repérés à partir de l'image Landsat est nettement supérieure à celle des linéaments issus de l'image radar. Cette différence de densité est essentiellement due à la différence de résolution entre les deux types d'image (50 m pour l'image radar et 30 m pour l'image Landsat). Cette différence de résolution entraîne la détection de nombreuses structures de taille relativement faible sur l'image Landsat contrairement à l'image Radar. Ainsi, des aspects différenciés du réseau hydrographique particulièrement observables sur l'image Landsat augmentent la densité des linéaments décelés au niveau de cette image. L'analyse de la carte des linéaments issue du traitement des images radar et Landsat permet la mise en évidence d'un réseau de linéaments dense dans le secteur d'étude. Cette densité des linéaments est due au faciès très peu métamorphique des roches de la région, propice à la fracturation sous l'effet des contraintes (Berger *et al.* 1980 ; Nzi, 1964). Les parties centre-est, est et sud de la zone d'étude présentent des densités relativement fortes par rapport au nord et l'ouest.

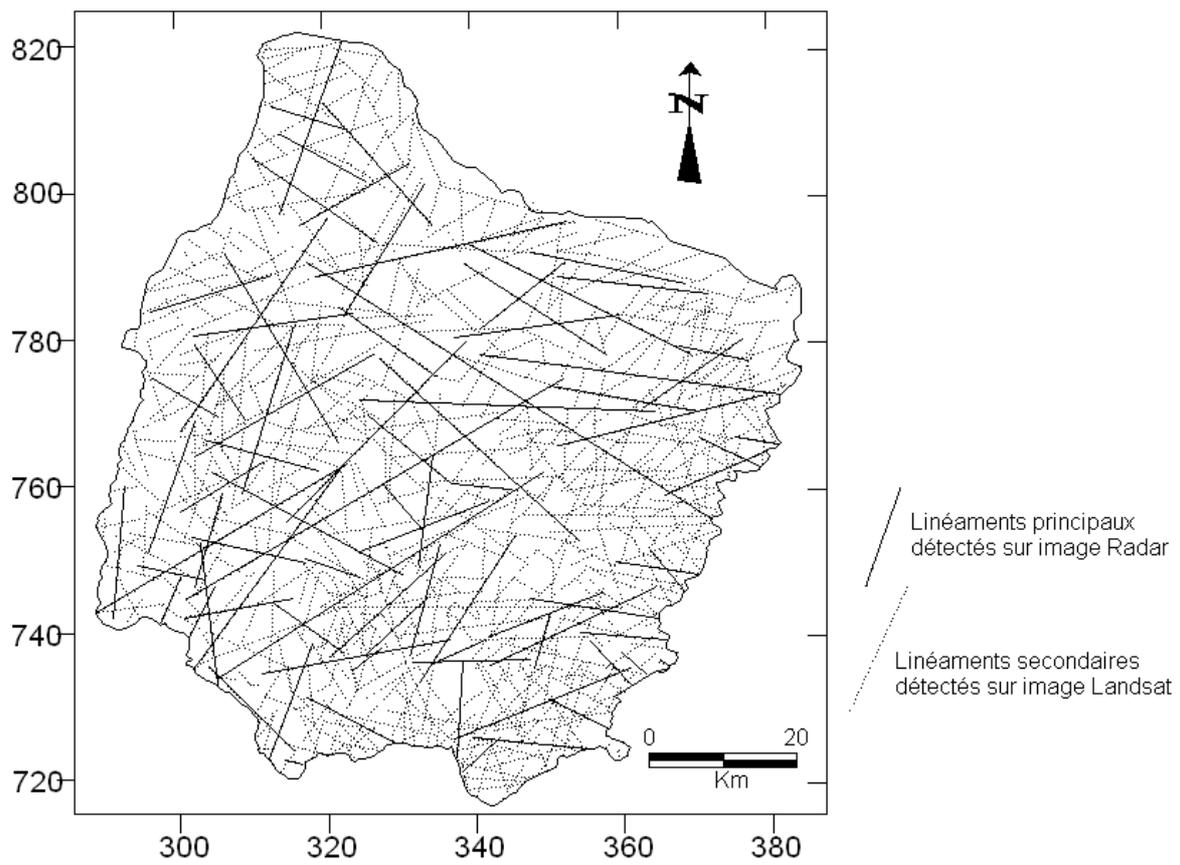


Fig.2. 16 Carte de linéaments issus du traitement des images Radar et Landsat.

II.2.3.2.6 Validation de la carte de linéaments avec les données de fracturation relevées sur affleurement et sur carte géologique

La Figure 2.17 présente les histogrammes circulaires, en nombre et en longueur, des linéaments issus du traitement d'images et de la fracturation relevée sur carte géologique.

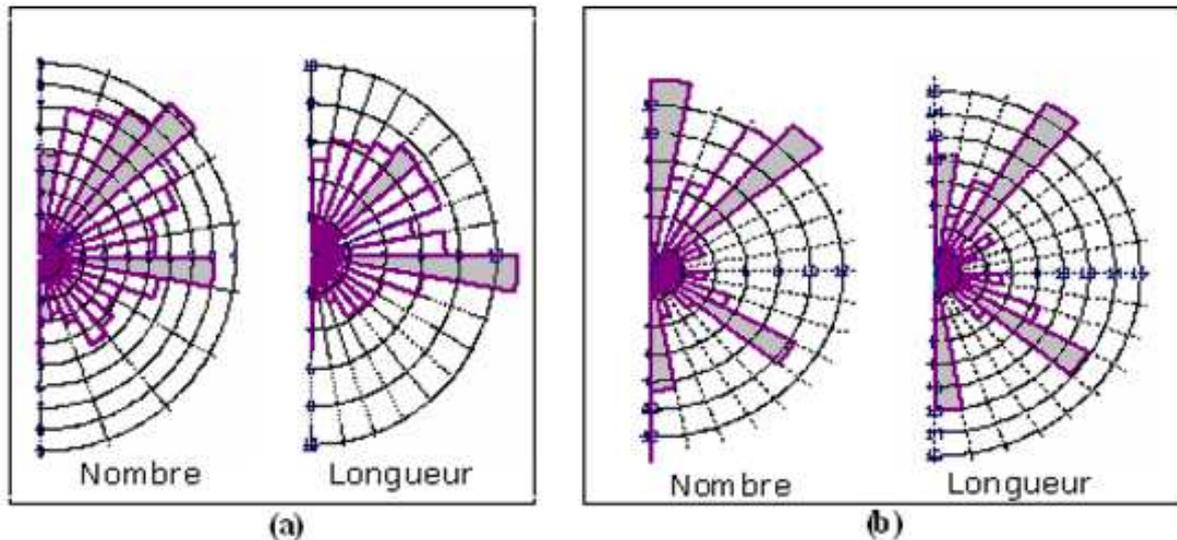


Fig.2. 17 Histogrammes circulaires en nombre et en longueur des linéaments issus du traitement d'image (a) et de la fracturation relevée sur carte géologique (b).

Les directions principales de linéaments identifiées par traitement d'images sont : Nord-Sud (mise en évidence par les directions N0-10 et N170-180), N30-40, N40-50 et N90-100. L'analyse de l'histogramme de la fracturation issue de la carte géologique montre que les directions Nord-Sud, N30-40, N40-50 et N120-130 sont aussi les plus représentées. Les principales directions présentes sur les histogrammes circulaires des linéaments et de la fracturation issue de la carte géologique sont donc presque identiques. Une différence apparaît néanmoins au niveau des classes N90-100 (histogramme des linéaments issus du traitement d'image) et N120-130 (histogramme de la fracturation relevée sur carte géologique). En effet, la classe N90-100 présente sur l'histogramme issu du traitement d'image, est inexistante sur celui issu de la carte géologique. La classe N120-130 qu'on retrouve sur l'histogramme issu de la carte géologique, est faiblement représentée sur celui issu du traitement d'image.

Les principales familles directionnelles de linéaments ont été comparées aux principales familles directionnelles mesurées sur affleurement. Les principales directions de fracturation sur affleurements (mesurées par Delany en 1965 et par Koita en 2008) dans la région de Dimbokro-Bongouanou sont : Nord-Sud ; N45-60 ; N90-100 ; N125-140 et N160-170. Parmi les familles de fractures identifiées sur l'histogramme issu du traitement d'image, seule

la famille de direction N125–140 est faiblement représentée. Cette faible représentation peut être liée à : (i) un biais statistique associé à la mesure de fracturation sur le terrain, puisque les fractures affleurent très rarement et de façon très localisée; (ii) un effet d'échelle lié aux types d'objets considérés pour la détermination des familles directionnelles : les grands linéaments (failles) cartographiés à l'échelle régionale peuvent avoir des directions sensiblement différentes de celles des linéaments cartographiés à l'échelle locale (fractures) du fait de la perturbation du champ de contraintes associées à la déformation de part et d'autre des failles. De plus, des effets de site peuvent exacerber ces dissemblances : le nombre et la longueur cumulée de certaines familles de fractures mesurées à l'affleurement (échelle locale) peuvent être plus élevés (en pourcentage relatif) que le nombre et la longueur cumulée des linéaments de la même famille, identifiés à partir du traitement d'images (échelle régionale).

L'adéquation entre les directions principales de linéaments identifiées par traitement d'images et les directions de fracturation issue de la carte géologique, ainsi qu'entre les directions principales de linéaments identifiées par traitement d'images et les directions principales de fracturation relevées à l'affleurement, confirme que les linéaments identifiés sont très vraisemblablement associés à la fracturation. Ceci permet en outre de valider la méthodologie de cartographie des accidents régionaux, basée sur une analyse combinée d'images radar et optique,

Conclusion

Le bassin de Dimbokro est caractérisé par un climat de type tropical humide à quatre saisons. Sa géologie est essentiellement constituée de formations granitiques et volcanosédimentaires dont la mise en place est attribuée à la phase volcano-tectonique 'Birimienne' (2000–1800 Ma). Trois grandes phases tectoniques de compressions NNE–SSW (N0–60), E–W (N80–100) et NW–SE (N130–170) sont à l'origine de nombreux accidents identifiés dans le bassin dont les majeurs (accidents régionaux) ont pu être spatialisés grâce à l'utilisation d'une image Radar. Cela a nécessité le rehaussement de l'image Radar à l'aide de filtrages adaptatifs, suivi de l'extraction manuelle des linéaments majeurs par photo-interprétation. Cette analyse a été complétée par la détermination des linéaments secondaires identifiés à partir d'imagerie optique Landsat. Les différentes familles directionnelles issues de l'analyse des histogrammes sont en accord avec le schéma de fracturation de la région. Ces familles s'inscrivent également dans la gamme des familles directionnelles de fracturation observées sur affleurements et figurant sur la carte géologique.

CHAPITRE III

CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE ET
HYDROGEOLOGIQUE DE LA REGION
D'ETUDE

Chapitre III: Contexte hydroclimatique et hydrogéologique de la région d'étude

III.1 Caractérisation hydroclimatique du bassin de Dimbokro

Les conditions climatiques dans le bassin de Dimbokro, et plus généralement en Côte d'Ivoire, sont associées aux mouvements atmosphériques qui régissent le mécanisme des précipitations en Afrique de l'Ouest.

Le climat ivoirien est conditionné par la confluence de deux masses d'air aux caractères très différents (Fig.3.1); la première est sèche, d'origine continentale, de secteur NE, et correspond aux alizés de l'hémisphère boréal; la seconde est humide, d'origine océanique, de secteur SW et correspond aux alizés de l'hémisphère austral déviés par la force de Coriolis après avoir franchi l'équateur (Peltre, 1977). Cette seconde masse d'air est associée à la *mousson* qui affecte l'Afrique de l'ouest. Ces masses d'air convergent selon une surface faiblement inclinée, l'air humide se glissant sous les masses d'air continental sec pour constituer la zone de convergence intertropicale, que l'on désigne sous le terme de front intertropical (FIT). Le FIT se déplace lentement et sépare deux type de temps bien distincts : lorsque l'alizé continental boréal descend vers le sud, il constitue l'«harmattan», vent de secteur NE, très sec et chargé de brume sèche constituée de poussière en suspension; lorsque l'air océanique humide domine, le mouvement de la masse d'air vers le nord provoque, par détente, l'apparition de formations nuageuses.

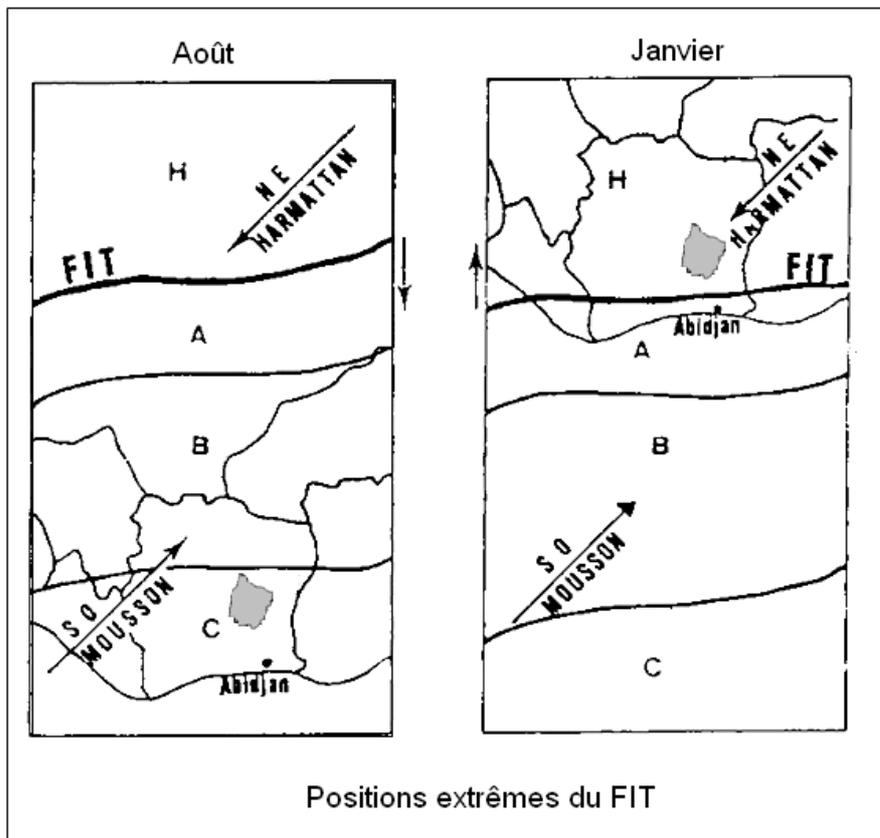


Fig.3. 1 Déplacement du Front Inter Tropical (FIT) en fonction des saisons et zones (A, B, C et H) de conditions météorologiques associées (d'après Peltre, 1977).

Les différents types de conditions météorologiques observées sur le territoire Ivoirien sont donc directement liés au déplacement du FIT et des masses d'air antagonistes qu'il met en contact. Le déplacement du FIT entraîne avec lui quatre zones de conditions météorologiques étiquetées A, B, C et H correspondant respectivement : (i) au climat de grande saison sèche (beau temps, brouillards matinaux) ; (ii) au climat de saison des pluies (averses orageuses, nuages très bas et pluies très abondantes); (iii) au climat de petite saison sèche (ciel gris homogène, faible insolation et pluies rares); (iv) au climat affecté par l'harmattan.

Ainsi, le régime climatique du bassin de Dimbokro suit cette même tendance ; il est de type tropical humide, particulièrement chaud et relativement sec, caractérisé par quatre saisons : deux saisons pluvieuses (d'avril à juillet et d'octobre à novembre) et deux saisons sèches (de décembre à mars et d'août à septembre). Si les vents sont faibles en général, l'harmattan peut souffler très fort dans la partie nord du bassin, mais son influence décroît rapidement vers le Sud.

III.1.1. Analyse de la variabilité climatique

La variabilité climatique, lorsqu'elle se traduit par de longues périodes de sécheresse ou d'excès en eau, peut avoir des conséquences durables (Goula et al. 2006). De plus, elle crée des risques dans le secteur de l'eau: la baisse des précipitations observée en Afrique de l'ouest depuis les années 70 a très fortement contribué à la baisse des ressources en eau de surface et souterraine causant des pénuries d'eau pour les populations rurales et urbaines. Selon Bricquet et al. (1997), le déficit de l'apport en eau pour l'Afrique tropicale est de 16% durant la décennie 80 contre 7% au cours de la décennie 70. Pour l'Afrique soudano-sahélienne, ce déficit est respectivement de 27% et 13% pour les décennies 80 et 70.

De nombreuses études, dont le programme «Identification et Conséquences d'une variabilité du Climat en AfRIque de l'ouest non sahélienne» (ICCARE) s'intéressent à la variabilité du climat en Afrique afin d'identifier les conséquences de ces variations climatiques sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest et en Afrique Centrale non Sahélienne. Lancé en 1995 dans seize pays ouest-africains (Fig.3.2), le programme ICCARE tente de répondre à plusieurs interrogations:

- Quelle est l'ampleur de cette fluctuation climatique dans les pays situés au sud du 14e parallèle?
- A quel moment est-elle apparue dans cette région?
- Quelle est son extension spatiale?
- A-t-elle touché cette partie non sahélienne de l'Afrique de l'Ouest et du Centre de façon uniforme?
- Quelles sont les conséquences de la baisse des précipitations sur les régimes des cours d'eau et sur les ressources en eau?

C'est sur cette dernière interrogation que porte notre étude. Celle-ci concerne la caractérisation du fonctionnement dynamique des aquifères du Bassin de Dimbokro. Elle permettra d'apprécier l'ampleur de la baisse de pluviométrie sur la recharge de l'aquifère et le régime des cours d'eau.

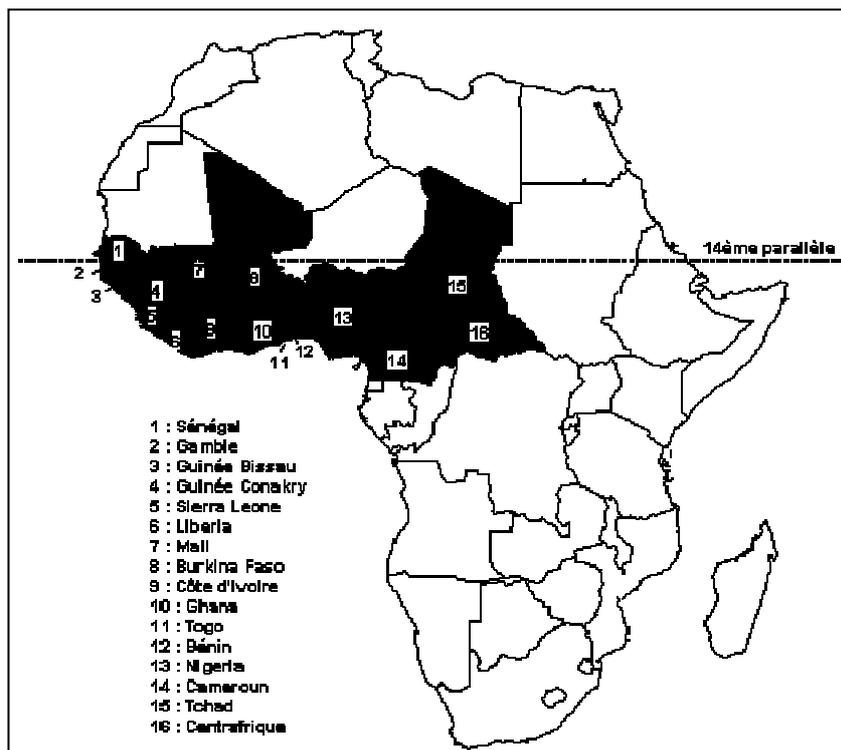


Fig.3.2 Pays de l'Afrique concernés par le programme ICCARE (Source <http://www.hydrosociences.fr>).

Les variations climatiques observées dans le monde pendant les dernières décennies influencent énormément les ressources en eau du continent en général et en particulier celles de la Côte d'Ivoire. Des études globales et locales menées en Afrique par différents auteurs (Hubert et al. 1989; Mahé & Olivier, 1995; Servat et al. 1999; Paturel et al. 2002 et 2004) et particulièrement en Côte d'Ivoire (Brou, 1997; Kouamé, 1999; Savané et al. 2001; Savané et al. 2003; Saley, 2003; Brou, 2005; N'Go et al. 2005; Goula et al. 2006; Amani, 2007; Ahoussi, 2008) mettent en évidence les impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et l'environnement. Les résultats de ces études montrent que les précipitations subissent une baisse à partir des années 70. Cette baisse de la pluviométrie est importante, même dans les zones à forte pluviométrie (supérieure à 1800 mm), notamment dans l'Ouest montagneux de la Côte d'Ivoire (Kouamé, 1999 ; Savané et al. 2001). Dans les bassins des fleuves ivoiriens, les ruptures constatées dans les séries pluviométriques se traduisent par une diminution des écoulements de surface (Ouédraogo, 2001) et du niveau des aquifères. En effet, un déficit moyen de 47% est enregistré au niveau des débits des cours d'eau ivoiriens (Servat *et al.* 1998). Les études menées par Savané et al. (2001), Savané et al. (2003), Saley (2003), Goula et al. (2006) sur l'évolution des coefficients de tarissement (reflétant l'ampleur de l'assechement du cours d'eau) de certains cours d'eau de la Côte d'Ivoire, montrent que

ceux-ci n'ont cessé d'augmenter depuis le début de la sécheresse de 1970 et de manière particulièrement prononcée depuis 1980. Cette variation du coefficient de tarissement suggère un amenuisement des ressources en eau souterraine. Cette réduction des précipitations contraint les gestionnaires de la ressource en eau à réaliser des puits et des forages de plus en plus profonds afin de capter les eaux souterraines.

Afin de caractériser la variabilité du climat, il est nécessaire d'analyser les données hydroclimatiques recueillies au niveau des différentes stations de mesures à l'aide d'outils tels que :

- Les indices de pluviométrie couramment employés pour la détermination des variations saisonnières. L'indice pluviométrique est le rapport entre la différence des hauteurs de précipitation annuelle et interannuelle à la station i et l'écart type. Lorsque la différence est positive, l'année est qualifiée d'*année humide* ou d'*année excédentaire* et pour une différence négative d'*année sèche* ou d'*année déficitaire*. Cet indice permet de visualiser et de déterminer le nombre d'années déficitaires et excédentaires.

Ainsi, l'indice pluviométrique ou «variable centrée et réduite» est calculé à partir de la formule de Nicholson (1980) qui est la suivante (Eq.3.1):

$$Ip = \left(\frac{X_i - \bar{X}}{\sigma} \right) \quad (\text{Eq.3.1})$$

Avec :

Ip : indice pluviométrique;

X_i (mm): hauteur de pluie totale pour une station donnée pendant une année i ;

\bar{X} (mm): moyenne interannuelle de la pluie à la station pendant la durée entière de l'enregistrement (période d'étude) ;

σ : Écart type de la pluviométrie annuelle

- Le filtre non récursifs passe-bas de Hanning d'ordre 2 appelé aussi *moyennes mobiles pondérées*, qui permet d'éliminer les variations saisonnières dans une série chronologique. Le calcul de ce filtre est effectué au moyen des équations recommandées par Tyson et al. (1975)

présentées dans Assani (1999). Selon ces équations, chaque terme de la série est calculé de la manière suivante (Eq.3.2 à Eq.3.6):

$$X_{(t)}=0.06 x_{(t-2)} + 0.25 x_{(t-1)} + 0.38 x_{(t)} + 0.25 x_{(t+1)}+0.06 x_{(t+2)} \quad (\text{Eq.3.2})$$

$$\text{Pour } 3 \leq t \leq (n - 2)$$

où

X_t = total pluviométrique pondéré centré sur le temps t

x_{t-2} et x_{t-1} = totaux pluviométriques observés aux temps t-1 et t-2 précédant t. (de deux termes qui précèdent immédiatement le terme t).

x_t = total pluviométrique observé au temps t

x_{t+1} et x_{t+2} = totaux pluviométriques observés aux temps t+1 et t+2 suivant le temps t. (de deux termes qui suivent immédiatement le terme t).

Pour une série de t = 1 à n, les totaux pluviométriques pondérés des deux premiers (X_1 , X_2) et 2 derniers (X_{n-1} , X_n) temps de la série sont calculés au moyen des expressions suivantes:

$$X_1=0.54 x_1 + 0.46 x_2 \quad (\text{Eq.3.3})$$

$$X_2=0.25 x_1+ 0.5 x_2 + 0.25 x_3 \quad (\text{Eq.3.4})$$

$$X_{n-1}= 0.25 x_{(n-2)} + 0.50 x_{(n-1)} + 0.25 X_n \quad (\text{Eq.3.5})$$

$$X_{(n)}=0.54 x_n + 0.46 x_{n-1} \quad (\text{Eq.3.6})$$

Pour mieux visualiser les périodes de déficit et d'excédent pluviométrique les moyennes mobiles ont été centrées et réduites au moyen de la formule suivante (Eq.3.7):

$$Y'_t=(X_{(t)}-m)/s \quad (\text{Eq.3.7})$$

Où

m= moyenne de la série des moyennes pondérées

s= écart type de la série des moyennes mobiles pondérées

La méthode de Filtre non récursif passe-bas de Hanning d'ordre 2 paraît plus efficace par sa grande capacité à découper de façon perceptible les séries qui lui sont soumises. A cet effet, elle vient pallier l'insuffisance des indices pluviométriques à grouper les années par tendance.

- Tests de détection de rupture au sein des séries hydrométéorologiques. Selon Servat et al. (1998), une rupture est définie comme un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées. Hubert et al. (1998); Lubès-Niel et al. (1998) stipulent qu'une cause possible de la rupture de l'homogénéité des séries chronologiques est l'existence de modifications brutales de certains de leurs paramètres statistiques, en particulier la moyenne (ceci pouvant être provoqué par une modification d'origine naturelle et/ou anthropique du processus physique de génération). Dans la littérature, plusieurs approches permettant de mettre en évidence les ruptures, mais les plus robustes et communément utilisées sont le test de Pettitt (1979) et la procédure de segmentation (Hubert et al. 1998). Ces deux approches permettent de déterminer d'éventuels points de changement et donc de découper la série originelle en sous-séries stationnaires homogènes.

La procédure de segmentation présente l'avantage de pouvoir rechercher des changements multiples de moyenne dans une série hydrométéorologique, contrairement à celle de Pettitt qui ne détecte que la rupture la plus significative pour une série donnée. Cependant, il est difficile d'attribuer un niveau de signification à cette procédure de segmentation. Au cours de cette étude, les analyses sont limitées essentiellement à la détection de la rupture significative dans les séries chronologiques hydrométéorologiques. Par conséquent, les techniques de traitements utilisées pour déterminer les ruptures se limitent à celle proposée par Pettitt (1979).

L'application du test de Pettitt consiste à diviser la série étudiée en deux sous-échantillons respectivement de taille m et n . Les valeurs des deux échantillons sont regroupées et classées par ordre croissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population.

L'absence de rupture dans la série (X_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (X_i) pour $i=1$ à t et $t+1$ à N appartiennent à la même population. Ce test repose sur le calcul de la variable $U_{t,N}$ définie par l'équation (Eq.3.8):

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N \text{Dij} \quad (\text{Eq.3.8})$$

Avec $\text{Dij} = \text{sgn}(X_i - Y_j)$ avec $\text{sgn}(Z) = 1$ si $Z > 0$; 0 si $Z = 0$ et -1 si $Z < 0$.

Soit K_N la variable définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$. Si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement l'équation 3.9:

$$\text{Prob}(K_N > k) \approx 2\exp(-6k^2/(N^3 + N^2)) \quad (\text{Eq.3.9})$$

Pour un risque de première espèce α donné, si $\text{Prob}(K_N > k)$ est inférieur à α l'hypothèse nulle est rejetée. Dans ce cas, la série présente donc une rupture.

III.1.2 Variabilité interannuelle de la pluviométrie

III.1.2.1 Analyse des indices de Nicholson

La pluviométrie moyenne du bassin est estimée à partir des enregistrements aux stations de Dimbokro, Bocanda, Bongouanou, Ouélé et Didiévi dont les aires d'influence respectives (après partitionnement du bassin suivant les polygones de Thiessen) correspondent à 22, 42, 19, 6 et 11 % de la superficie totale du bassin de Dimbokro (Fig.3.3). La pluviométrie moyenne annuelle des stations varie entre 1106 et 1256 mm. La station de Bongouanou est la plus arrosée avec 1256 mm et celle de Ouélé la moins arrosée avec 1106 mm.

L'analyse du régime mensuel des précipitations, à partir de la hauteur moyenne mensuelle interannuelle au cours de la période de 1980-2002, met en évidence une bi-modalité des précipitations, liée aux deux saisons des pluies caractéristiques de cette région du pays (Fig.3.4). La première, plus abondante avec des pluies régulières s'étend d'avril à juin avec un maximum situé en juin ; la seconde, moins abondante se situe entre les mois de septembre et novembre. Cependant, un déphasage entre les maxima des stations est constaté. Les maxima

observés au niveau de Dimbokro et Bongouanou (octobre) se produisent plus tard que ceux observés à Bocanda, Ouélé et Didiévi (septembre).

Ce phénomène pourrait être lié à la localisation géographique de ces différentes stations et aux mouvements du FIT qui génère un déplacement vers le sud de la zone B (cf paragraphe au début de ce chapitre) lorsqu'arrive la saison des pluies. En effet, les stations de Dimbokro et Bongouanou étant situées au Sud du bassin, elles seraient atteintes plus tardivement par le maximum de précipitations, du fait d'un déplacement lent vers la zone associée à ces précipitations (zone B) vers le sud.

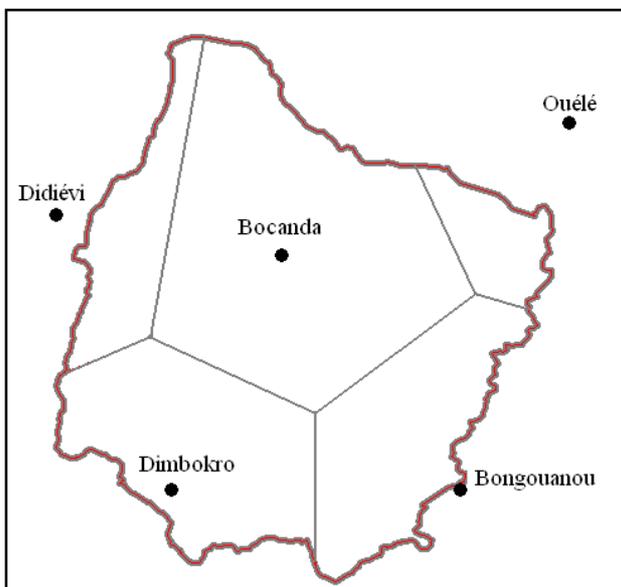


Fig.3. 3 Stations pluviométriques du bassin et aire d'influence associée à chacune d'elle.

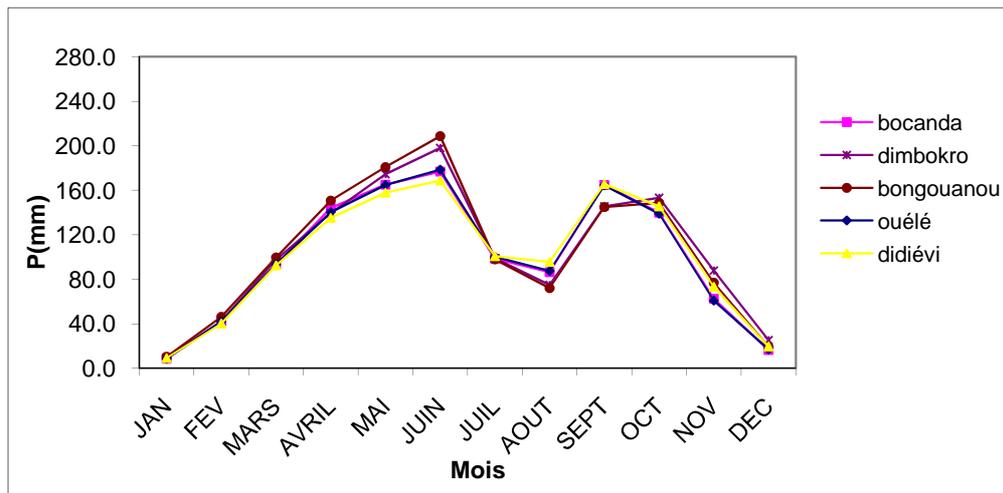


Fig.3. 4 Variation de la pluviométrie moyenne mensuelle des stations du bassin (1980-2002).

Les indices de Nicholson (Indices Pluviométriques) calculés pour chaque station de la zone d'étude montrent la succession à l'échelle interannuelle des différentes périodes *humides*, *normales* et *sèches* dans le bassin de Dimbokro (Fig.3.5). Hormis la station de Dimbokro qui montre une succession de périodes pluviométriques *humide*, *normale* et *sèche*, les quatre autres stations du bassin montrent une période *humide* suivie d'une période *sèche*. Les années qui marquent le début et la fin de ces différentes périodes pluviométrique sont facilement identifiables à l'aide des moyennes mobiles pondérées issues de la technique de filtrage de Hanning d'ordre 2 (Fig.3.5).

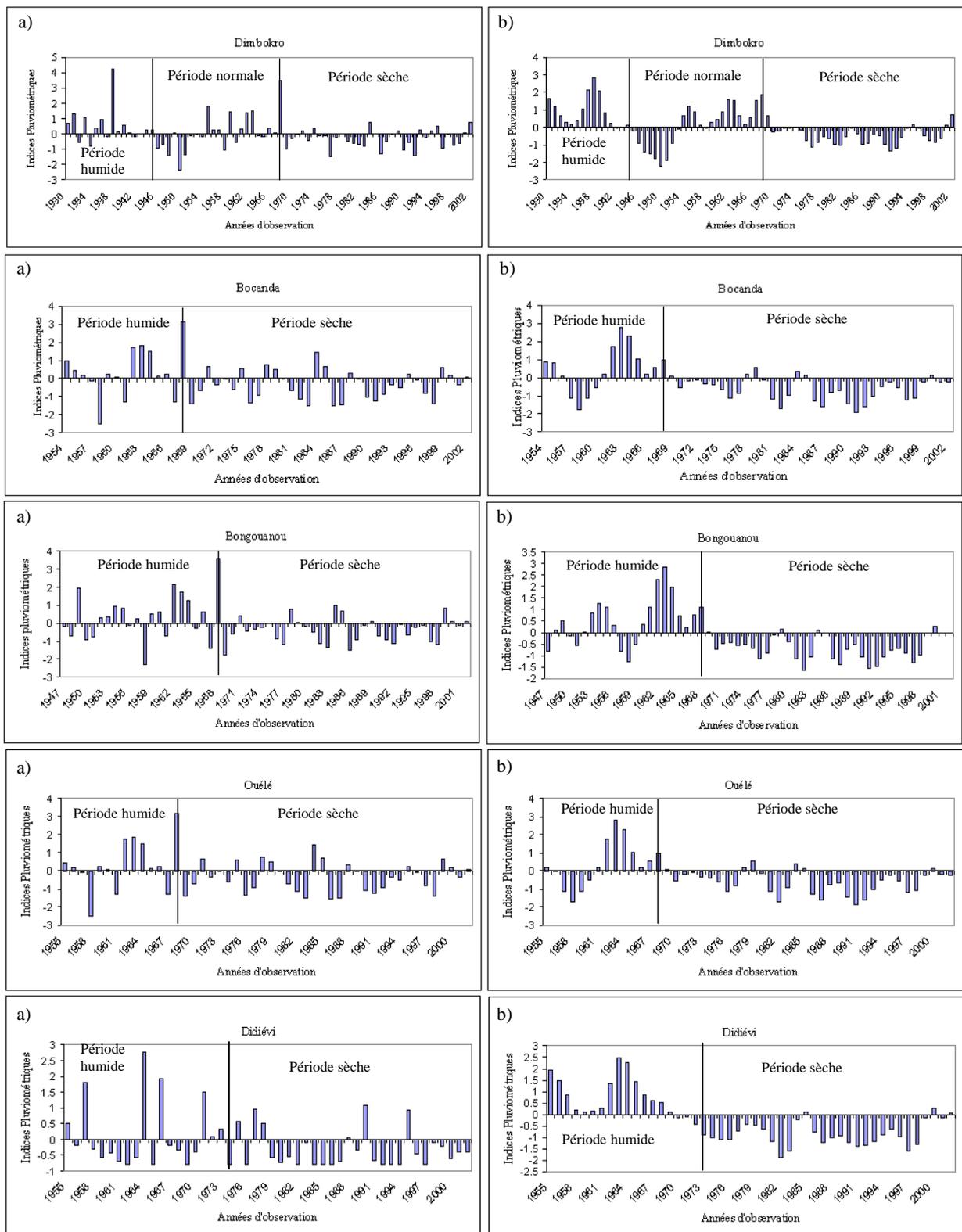


Fig.3 5 Variation interannuelle des précipitations dans le bassin de Dimbokro (a) Indices pluviométriques, (b) Moyennes mobiles pondérées (filtrage de Hanning d'ordre 2).

Les découpages pluviométriques (tableau 3.1) issus du calcul des indices pluviométriques et des moyennes mobiles pondérées mettent en évidence une longue période humide qui se termine entre 1966 et 1968 pour les stations de Bongouanou Bocanda et Ouélé. En revanche, cette fin est plus précoce à la station de Dimbokro (1944) et plus tardive à la station de Didiévi (1974). Aux alentours de 1970, date marquant le début de la sécheresse en Afrique de l’Ouest (Servat et al. 1998), une chute considérable de la pluviométrie est notée aux stations de Dimbokro (1969), Bocanda (1967), Bongouanou (1976) et Ouélé (1969). Dans la partie sud du bassin, les stations de Dimbokro et Bongouanou sont caractérisées par une période humide qui s’étale de 1930 à 1944, et de 1948 à 1966, respectivement ; pour ces deux stations, les maxima pluviométriques sont respectivement de 2132 mm (1938) et de 1833 mm (1968). La fin de la période humide est plus tardive à la station de Bongouanou. et est immédiatement suivie par une période sèche, contrairement à la station de Dimbokro, où cette période *humide* est suivie d’une période *normale* ; la moyenne des pluviométries annuelles calculées pour cette période *normale* tend vers la moyenne de la pluviométrie calculée pour toute la chronique. Cette période *normale* à Dimbokro coïncide avec une partie de la période *humide* à Bongouanou. Le début de la période *sèche* à Dimbokro (1969) est très proche du début de cette période à Bongouanou (1967).

- Dans la partie nord du bassin, les stations de Bocanda, Didiévi et Ouélé sont caractérisées par une période *humide* qui prend fin en 1968 à Bocanda et Ouélé, et en 1974 à Didiévi. Pour ces trois stations, les maxima pluviométriques observés sont de 1618 mm (en 1968), 1531 mm (en 1964) et 1430 mm (en 1968) respectivement, et la période *sèche* suit immédiatement la période *humide*.

Tableau 3. 1 Différentes périodes pluviométriques issues du calcul des indices de Nicholson et Moyennes mobiles pondérées.

Stations	Période d'étude	Période humide	période normale	Période sèche
Dimbokro	1930-2002	1930-1944	1945-1968	1969-2002
Bocanda	1954-2002	1954-1968	–	1969-2002
Bongouanou	1948-2002	1948-1966	–	1967-2002
Ouélé	1955-2002	1955-1968	–	1969-2002
Didiévi	1955-2002	1955-1974	–	1975-2002

III.1.2.2 Ruptures détectées dans les séries pluviométriques

La probabilité associée au test de détection de rupture de Pettitt (Tableau 3.2) montre que les ruptures constatées aux stations de Dimbokro, Bongouanou et Didiévi sont peu significatives. Les séries pluviométriques des stations de Bocanda et Ouélé quant à elles sont homogènes

Les résultats (Tableau 3.3) du test de détection de rupture de Pettitt (1979) appliqué aux séries pluviométriques du bassin de Dimbokro sont cohérents avec les résultats du calcul des indices de Nicholson et des moyennes mobiles pondérées.

Tableau 3. 2 Niveau de signification des résultats du test de Pettitt.

Probabilité associée	Classe
$\alpha < 1\%$	Rupture très significative
$1\% < \alpha < 5\%$	Rupture significative
$5\% < \alpha < 20\%$	Rupture peu significative
$\alpha > 20\%$	Série homogène

Tableau 3. 3 Résultats du test de Pettitt aux différentes stations.

Stations	Taille de la série en Année	Année de rupture	Probabilité de dépassement (%)	Niveau de signification
Dimbokro	73	1968	8.4	rupture peu significative
Bocanda	49	1968	31.7	série homogène
Bongouanou	55	1966	3.8	rupture peu significative
Ouélé	48	1968	51.1	série homogène
Didiévi	48	1974	4.1	rupture peu significative

Les ruptures détectées au niveau des stations de Dimbokro, Bongouanou et Didiévi sont celles qui sont jugées les plus significatives. A la station de Dimbokro l'évolution des indices de Pettitt en fonction des années d'observation (Fig.3.6) permettent d'identifier une rupture en 1945, mais celle de 1968 est plus significative. Aux stations de Dimbokro, Bongouanou et Didiévi la baisse de la précipitation s'amplifie à partir de la décennie 1980.

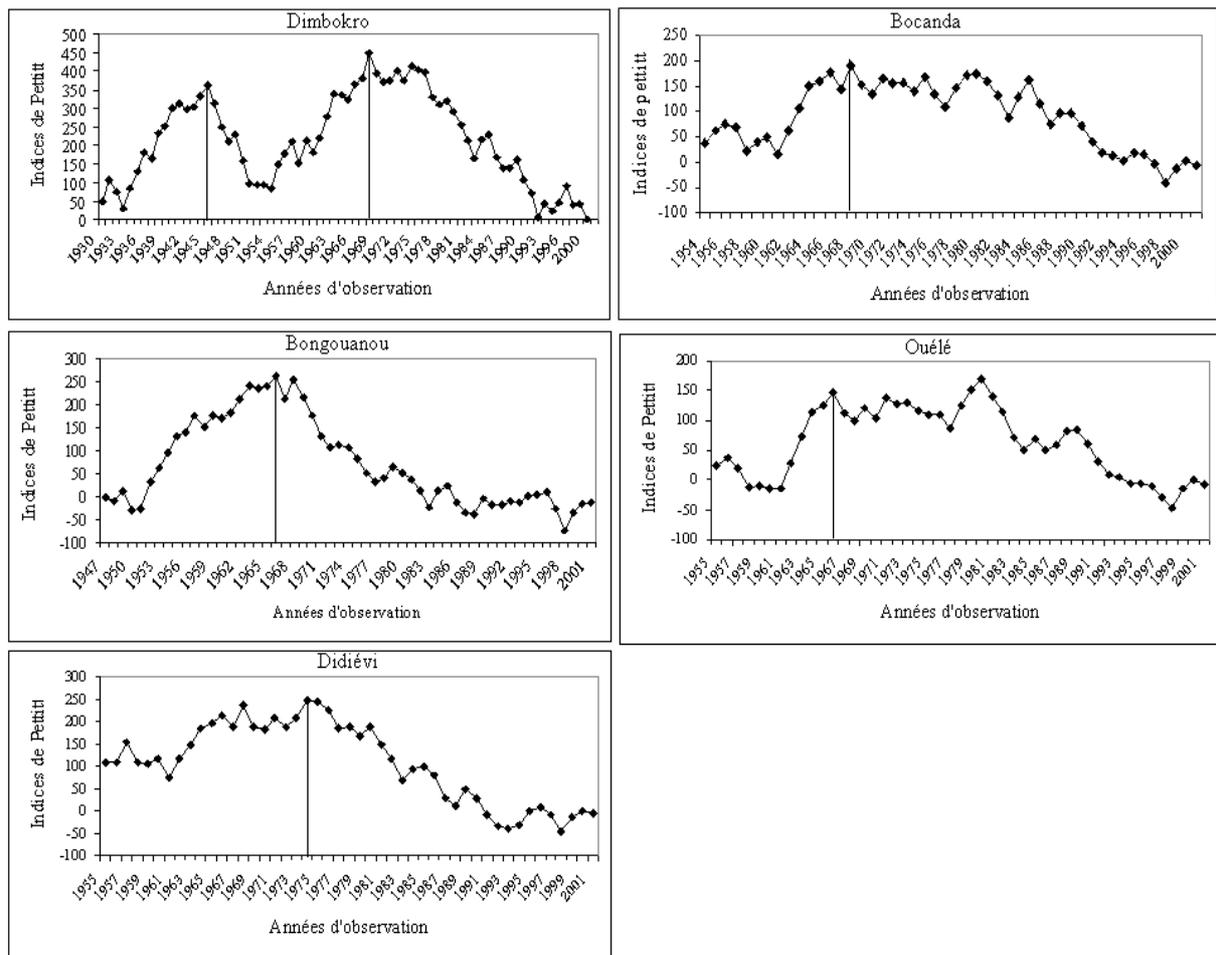


Fig.3. 6 Variations des indices de Pettitt aux différentes stations.

L'ampleur de la baisse de la pluviométrie observée sur les cinq (5) stations du bassin de Dimbokro ces dernières décennies est évaluée à l'aide du déficit pluviométrique calculé à chaque station avec les précipitations moyennes déterminées avant et après la période de rupture suivant l'équation 3.10.

$$D = \frac{x_i - x_j}{x_i} \quad (\text{Eq.3.10})$$

Avec:

- D= déficit ;
- x_i : moyenne avant rupture ;
- x_j : moyenne après rupture.

Dans le cas où aucune rupture n'est détectée par les tests statistiques, le déficit pluviométrique est calculé en prenant l'année 1970 comme l'année de référence (Ouédraogo, 2001).

L'analyse du tableau 3.4 révèle que le déficit pluviométrique enregistré dans la région (pour chacune des stations) est de l'ordre de 10%. Ce résultat confirme le fait que la pluviométrie moyenne diminue après 1970 sur l'ensemble du bassin. Cette valeur de 10% commune aux différentes stations est caractéristique d'un régime climatique de type « baouléen » (deux saisons de pluie et deux saisons sèches avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1100 et 1600 mm) qui correspond au régime climatique du centre de la Côte d'Ivoire. Ces résultats montrent en outre que les séries jugées homogènes (Bocanda et Ouélé) présentent des déficits du même ordre de grandeur que ceux identifiés pour les séries présentant des ruptures significatives (Dimbokro, Bongouanou et Didiévi). Ce constat est plus marquant à la station de Bocanda qui présente un déficit (11%) supérieur à celui obtenu aux stations de Bongouanou (9%) et Didiévi (10%). En effet, les niveaux de signification des ruptures définies par les tests tiennent compte davantage de la brutalité avec laquelle le changement se produit, que de la présence du changement lui-même. La classification, selon laquelle une rupture est ou non significative ne traduit pas l'ampleur du phénomène, ou du moins ne permet pas de juger de l'importance de la baisse enregistrée au sein de la série. Les tests ne détectent pas de rupture lorsque le changement dans la série chronologique se fait progressivement.

Par ailleurs, Servat et al. (1997) montrent que cette baisse de la pluviométrie est d'avantage la conséquence d'une diminution du nombre moyen d'événements pluvieux pendant la saison des pluies depuis les décennies 1970, que la conséquence d'une baisse de la hauteur moyenne par événement pluvieux (qui ne varie que très faiblement).

Tableau 3. 4 Déficit pluviométrique enregistré aux différentes stations.

Stations	Date de rupture	Moyenne avant la rupture	Moyenne après la rupture	Déficit (%)
Dimbokro	1968	1313	1167	11
Bocanda	1968	1267	1126	11
Bongouanou	1966	1315	1195	9
Ouélé	1968	1235	1133	8.2
Didiévi	1974	1260	1123	10

Les fluctuations mensuelles de la pluviométrie avant et après la rupture (Fig.3.7) montrent que les courbes ont des évolutions similaires et présentent une superposition assez nette pour chacune des stations. Ces évolutions indiquent que la succession des saisons ne connaît pas de changement. Les mois pluvieux sont les plus affectés par la baisse de la pluviométrie. Les mois secs durant lesquels seulement quelques précipitations isolées sont constatées, sont plus ou moins affectés par la baisse de la pluviométrie.

Aux stations de Bocanda et Ouélé, où les séries pluviométriques sont jugées homogènes, la pluviométrie moyenne mensuelle calculée pour la période avant la rupture est supérieure à celle calculée pour la période après rupture, notamment durant la grande saison des pluies (avril à juin). En revanche, aux stations de Dimbokro et Bongouanou, l'écart entre les deux courbes est relativement faible, même durant la grande saison des pluies. La station de Didiévi, qui présente une rupture peu significative comme les stations de Dimbokro et Bongouanou, montre un comportement différent avec un écart entre les deux courbes relativement significatif.

Pendant la petite saison de pluie (septembre à octobre), l'écart entre les courbes des stations de Dimbokro, Bongouanou et Didiévi (séries présentant une rupture peu significative) est plus important que l'écart constaté entre les courbes au niveau des stations de Bocanda et Ouélé (séries homogènes). Durant cette période, la station de Dimbokro présente la baisse de la pluviométrie la plus importante tandis que celle de Ouélé présente la baisse la plus faible.

Durant la petite saison sèche (juillet à août) qui sépare les deux saisons pluvieuses, la pluviométrie après la rupture reste supérieure ou égale à la pluviométrie avant la rupture au niveau des stations de Dimbokro, Bongouanou et Didiévi que. Au contraire, pour les séries homogènes (Bocanda et Ouélé), la pluviométrie après la rupture est inférieure à la pluviométrie avant la rupture.

Durant la grande saison sèche (novembre à mars), la pluviométrie après la rupture est largement inférieure à celle avant la rupture durant les deux premiers mois (novembre et

décembre) ; puis, de décembre à la fin de la grande saison sèche (mars), la pluviométrie après la rupture est pratiquement identique à la pluviométrie avant la rupture.

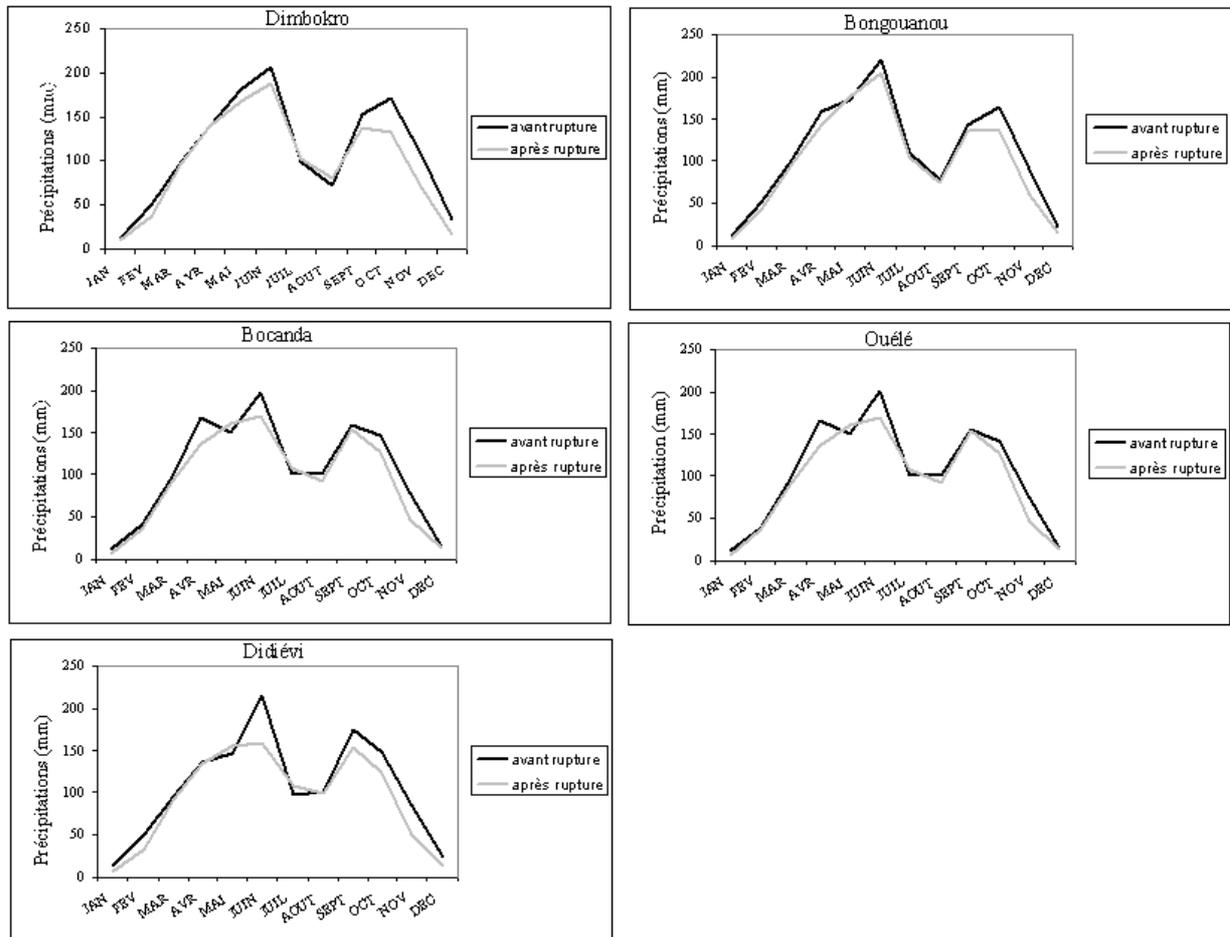


Fig.3.7 Evolution de la pluviométrie moyenne mensuelle avant et après rupture aux différentes stations.

II.1.2 Bilan hydrologique

Selon Mustin (1982), le bilan hydrologique se définit comme la différence entre les entrées et les sorties d'un bassin. Dans sa formulation générale, il s'écrit :

$$P = R + I + ETP \quad (\text{Eq.3.11})$$

Avec:

- *P* - précipitation;
- *R* - écoulement;
- *I* - infiltration;
- *ETP* - évapotranspiration;

L'évapotranspiration est une variable clef du cycle hydrologique. De sa variabilité dépendent les processus de ruissellement et infiltration. De plus, la variation de l'évapotranspiration peut, d'une manière significative influencer le climat, en modifiant les flux à la frontière sol-plante-atmosphère (Maftei et al. 2007)

Pour une majorité des bassins, les pertes par évapotranspiration représentent quantitativement l'élément le plus important de la transformation pluie-débit (typiquement de 50 à 90 % de l'apport pluviométrique annuel moyen pour les surfaces continentales). Il s'agit donc d'une variable particulièrement intéressante pour les gestionnaires de la ressource en eau puisqu'elle influence directement les quantités d'eau utilisable (Oudin, 2006)

En modélisation, l'évapotranspiration potentielle (ETP) est souvent utilisée car, contrairement à l'évapotranspiration réelle (ETR), son estimation ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à l'atmosphère. L'ETP permet de représenter la demande évaporatoire de l'atmosphère. Elle se définit comme étant le volume d'eau qui pourrait être évapotranspiré, s'il était disponible. Les paramètres (atmosphériques) nécessaires pour estimer l'ETP sont plus homogènes à l'échelle du bassin et plus facilement mesurables que des paramètres tels que la nature du sol et l'état hydrique du sol, dont la connaissance est nécessaire pour estimer l'ETR (Oudin, 2004)

Les modèles utilisées pour déterminer l'évapotranspiration peuvent être regroupées dans les catégories suivantes (Singh & Xu, 1997) : modèles empiriques, modèles fondés sur le bilan d'eau, méthodes fondées sur le bilan d'énergie, méthodes fondées sur le transfert de masse, méthodes mixtes, méthodes directes.

Les méthodes les plus utilisées en hydrologie sont les modèles empiriques proposés par Thornthwaite et Matter (1957), Turc (1969), Penman (1949). La plupart de ces méthodes empiriques reposent sur les relations entre l'intensité de l'évaporation à un endroit donné et les facteurs atmosphériques responsables du phénomène.

Dans le cadre de cette étude, la méthode de Thornthwaite est utilisée en raison de son adaptabilité en zone humide (Musy. et Laglaine, 1992) et du manque d'un certain nombre de données climatiques (humidité relative, vitesse du vent, insolation...) sur le bassin de Dimbokro. Ce choix repose également sur le fait qu'en plus de la pluie, la méthode de Thornthwaite n'utilise que la température moyenne mensuelle et la durée du jour comme paramètres climatiques, paramètres qui ne présentent pas une grande variabilité sur le bassin. Elle donne d'ailleurs une excellente approximation de l'évapotranspiration, puisque la température de l'air est une fonction assez représentative de la radiation nette (Pedelaborde, 1968).

L'expression de l'ETP selon Thornthwaite est la suivante :

$$ETP_{(mm/mois)} = 1,6 * \left(\frac{10\theta}{I}\right)^a * F(\lambda) \quad (\text{Eq.3.12})$$

θ = Température mensuelle moyenne en degré Celsius ;

a est une fonction complexe de l'indice I ;

$$a = 6,75.10^{-7} I^3 - 7,71.10^{-5} I^2 + 1,79.10^{-2} I + 0,49239 ;$$

I représente un indice thermique annuel, somme de douze indices thermiques mensuels i , $i = (\theta/5)^{1,514}$

$F(\lambda)$ = coefficient de correction en fonction de la latitude du lieu considéré (donné par des tables).

L'organigramme ci-dessous (Fig.3.8) résume la méthode de calcul du bilan hydrologique selon Thornthwaite. Le bilan est calculé à partir des données de précipitations et de températures de 1980 à 2002 recueillies aux stations de Dimbokro, Bongouanou, Bocanda, Ouélé et Didiévi. La valeur de la Réserve Facilement Utilisable par les plantes (RFU) est fixée à 100 mm compte tenu de la nature argileuse des altérites du bassin. Le mois de juin étant le plus pluvieux, celui-ci est pris comme point de départ dans le calcul et la RFU est supposée à saturation.

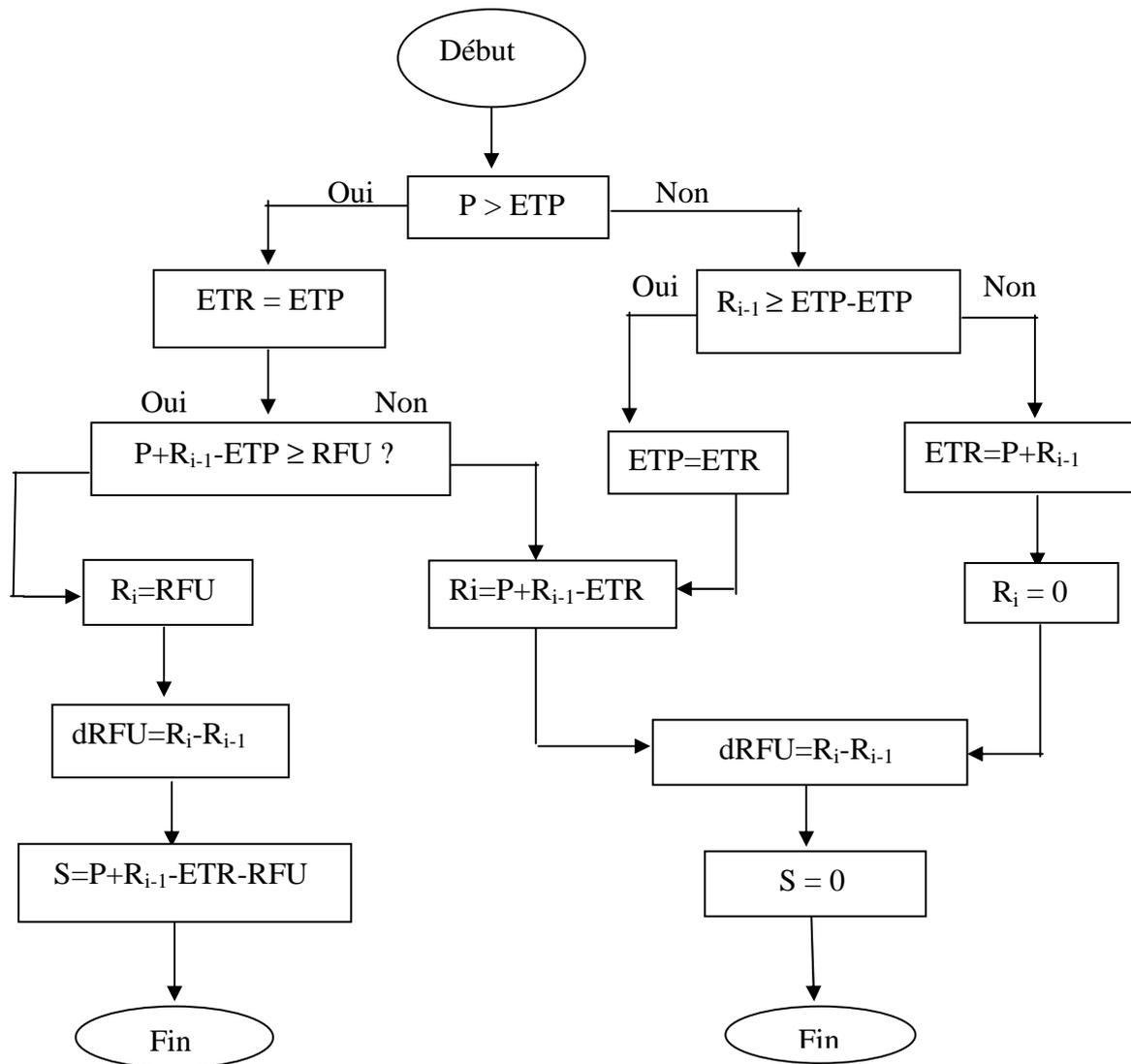


Fig.3.8 Organigramme de calcul du bilan hydrologique selon Thornthwaite (d'après Biémi, 1992).

RFU = réserve en eau du sol facilement utilisable par les plantes. Elle est fixée ici à 100 mm ;

R_{i-1} = réserve effective du mois précédent ;

dRFU = variation des réserves ;

S = surplus disponible pour l'écoulement superficiel ou souterrain.

Les paramètres du bilan calculés à chaque station selon la méthode de Thornthwaite sont consignés dans le tableau 3.5. Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle obtenues durant la période de 1980 à 2002 se répartissent inégalement au cours de l'année. L'ETP croît à partir de décembre pour atteindre une valeur maximale en mars et décroît ensuite de mars jusqu'à août. Elle croît à nouveau d'août à Novembre. Ces variations

constatées au niveau de l'ETP sont dues à la succession des différentes saisons pluvieuses et sèches qui caractérisent le bassin. En effet, la grande saison sèche (décembre à mars) correspond aux valeurs d'ETP les plus élevées en raison des faibles précipitations moyennes mensuelles et des températures élevées durant cette saison, conduisant ainsi à une baisse de l'humidité relative. Les valeurs les plus basses d'ETP correspondent à la fin de la saison des pluies (juin) et à la petite saison sèche (juillet à août), durant laquelle, l'ETP demeure faible malgré la chute des précipitations.

L'excédent du bilan (dPET) qui représente la quantité d'eau disponible pour l'écoulement de surface et pour la recharge des aquifères n'existe que pendant les saisons de pluies (avril à juin et septembre à octobre), et plus précisément pour les mois durant lesquels les maxima pluviométriques sont enregistrés (juin et/ou septembre et/ou octobre.). Une recharge potentielle (Fig.3.9) existe vraisemblablement durant ces périodes. Au cours de cette étude, les parts respectives du bilan consacrées à l'écoulement et à l'infiltration n'ont pas pu être déterminées sur la chronique 1980 à 2002 en raison du manque de données de débit du Nzi à l'entrée à la sortie du bassin de Dimbokro.

Tableau 3.5 Paramètres du bilan selon la méthode de Thornthwaite.

Dimbokro									Bongouanou								
MOIS	P	ETP	ETR	SPL	RSV	dRFU	dET	dPET	MOIS	P	ETP	ETR	SPL	RSV	dRFU	dET	dPET
JAN	12	142	12	0	0	0	130	0	JAN	7	136	7	0	0	0	129	0
FEV	38	167	38	0	0	0	129	0	FEV	37	156	37	0	0	0	119	0
MAR	100	185	100	0	0	0	85	0	MAR	112	169	112	0	0	0	57	0
AVR	119	183	119	0	0	0	64	0	AVR	132	160	132	0	0	0	28	0
MAI	153	168	153	0	0	0	15	0	MAI	144	157	144	0	0	0	13	0
JUIN	186	136	136	0	50	50	0	50	JUIN	195	130	130	0	65	65	0	65
JUIL	86	122	122	0	64	-36	0	-36	JUIL	104	116	116	0	88	-12	0	-12
AOUT	71	119	119	0	16	-48	0	-48	AOUT	83	111	111	0	60	-28	0	-28
SEPT	104	122	120	0	0	-16	2	-16	SEPT	107	117	117	0	50	-10	0	-10
OCT	134	136	134	0	0	0	2	0	OCT	150	130	130	0	70	20	0	20
NOV	49	144	49	0	0	0	95	0	NOV	42	135	112	0	0	-70	23	-70
DEC	13	129	13	0	0	0	116	0	DEC	12	130	12	0	0	0	118	0

Bocanda									Ouélé								
MOIS	P	ETP	ETR	SPL	RSV	dRFU	dET	dPET	MOIS	P	ETP	ETR	SPL	RSV	dRFU	dET	dPET
JAN	10	141	10	0	0	0	131	0	JAN	5	141	5	0	0	0	136	0
FEV	44	162	44	0	0	0	118	0	FEV	37	162	37	0	0	0	125	0
MAR	94	175	94	0	0	0	81	0	MAR	113	175	113	0	0	0	62	0
AVR	136	162	136	0	0	0	26	0	AVR	137	162	137	0	0	0	25	0
MAI	141	157	141	0	0	0	16	0	MAI	140	157	140	0	0	0	17	0
JUIN	153	125	125	0	28	28	0	28	JUIN	151	126	126	0	25	25	0	25
JUIL	71	113	113	0	58	-42	0	-42	JUIL	89	113	113	0	76	-24	0	-24
AOUT	72	109	109	0	20	-37	0	-37	AOUT	75	109	109	0	42	-34	0	-34
SEPT	129	116	116	0	33	13	0	13	SEPT	124	116	116	0	50	8	0	8
OCT	112	130	130	0	15	-18	0	-18	OCT	119	129	129	0	41	-10	0	-10
NOV	44	137	60	0	0	-15	77	-15	NOV	29	135	70	0	0	-41	65	-41
DEC	11	131	11	0	0	0	120	0	DEC	12	130	12	0	0	0	118	0

Didiévi								
MOIS	P	ETP	ETR	SPL	RSV	dRFU	dET	dPET
JAN	9	141	9	0	0	0	132	0
FEV	40	158	40	0	0	0	118	0
MAR	92	175	92	0	0	0	83	0
AVR	135	164	135	0	0	0	29	0
MAI	158	154	154	0	4	4	0	4
JUIN	169	125	125	0	47	44	0	44
JUIL	101	110	110	0	91	-9	0	-9
AOUT	96	109	109	0	77	-13	0	-13
SEPT	165	116	116	27	100	23	0	49
OCT	146	130	130	16	100	0	0	16
NOV	73	133	133	0	40	-60	0	-60
DEC	20	127	60	0	0	-40	67	-40

Spl : surplus du bilan disponible pour l'écoulement souterrain et de surface ;

Rsv : réserve en eau du sol ;

dRFU : variation de la réserve ;

dET : déficit du bilan hydrologique (ETP-ETR) ;

dPET : Excédent du bilan hydrologique (Pluie-ETP).

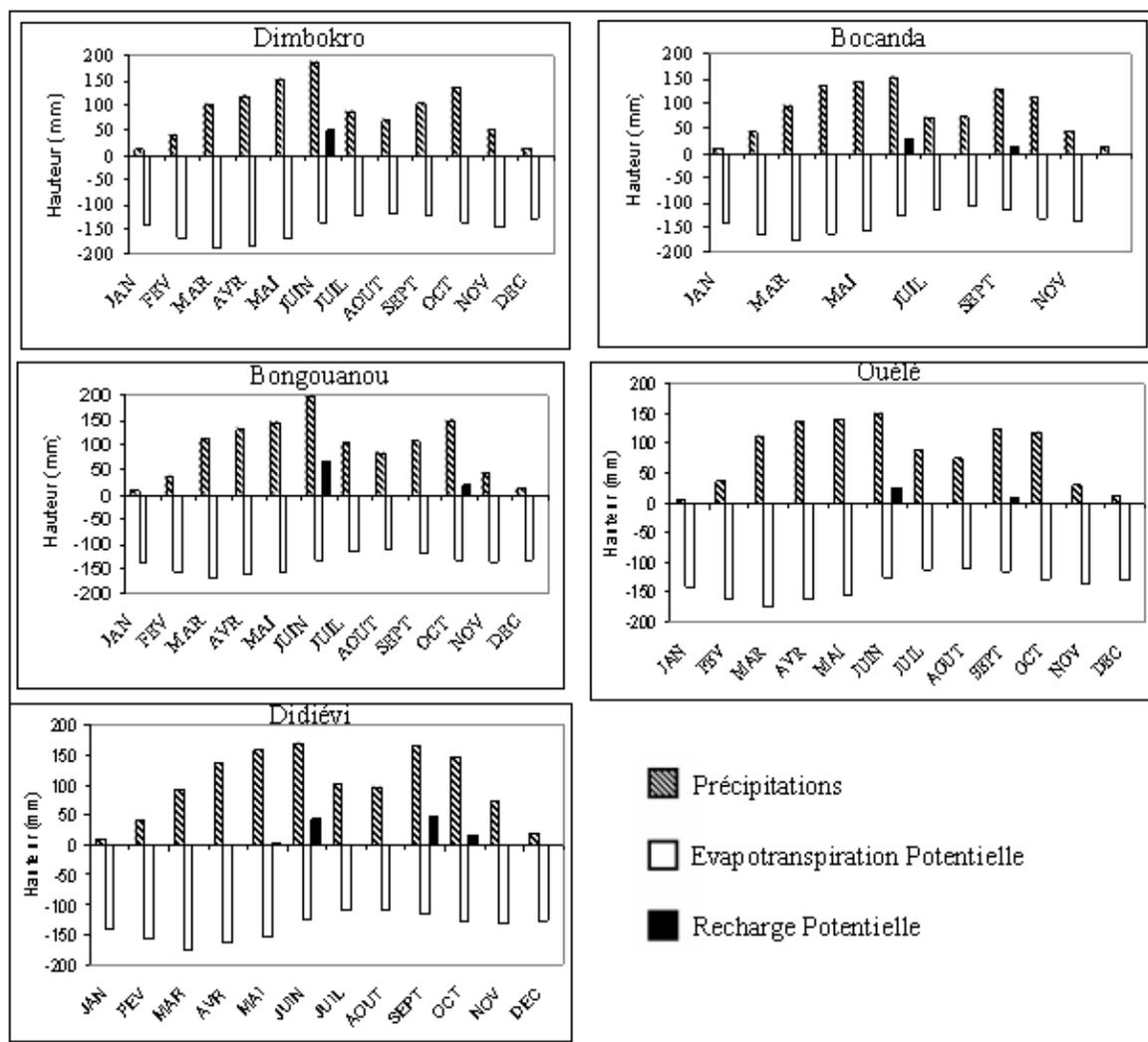


Fig.3.9 Pluviométries moyennes mensuelles et évapotranspiration potentielle des différentes stations.

La quantification du potentiel de recharge des nappes des bassins en Côte d'Ivoire fait l'objet de nombreux études (Soro, 1987 ; Biemi, 1992 ; Savané, 1997 ; Kouamé, 1999 ; Saley, 2003 ; Ahoussi, 2008). La plupart de ces études, qui utilisent la méthode de bilan de Thornthwaite, n'abordent pas la problématique de la recharge dans son intégralité. A partir des valeurs de l'excédent du bilan, ces études estiment la recharge (Tableau 3.6) en appliquant un coefficient de ruissellement correspondant à la fraction de pluie qui ruisselle. Ces valeurs

de la recharge sont généralement faibles et sont pour la plupart inférieures à 10% des précipitations. La valeur de la recharge dans le bassin de Dimbokro est estimée à 5% de la précipitation totale annuelle à partir des études de modélisation pluie-débit à réservoir réalisées par Kouassi (2007). Compte tenu de la modification du comportement hydrologique du bassin de Dimbokro dans les années 1970 (cf paragraphe III.1.3). A l'échelle interannuelle, cette modélisation montre une régression du potentiel de recharge des nappes depuis la décennie 1970, accentuée au cours de la grande sécheresse des années 80.

Tableau 3. 6 Valeurs de l'infiltration obtenues par la méthode de Thornthwaite en Côte d'Ivoire.

Auteur	Localité	% Pluie infiltrée	Infiltration (mm)	Géologie
Ahoussi (2008)	région d'Abidjan	15	266	sédimentaire
Saley (2003)	région de Man	23	375	socle
Kouamé (1999)	région de Man-Danané	8	186	socle
Savané (1992)	région d'Odienné	5	74	socle
Biémi (1992)	bassin de la Marahoué	4	46	socle
Soro (1987)	bassin de la Mé	3	43	socle

III.1.3 Variabilité interannuelle du débit du fleuve Nzi à la station de Dimbokro

L'analyse des indices hydrométriques annuels du fleuve Nzi à la station de Dimbokro, de 1955 à 1995, met en évidence une forte diminution du débit du fleuve à partir de 1968 (Fig.3.10). Cette baisse du débit est vraisemblablement la réponse à la baisse de la pluviométrie constatée sur l'ensemble du bassin à partir des années 1968-1970. La baisse du débit est confirmée par le test de Pettitt qui détecte une rupture en 1968 dans les séries chronologiques de débit à la station de Dimbokro (Fig.3.11).

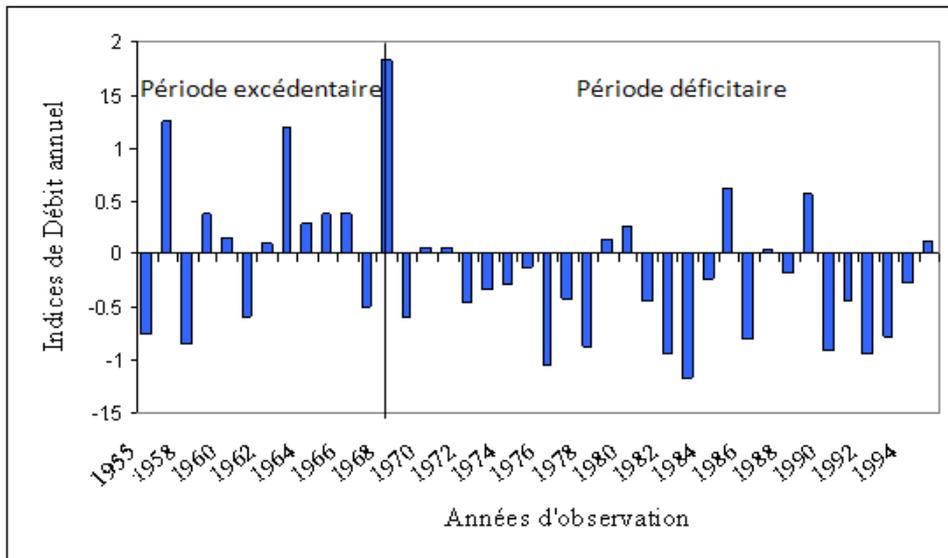


Fig.3.10 Evolution des indices de débit à la station hydrométrique de Dimbokro.

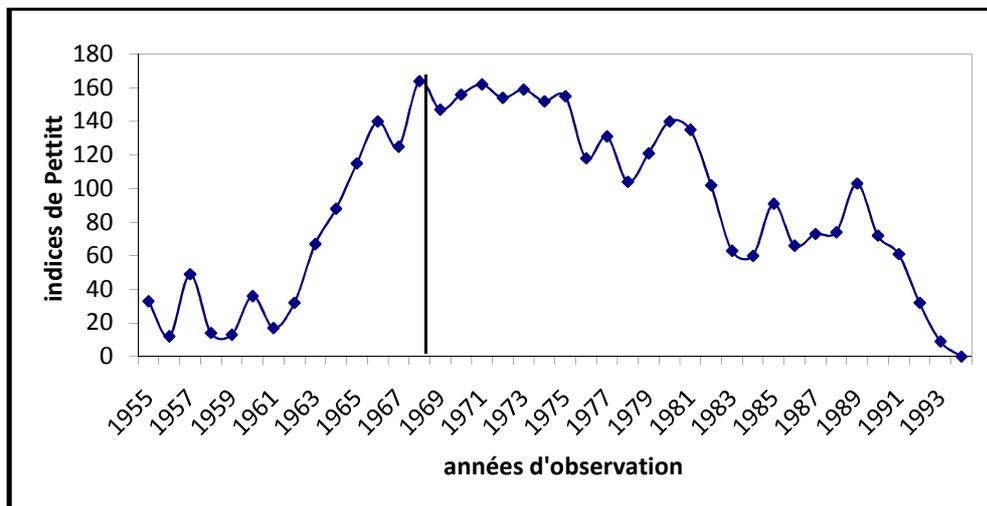


Fig.3.11 Evolution des indices de Pettitt à la station hydrométrique de Dimbokro.

Le déficit d'écoulement, calculé avec les valeurs de débit annuel pour la période postérieure à la rupture, est de 49%. Cette valeur correspond environ au quintuple du déficit moyen observé (pour la même période) au niveau des précipitations (10%) sur le bassin de Dimbokro (cf. paragraphe III.1.2.2).

L'évolution des débits moyens mensuels, de part et d'autre de la période de rupture (Fig.3.12), est similaire. L'augmentation des débits, de mai à octobre, est caractérisée par

deux phases : (i) de mai à août, la montée des eaux est lente et (ii) à partir du mois d'août, elle devient très rapide jusqu'en octobre où le maximum de débit est enregistré.

A partir du mois d'octobre, le débit du cours d'eau chute jusqu'au mois d'avril. L'évolution des débits moyens mensuels ne coïncide pas totalement avec celle des précipitations moyennes mensuelles. Le régime du cours d'eau est à deux saisons (une saison de hautes eaux et une saison de basses eaux) tandis que celui des précipitations est à quatre saisons. La réponse du cours d'eau aux précipitations se fait de façon retardée. En effet, la grande saison des pluies commence en avril et atteint son maximum pluviométrique en juin, mois qui marque le début de la montée des eaux. La baisse des précipitations à partir de juin n'a pas d'influence sur les cours d'eau, puisque la montée des eaux continue jusqu'à Octobre, période qui coïncide avec reprise des précipitations durant la petite saison des pluies (septembre à octobre).

La courbe des débits moyens mensuels après rupture est située en dessous de la courbe des débits moyens mensuels avant rupture, ce qui illustre la chute des débits après 1968. Par ailleurs, ce décalage est plus important en période de hautes eaux qu'en période de basses eaux, ce qui est peut être lié, soit à un déficit de l'écoulement de base en provenance ces aquifères, soit à un déficit de ruissellement du fait d'une modification dans l'intensité et la durée des précipitations. D'après Servat et al. (1997), la seconde période (après rupture) est marquée par moins d'épisodes mais par des événements pluvieux identiques donc la première hypothèse serait à privilégier.

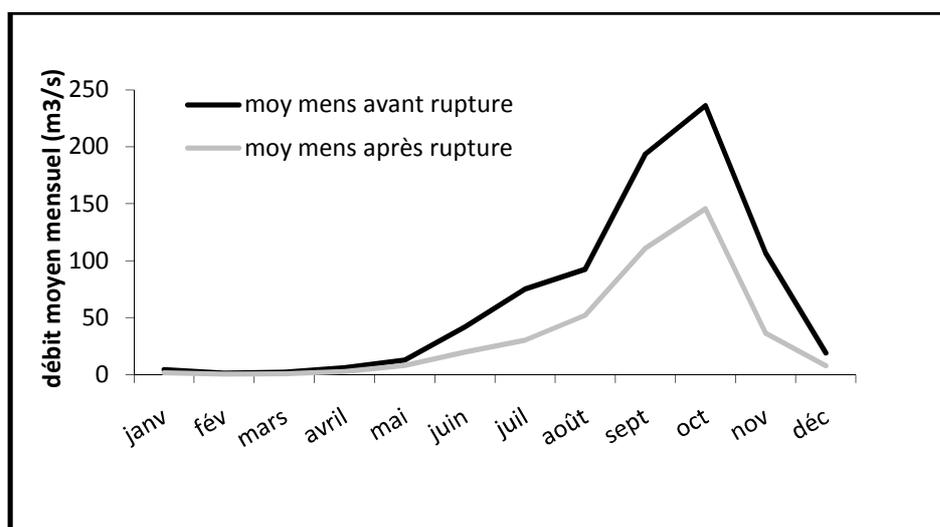


Fig.3.12 Variation des débits moyens mensuels interannuels du fleuve Nzi à la station de Dimbokro avant et après rupture.

III.2. Caractérisation hydrogéologique du bassin de Dimbokro

III.2.1 Description des différents types d'aquifères

Dans le bassin de Dimbokro, on distingue généralement deux types d'aquifères : les aquifères d'altérite (superficiels) et les aquifères fracturés (plus profonds).

III.2.1.1 Aquifères d'altérite

En Côte d'Ivoire, l'exploitation des eaux souterraine, débute dans les années 1950 à 1960 (Archambault, 1954 ; Maillary, 1964). A cette époque, seuls les aquifères d'altérites sont exploités à l'aide d'ouvrages peu profonds (puits) ; cela est essentiellement lié au manque de moyens adaptés pour la réalisation de forage, mais également à la méconnaissance ou à la sous-estimation du rôle hydraulique de la fracturation dans le socle sain. Ces aquifères d'altérites se développent dans les formations argilo-sableuses de la couche d'altération dont la puissance moyenne est généralement de l'ordre de 30 m mais peut parfois atteindre plus de 50 m. Ces altérites, caractérisées par une forte porosité, constituent un vaste réservoir superficiel.

Dans le domaine granitique, les altérites sont inégalement riches en niveaux aquifères et ces derniers ne sont généralement pas très productifs. D'après Maillary (1964) seuls quelques niveaux peu profonds situés au dessus la roche saine présentent un intérêt, surtout lorsqu'ils se trouvent dans la zone de battement de l'aquifère (zone d'évolution du niveau piézométrique).

En revanche, les zones d'altérations des formations du domaine volcanosédimentaire peuvent accumuler des volumes d'eaux interstitielles relativement importants. Malheureusement, sauf cas très rares et imprévisibles, cette eau n'est exploitable qu'à l'échelle familiale en raison de la faible perméabilité de la formation aquifère.

A l'échelle du bassin de Dimbokro, les débits d'exploitation des forages localisés dans ces altérites chutent très rapidement, suite au colmatage des ouvrages causé par l'apport de fines particules argileuses : de ce fait l'exploitation des altérites n'est pas recommandable (Camerlo et al. 1977, Berger et al. 1980). Cependant, la présence d'intercalations détritiques ou volcano-sédimentaires au sein des altérites contribue grandement à améliorer la qualité

aquifère de ces altérites (Guiraud, 1975). Selon Biémi (1992), l'exploitation des aquifères d'altérites est en nette régression pour deux raisons principales : i) une profondeur de plus en plus importante du niveau piézométrique dans ces formations (plus de 25 m) et ii) une faible épaisseur de la zone saturée (par endroit moins de 5 m).

III.2.1.2 Aquifères de fissures

La période dominée par l'exploitation des altérites est suivie d'une période de transition marquée par la reconnaissance des aquifères de fissures sous les altérites (Faillat, 1985). A l'instar des autres régions de la Côte d'Ivoire, l'exploitation des aquifères de fissures débute à partir de 1966 dans la région Dimbokro-Bongouanou, après une étude régionale détaillée de la fracturation et l'utilisation de la géophysique. Ces études se traduisent finalement par l'obtention de forages à forts débits (de l'ordre de 18 m³/h pour cinq d'entre eux) dans le socle schisteux fissuré de la région de Dimbokro-Bongouanou (Delany, 1965). Ces aquifères de fissures constituent des réservoirs beaucoup plus intéressants que ceux des altérites et se localisent à des profondeurs importantes dépassant parfois 60 m.

Malgré les résultats encourageants sur l'exploitation du socle schisteux fissuré obtenus par Delany (1965), l'exploitation systématique des aquifères de fissures ne démarre qu'au milieu des années 70 suite aux premiers effets de la sécheresse en Afrique de l'Ouest qui entraîne le tarissement de bon nombre de puits villageois et de points d'eau de surface pendant la saison sèche. Parallèlement à cela, les gestionnaires prennent conscience des disparités géographiques importantes qui existent concernant l'accès à la ressource en eau, entre le sud et le nord du pays, d'une part, et les villes et les villages, d'autre part. A partir de cette période, plusieurs programmes d'hydraulique villageoise voient donc le jour dans la région de Dimbokro-Bongouanou à l'instar d'autres régions du pays. Les forages et les puits réalisés au cours de ces campagnes ont pour objectif le captage des fractures productrices. Cependant, malgré les moyens mis en œuvre par l'Etat Ivoirien, ces programmes connaissent un taux d'échec important et bon nombre de ces ouvrages tarissent ou ne satisfont pas les besoins des populations dans certaines localités. A priori, cet échec pourrait s'expliquer par le manque d'études prenant en compte la fracturation avant l'implantation des ouvrages. Afin de mieux identifier le rôle de la fracturation d'un point de vue hydrogéologique, les débits de nombreux forages du bassin de Dimbokro ont été analysés en fonction de leur localisation par rapport aux discontinuités majeures.

III.2.2 Identification du rôle des accidents régionaux du bassin dans les écoulements souterrain

Même si toutes les fractures présentes dans les formations géologiques ne sont pas actives (en moyenne 20 % des fractures participent à l'écoulement global d'un réseau fracturé d'après Chilès & Marsily, 1993), de nombreux travaux portant sur les schistes birimiens (Guiraud & Lenck, 1975 ; Guiraud, 1975 ; Camerlo *et al.* 1977) montrent que, lorsque les forages sont mis en place sur des accidents majeurs multikilométriques, i) le taux d'échec observé est inférieur à 10%, et ii) les débits obtenus sont souvent élevés.

Ce paragraphe est donc consacré à l'étude du rôle hydraulique des accidents régionaux cartographiés dans le chapitre précédent, sur la base de critères hydrogéologiques. Pour cela les corrélations entre le débit des forages et la distance de ces forages aux discontinuités majeures sont analysées.

III.2.2.1 Caractérisation du rôle hydraulique des accidents régionaux

L'identification des fractures qui contribuent aux écoulements peut se faire sur la base de techniques utilisant les directions de paléo-contraintes, ou encore des données gravimétriques et sismiques (Gaviglio, 1985; Delaney *et al.* 1986; Chorowicz & Deffontaines, 1993; Lacombe *et al.* 1996). Ces techniques ont été utilisées avec succès dans le fossé du Rhin et ont permis d'identifier les grandes fractures participant à l'écoulement (Chorowicz & Deffontaines, 1993). Dans cette étude, maintenant qu'ont été validés les linéaments identifiés par le traitement des images radarsat et landsat (cf chapitre précédent), nous proposons d'identifier le rôle des linéaments dans les circulations souterraines à partir des données de différents forages. En effet, Andersson *et al.* (1992) stipulent qu'en plus de la cartographie linéamentaire, il est nécessaire de compléter cette information par l'étude d'indices révélateurs de l'occurrence de l'eau, ou de phénomènes associés à la recharge : persistance d'un sol humide pendant la saison sèche, nature lithologique des roches, ou encore la densité du réseau de drainage. Un indicateur indirect de la présence d'eau souterraine est également obtenu par l'identification des linéaments visibles associés au développement de la végétation (alignement d'arbres).

Afin de caractériser le rôle hydraulique des accidents régionaux, la technique proposée consiste à analyser les corrélations entre débit des forages et distance de ces forages au linéament le plus proche. Les débits des forages sont généralement faibles. Ils varient entre 0.1 et 45 m³/h (débit air-lift durant la foration). Plus de 50% des forages ont un débit inférieur à 2 m³/h, et sur près de 800 forages réalisés dans la région, seuls 123 ont un débit supérieur ou égal à 5m³/h.

Les forages sont discriminés suivant deux classes de débit, la première correspondant aux 123 forages ayant un débit (air lift) supérieur à 5 m³/h (*forages à fort débit*) et la seconde correspondant aux 215 forages ayant un débit (air lift) inférieur à 5 m³/h (*forages à faible débit*). Cette classification (*forages à fort débit* et à *faible débit*) correspond à celle adoptée par le Comité Inter-Etats d'Hydraulique (CIEH) en Afrique de l'Ouest (Savané et al. 1995).

III.2.2.2 Corrélations entre le débit des forages et leur distance aux linéaments majeurs

L'analyse des corrélations entre linéaments majeurs et forages consiste dans un premier temps à localiser tous les forages (*forages à fort débit* et à *faible débit*). Dans un second temps, la carte contenant ces forages est superposée à celle des linéaments majeurs (Fig.3.13). Cette superposition montre que la plupart des *forages à fort débit* sont situés sur ces linéaments majeurs ou à proximité de ceux-ci. En revanche, les *forages à faible débit* ne présentent pas d'organisation particulière par rapport aux linéaments (Fig.3.13). Il est à noter que dans certaines zones où sont identifiés des *forages à fort débit*, sont également présents des *forages à faible débit*, ce qui tend à démontrer que la productivité des forages est localisée, et non associée à une zone de socle étendue, dans laquelle les circulations souterraines et la productivité seraient quasi généralisées. Des cas similaires (*forages à faible débit* à proximité de *forages à fort débit*) sont connus sur le bassin de la rivière Jundiaí au sud-est du Brésil (Neves & Morales, 2007), et à Sunnfjord à l'ouest de Norvège (Henriksen & Braathen, 2005).

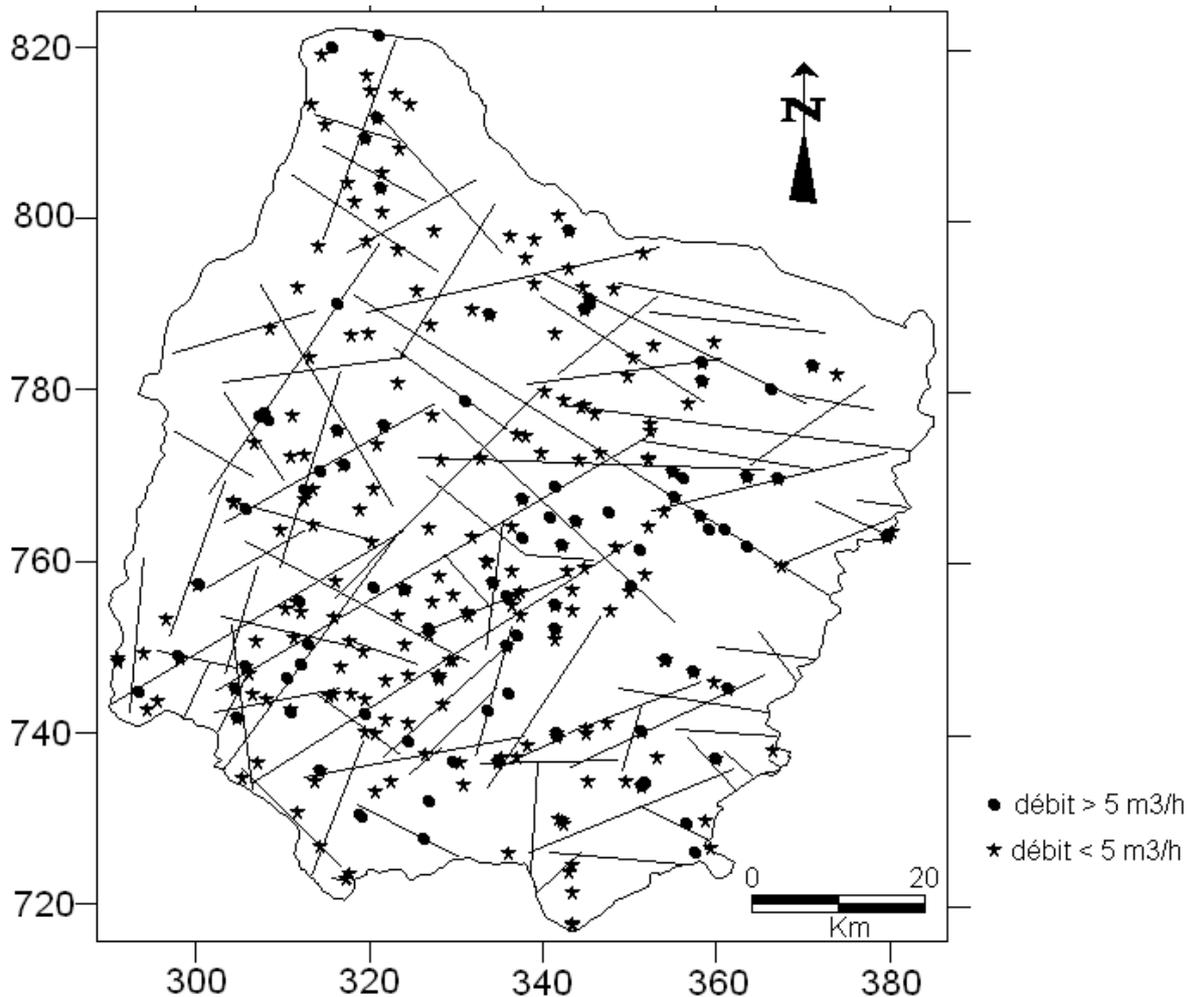


Fig.3.13 Positions des linéaments majeurs ainsi que des forages à fort débit et à faible débit.

Les distances (ligne droite la plus courte perpendiculaire au linéament) de chacun de ces forages (*forages à fort débit* et *forages à faible débit*) au linéament le plus proche ont été calculées afin d'apprécier l'évolution du débit en fonction de la distance entre forage et linéament. A ce paramètre *distance* d'autres paramètres jugés comme étant des indices de productivité ont été pris en compte dans l'analyse du débit : la profondeur du forage (Pf) et l'épaisseur des altérites (Ep).

La matrice de corrélation déterminée pour différentes caractéristiques des *forages à fort débit* (Tableau 3.7a) montre qu'il existe une corrélation positive relativement significative entre le *débit* et le paramètre *épaisseur d'altérites* (0.36). La corrélation entre *débit* et *distance* est négative (-0.24). Le *débit* évolue de façon inversement proportionnelle à la *distance*, et de manière non linéaire, ce qui a également été identifié sur d'autres massifs granitiques du sud de la France (Pistre et al. 1995). Cette corrélation négative entre *débit* et *distance* permet d'affirmer que ces accidents majeurs d'échelle régionale sont le siège de circulations

souterraines importantes. Ces accidents verticaux ou subverticaux du socle ont une influence sur le comportement hydrodynamique des aquifères de la région de Dimbokro-Bongouanou. D'autres auteurs (Wyns et al. 1999, 2004 ; Durand *et al.* 2006 ; Dewandel et al. 2006) ont, en revanche, supposé que sur les formations granitiques, la fracturation du socle est verticale et très localisée. Contrairement au résultat obtenu dans la région de Dimbokro-Bongouanou, ces auteurs ont observé que l'essentiel de l'écoulement dans ces formations granitiques est assuré par les fissures horizontales de la couche fissurée au dessus du socle fracturé, fissures dont la genèse serait liée à l'altération de la biotite.

La corrélation entre *débit* et *épaisseur d'altérites* traduit le fait qu'une couche d'altération épaisse est généralement présente dans les localités où les *forages à fort débit* sont identifiés. L'épaisseur importante des altérites aura un effet favorable sur la fonction capacitive de l'aquifère d'altérites (et donc la pérennité du débit) ainsi que sur la fonction drainante de l'aquifère de fissure en relation avec les linéaments majeurs (ce qui conditionne le débit maximum instantané). La corrélation entre *débit* et *profondeur* est faible (0.11), ce qui semble montrer que la profondeur totale du forage influe peu sur la productivité. L'absence de corrélation significative entre *débit* et *profondeur* des forages pourrait être liée à la stratégie de foration et d'implantation. En effet, pour tout programme d'hydraulique, il est généralement fixé un débit de succès et une profondeur d'arrêt en fonction du financement et des besoins à satisfaire. Ainsi, la foration peut être stoppée dès que le *débit de succès* est obtenu en négligeant d'éventuelles venues d'eau plus profondes ; plus la zone d'implantation est favorable, moins la profondeur du forage risque donc d'être importante. Dès lors, d'éventuels apports d'eaux plus profondes qui pourraient contribuer à un débit plus important ne sont pas exploités. De même, la recherche du *débit de succès* dans une zone peu favorable peut conduire à la prolongation du forage jusqu'à la profondeur d'arrêt, et même au delà, sous diverses considérations telles que la nature lithologique, d'éventuelles faibles venues d'eau, l'expérience acquise, une impression favorable, auxquelles on pourrait ajouter les « pressions et encouragements » des villageois (Faillat, 1985).

La matrice de corrélation déterminée pour différentes caractéristiques des *forages à faible débit* (Tableau 3.7b) révèle une corrélation non significative (0.06) entre le *débit* et la *distance*. Cette absence de corrélation entre *distance* et *débit* pourrait être liée au fait que ces *forages à faible débit* captent des systèmes de joints mineurs qui ont une liaison hydraulique faible ou quasi inexistante avec les linéaments majeurs. En outre, cette corrélation confirme le

fait que les circulations souterraines et la productivité du socle fracturé ne sont pas généralisées et sont vraisemblablement liées aux discontinuités majeures. La corrélation entre *débit* et *épaisseur d'altération* est très faible (0.02), ce qui traduit le fait que les forages à *faible débit* sont situés dans des zones où l'épaisseur d'altération est limitée ou nulle.

Les *forages à fort débit* ont des profondeurs généralement situées dans les classes [40 m ; 70 m] et >70 m et des épaisseurs d'altération situées dans les classes [0 m ; 10 m] et >25 m. Près de 51 % des *forages à fort débit* ont une épaisseur d'altération supérieure à 25 m (Tableau 3.8).

Tableau 3. 7 Corrélation entre position et caractéristiques des forages: a) forages à fort débit (débit > 5m³/h) et b) forages à faible débit (débit < 5m³/h).

(a)					(b)				
Variables	Distance	Pf	Ep	Débit	Variables	Distance	Pf	Ep	Débit
Distance	1				Distance	1			
Pf	0.1	1			Pf	-0.04	1		
Ep	0.2	0.51	1		Ep	-0.06	0.36	1	
Débit	-0.24	0.11	0.36	1	Débit	0.06	-0.03	0.02	1

Tableau 3. 8 Fréquence (%) des forages à «fort débit» par classe de profondeur et d'altération.

Prof totale (m)	[0 ; 20[[20 ; 30[[30 ; 40[[40 ; 70[>70
Epaisseur d'altération (m)					
[0 ; 10[0.0	1.7	0.9	17.0	4.2
[10 ; 15[0.0	0.9	0.9	5.9	3.4
[15 ; 20[0.0	0.0	1.7	2.5	0.9
[20 ; 25[0.0	1.7	7.6	0.0
>25		0.0	0.0	38.1	12.7

Afin de mieux caractériser l'évolution du débit des *forages à fort débit* en fonction de la distance aux linéaments, nous avons considéré tous les linéaments ayant au moins deux *forages à fort débit* à proximité. Une analyse détaillée de l'évolution du débit en fonction de la distance (Tableau 3.9) a donc été effectuée pour chaque linéament comprenant au moins deux *forages à fort débit* dans son voisinage (Fig. 3.14). Cette analyse détaillée ne concerne que les *forages à fort débit* situés à une distance inférieure à 1 km des linéaments. Onze linéaments de taille et d'orientation variables ayant au moins deux *forages à fort débit* dans

leur voisinage répondent à ce critère de distance (1 km). Les *forages à faible débit* ne sont pas retenus pour cette analyse en raison de l'absence de corrélation entre distance au linéament et débit.

Tableau 3. 9 Données forage–linéament–débit–distance utilisées pour l'analyse productivité–distance.

LINEAMENT	FORAGE	DISTANCE (km)	DEBIT (m³/h)
A	A1	0.46	14
	A2	0.83	11
B	B1	0.06	7.7
	B2	0.90	5.6
C	C1	0.23	6
	C2	0.36	5
	C3	0.36	5
D	D1	0.87	6
	D2	0.40	7
E	E1	0.09	10.8
	E2	0.24	6.2
	E3	0.66	6
F	F1	0.08	13.5
	F2	0.42	6
G	G1	0.11	6.4
	G2	0.25	5.4
H	H1	0.22	20
	H2	0.30	7.4
	H3	0.78	7
I	I1	0.44	6.4
	I2	0.76	6.2
J	J1	0.50	11
	J2	0.60	7.2
	J3	0.94	5.4
K	K1	0.03	11.5
	K2	0.10	8
	K3	0.13	5.4

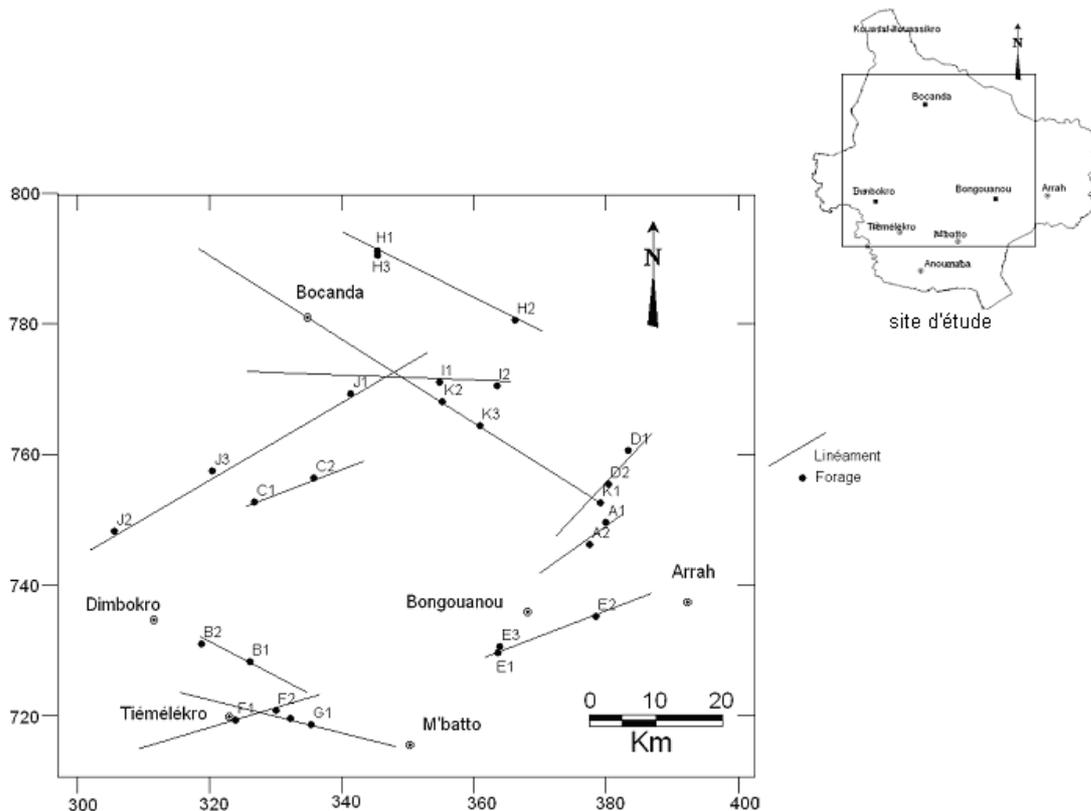


Fig.3.14 Cartographie des forages à fort débit (débit > 5 m³/h) et des linéaments utilisés pour l'analyse productivité-distance.

Le Tableau 3.9 montre que pour ces *forages à fort débit*, plus le forage est proche d'un linéament et plus son débit est important. Le calcul du coefficient de corrélation considère implicitement que tous les accidents majeurs ont le même rôle dans les circulations souterraines.

Les *forages à fort débit* situés à proximité des accidents majeurs captent ces derniers par l'intermédiaire d'accidents secondaires situés dans leur environnement immédiat. Même si ces fractures secondaires ne participent pas à l'écoulement global de l'aquifère, elles permettent une certaine connectivité entre les forages et les accidents majeurs (Wu *et al.* 2004). Plus ces fractures secondaires seront nombreuses au voisinage du forage, plus la connectivité hydraulique entre forage et accident majeur sera importante, ce qui peut se traduire par une augmentation du débit. En revanche, la diminution du débit avec la distance peut se traduire par une diminution de la densité de fractures secondaires, et donc de la connectivité entre le forage et l'accident majeur.

III.2.3 Analyse des isotopes stables de l'eau

La compréhension de la dynamique des systèmes aquifères fait également appel aux méthodes mettant en œuvre les isotopes stables de l'eau. Ces techniques contribuent à la compréhension des mécanismes de recharge, ou à la caractérisation de la dynamique des aquifères en fournissant des indications sur la continuité et/ou la discontinuité hydraulique des systèmes aquifères (Njitchoua et al. 1997 ; Kwang & Yongje, 2007 ; Cronin et al. 2005).

Les analyses isotopiques des échantillons d'eau prélevés sur les forages du bassin de Dimbokro ont été réalisées au Laboratoire HydroSciences Montpellier par le LAMA (LABoratoire Mutualisé d'Analyse). La méthode de l'équilibration standard du CO₂ et la technique de réduction du zinc sont suivies d'analyses sur spectrophotomètre de masse afin de mesurer les isotopes de l'hydrogène ($\delta^2\text{H}$) et de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$). Toutes les analyses isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène sont « normalisées » par la moyenne standard de l'eau de mer de Vienne (VSMOW). Le rapport qui en découle est noté δ (Eq.3.13) :

$$\delta = [(RS/RSMOW)-100]* 1000 \quad (\text{Eq.3.13})$$

où RS représente soit le rapport $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}/\delta^1\text{H}$ de l'échantillon ;

RSMOW est le rapport $\delta^{18}\text{O}/\delta^{16}\text{O}$ ou $\delta^2\text{H}/\delta^1\text{H}$ du SMOW.

Les précisions typiques sont $\pm 0,2 \text{ ‰}$ et $\pm 2 \text{ ‰}$ respectivement pour l'oxygène et l'hydrogène.

Les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines de la région de Dimbokro varient de -3,7 à -1,37‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et de -20,52 à -4,18‰ pour le $\delta^2\text{H}$. Ces teneurs varient autour d'une valeur médiane égale à $-3,14 \pm 3,1 \text{ ‰}$ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et à $-14,73 \pm 0,42 \text{ ‰}$, pour le $\delta^2\text{H}$. Une forte valeur de deutérium (-4,18‰) a été mesurée au niveau du forage de Kprakro (KPRA), localisé dans les granites. Cet enrichissement isotopique pourrait être lié à l'évaporation des eaux favorisée par leur faible profondeur (7,36 m).

La projection des points caractéristiques des eaux souterraines du bassin dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de $\delta^2\text{H}$ met en évidence un alignement suivant la droite météorique mondiale (DMM) (Fig.3.15). Cela suggère que ces eaux ont la même origine que les précipitations, ce qui est vraisemblablement lié à une infiltration rapide des pluies. .

L'analyse des compositions isotopiques des échantillons en fonction de l'excès en deutérium (Tableau 3.10) montre globalement deux types d'eau :

1) Les échantillons des localités «AKAO», «ATTA» et «WAW» «BASS», «ADIK», «NGAS», «BOCA» qui présentent des excès en deutérium supérieurs à 10‰. Cet excès signifie que ces eaux sont moins influencées par le fractionnement isotopique que les eaux des autres échantillons, ce qui pourrait indiquer que leur origine est liée à la vapeur d'eau transpirée par la forêt (qui couvre presque tout le bassin).

2) Les autres échantillons qui présentent des excès en deutérium inférieurs à 10‰, ce qui signifie que ces eaux ont été soumises à une évaporation. Les échantillons prélevés dans le Nord Est, le Sud Est et le Sud Ouest du bassin sont plus enrichis en $\delta^{18}\text{O}$ que les autres échantillons du bassin. Ces enrichissements en isotopes lourds peuvent indiquer : (i) une infiltration très lente et une reprise évaporatoire des eaux pour les échantillons des localités «NZE2», «BOC1», «BOCA», «DIAN» et «BOOR»; (ii) une évaporation liée à une profondeur relativement faible du niveau piézométrique dans les localités «ABEA», «KPRA», «TRO1», «TROM». Ces quatre localités sont probablement des zones de recharge pour les aquifères du bassin de Dimbokro.

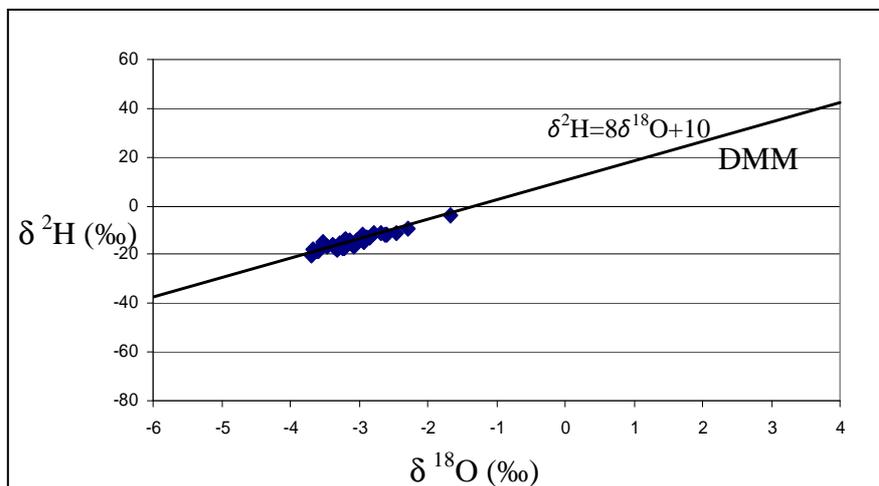


Fig.3. 8 Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$.

Tableau 3. 10 Teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des échantillons d'eau prélevés dans le bassin.

Localité	$\delta^2\text{H}(\text{‰})$	$\delta^{18}\text{O}(\text{‰})$	X (m)	Y(m)	Cond ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	Prof_eau (m)	excès D (‰)
GBOV	18.41	3.61	345064.666	790374.043	568	39.92	10.46
AKAO	14.11	3.21	366553.258	759794.669	310	45.12	11.57
KATI	20.52	-3.7	358300.19	783240.013	311	21.77	9.07
IDJE	17.02	-3.3	350052.309	782877.702	272	plus 50	9.37
GUIM	14.28	3.14	348616.58	762158.619	192.4	24.64	10.83
NZE2	13.10	2.88	358389.982	781756.025	802	20.08	9.93
ABEA	12.80	2.84	363454.705	771020.653	528	16.2	9.91
ASSI	16.93	3.46	362520.787	761918.83	116.4	45.12	10.75
ATTA	17.75	3.67	356342.34	770180.103	410	24.73	11.61
FRON	11.68	2.59	347333.44	741610.709	632	NA	9.03
WAW2	13.88	-3.2	326911.574	728087.01	491	36.71	11.72
NDRI	14.73	3.13	342323.212	740214.126	392	NA	10.3
ASKO	17.47	3.34	356178.991	747815.994	328	38.65	9.24
NZU2	11.94	2.62	357110.738	726897.679	539	7.5	9.01
NGAN	17.10	3.24	293406.792	745163.407	404	9.61	8.81
KOGU	16.49	3.08	326398.78	738277.889	849	29.83	8.14
ADAH	17.76	3.31	297285.072	753337.202	353	17.7	8.71
BOC1	15.13	2.93	323837.127	740058.81	400	28.52	8.3
SASA	14.78	3.05	321016.609	792287.761	276	20.8	9.62
GOLI	18.28	-3.6	340932.412	765794.175	304	12.7	10.51
BASS	12.26	2.95	305413.432	747771.929	254	19.68	11.34
LENG	17.60	3.22	321319.229	806142.895	382	29.28	8.15
KOUA	18.49	3.59	306473.158	751362.326	618	17.65	10.22
AHOU	14.10	3.01	305458.229	735394.936	692	19.4	9.98
NDA1	14.55	3.03	300589.014	787702.929	178.7	18.12	9.69
KPRA	-4.19	1.67	312880.228	752862.583	342	7.36	9.17
NSOH	16.85	3.37	331192.654	779249.24	134	NA	10.1
ADIK	15.85	3.39	319589.782	798016.986	429	21.48	11.26
TRO1	11.43	2.79	311088.101	743003.96	468	14.7	10.89
NGAS	14.61	3.53	335954.496	755867.463	255.4	32.98	13.62
TROM	11.32	2.69	311029.216	743299.186	700	14.13	10.2
BOCA	11.90	2.94	323979.375	739781.646	1035	23.93	11.61
KAN1	15.51	3.27	305264.605	742472.757	420	17.73	10.64
DIAN	-9.30	2.29	324914.96	747309.613	559	26.17	9.02
BOOR	11.32	2.45	327263.758	752623.121	977	25.37	8.28

Il n'existe pas de relation apparente entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines et l'altitude. De plus, les échantillons d'eau sont regroupés autour de la DMM et il n'est pas évident de les séparer en se fiant uniquement à leurs compositions en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$. Néanmoins, lorsque l'on analyse les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ en fonction de l'altitude (des points où sont localisés les forages), de la conductivité (Cond), et de la profondeur des niveaux piézométriques (Prof_eau) dans les forages où ont été prélevés, alors deux groupes d'eau souterraine peuvent être distingués selon que l'on se trouve à l'est (compartiment « A ») ou à l'ouest (compartiment « B ») du fleuve Nzi (Fig.3.16). Les corrélations qui existent entre ces différents paramètres sont présentées dans le tableau 3.11.

Il existe une corrélation (0,33) entre les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et l'altitude dans le compartiment « A », d'avantage prononcée que dans le compartiment « B » (tableau 3.11b).

Dans le compartiment « A », le $\delta^{18}\text{O}$ décroît avec l'altitude et les fortes valeurs sont observées aux hautes altitudes, plus particulièrement vers la limite Est du bassin où se situent les plus hauts sommets (Fig.3.16). Ces fortes valeurs en $\delta^{18}\text{O}$ seraient liées à une faible profondeur de l'eau, comme en témoigne la corrélation négative (-0,54) entre la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ et la profondeur de l'eau.

La corrélation négative (-0,44) entre la conductivité électrique et la profondeur du niveau piézométrique indique une décroissance de la conductivité électrique avec la profondeur de l'eau. Les zones où le niveau piézométrique est à faible profondeur sont localisées vers la limite Est du bassin de Dimbokro et sont caractérisées par des épaisseurs importantes du profil d'altération et une couche *altérite* généralement saturée en eau, dans laquelle la mise en solution des minéraux influencerait la conductivité. Enfin, la topographie ne semble pas influencer la conductivité, comme l'indique la très faible corrélation (-0.1).

Dans le compartiment « B », les fortes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont concentrées dans le Sud Ouest du bassin. Ces fortes valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ pourraient être la conséquence d'une forte évaporation des eaux souterraines favorisée par une faible épaisseur de la couche *altérite* et un profondeur de l'eau proche de la surface du sol.

Contrairement au compartiment « A », la conductivité est corrélée négativement (-0,51) avec l'altitude, ce qui signifie que les eaux prélevées dans des zones topographiquement basses sont plus minéralisées que celles prélevées dans des zones topographiquement hautes. Ce gradient de conductivité constaté dans ce compartiment serait la conséquence d'une connexion hydraulique entre les eaux et de leur drainage des points topographiquement hauts vers les points topographiquement bas.

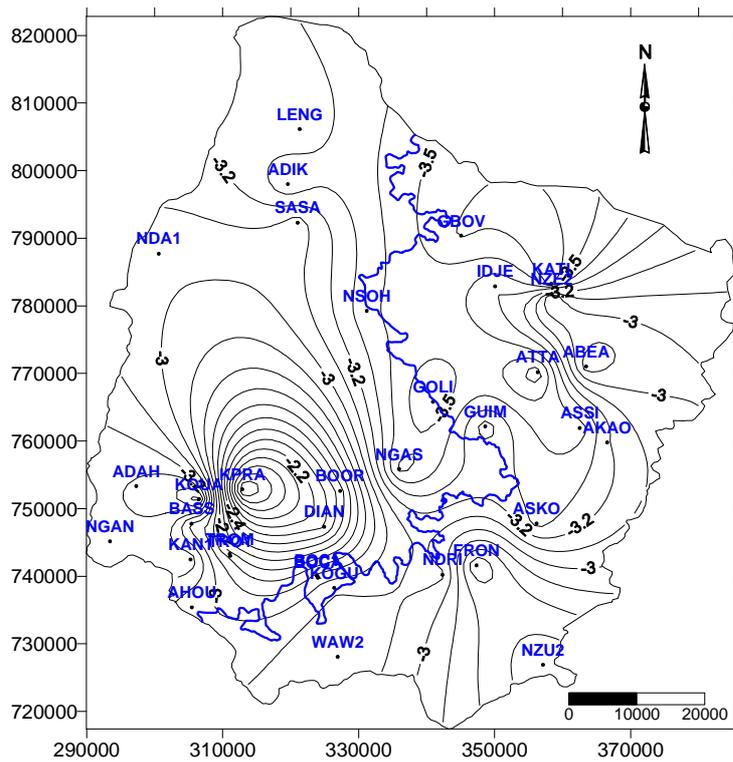


Fig.3.16 Carte des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ interpolées.

Tableau 3. 11 Corrélations entre les isotopes stables de l'eau et quelques paramètres physiques mesurés au niveau des forages (a) compartiment «A» et (b) compartiment «B».

(a) compartiment A

Variables	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	Cond	Prof_eau	altitude
^2H	1				
^{18}O	0.935	1			
Cond	0.386	<u>0.443</u>	1		
Prof_eau	-0.375	<u>-0.548</u>	<u>-0.447</u>	1	
altitude	0.255	<u>0.334</u>	<u>-0.105</u>	0.056	1

(b) compartiment B

Variables	$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	Cond	Prof_eau	altitude
^2H	1				
^{18}O	0.925	1			
Cond	0.139	<u>0.197</u>	1		
Prof_eau	-0.134	<u>-0.152</u>	<u>0.285</u>	1	
altitude	-0.160	<u>-0.133</u>	<u>-0.510</u>	-0.025	1

Conclusion

L'analyse des séries pluviométrique recueillies au niveau des stations de Dimbokro, Bongouanou, Bocanda, Ouélé et Didiévi, met en évidence une variabilité climatique marquée par une chute des précipitations autour des années 70 (entre 1966 et 1968). Cela a pour conséquence une baisse de la pluie efficace, à l'origine de l'essentiel de la recharge des aquifères du bassin. Ce déficit pluviométrique est d'environ 10% à l'échelle de l'ensemble du bassin de Dimbokro et est d'avantage perceptible pendant les saisons des pluies durant lesquelles on enregistre une diminution du nombre de jours de pluies.

Cette diminution des précipitations dans le bassin a une forte incidence sur le régime du fleuve Nzi, principal cours d'eau du bassin de Dimbokro. En effet, les séries hydrométriques recueillies à la station de Dimbokro, montrent que les débits du cours d'eau chutent également à partir de 1968. Le déficit de débit pour la période après rupture est estimé à 49%, soit le quintuple du déficit pluviométrique calculé pour sensiblement la même période.

L'analyse des paramètres du bilan par la méthode de Thornthwaite, révèle que l'évapotranspiration est très élevée sur l'ensemble du bassin, surtout pendant la grande saison sèche. L'excédent du bilan réservé à la recharge et à l'écoulement (Pluie-ETR) est très faible, celui-ci n'étant excédentaire que durant un à trois mois. Par conséquent, la recharge de l'aquifère est très faible ; celle-ci est estimée à 5% des précipitations totales annuelle par modélisation pluie-débit.

Sur le plan hydrogéologique, le bassin de Dimbokro comprend deux types d'aquifères superposés : les aquifères d'altérite et les aquifères de fracture, ces derniers constituant des réservoirs beaucoup plus intéressants, bien qu'ils soient situés à des profondeurs dépassant 60 m. Les linéaments régionaux identifiés par l'analyse combinée d'images radar et optique ainsi que les différents forages réalisés dans le bassin de Dimbokro ont été représentés sur une même carte. De cette façon, il est mis en évidence que la quasi-totalité des *forages à fort débit* est située à proximité (moins d'un kilomètre) des linéaments. L'étude détaillée des corrélations spatiales, entre *forages à fort débit* et linéaments pris individuellement, a permis de constater que plus un *forage à fort débit* est proche d'un linéament et plus son débit est important. Ce n'est pas le cas des *forages à faible débit* qui ne présentent pas d'organisation particulière par rapport aux linéaments majeurs.

Cette corrélation négative, entre la productivité et la distance des *forages à fort débit* au linéament le plus proche, a montré que les linéaments détectés à l'aide de la méthodologie cartographique proposée sont les expressions surfaciques des accidents majeurs de la région et que ceux-ci jouent un rôle primordial dans les écoulements souterrains de la région de Dimbokro.

L'analyse isotopique des eaux du bassin de Dimbokro révèle que les eaux ont, d'une part, la même origine que les précipitations et, d'autre part, qu'elles se sont rapidement infiltrées avant d'être évaporées.

Bien que ces eaux soient regroupées autour de la droite météorique mondiale, l'analyse détaillée de la composition isotopique des échantillons permet de distinguer deux types d'eau en fonction de l'excès en deutérium : (i) les eaux caractérisées par un excès en deutérium supérieur à 10‰ dont l'origine liée à la vapeur d'eau transpirée par la forêt qui couvre une grande superficie du bassin ; (ii) les eaux caractérisées par un excès en deutérium inférieur à 10‰. Celles-ci concernent les eaux qui seraient soumises à une infiltration très lente et une reprise évaporatoire.

CHAPITRE IV

**MODELISATION GEOLOGIQUE ET
HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN DE
DIMBOKRO – APPROCHES
CONCEPTUELLES ET NUMERIQUES**

Chapitre IV: Modélisation géologique et hydrogéologique du bassin de Dimbokro – Approches conceptuelles et numériques

IV.1 Modèle conceptuel géologique

IV.1.1 Structuration verticale des profils d'altération dans le bassin de Dimbokro en fonction des unités géologiques

Dans le bassin de Dimbokro, la caractérisation des profils d'altération des roches du complexe volcanosédimentaire et des formations granitiques nécessite plusieurs investigations multi-échelles et multidisciplinaires. A l'échelle du site, les investigations géologiques durant la campagne de terrain de 2008 ont consisté à examiner les substratums granitiques et volcanosédimentaires ainsi que les profils d'altération (lorsqu'ils étaient visibles) à l'affleurement. Dans un second temps, l'investigation géologique a consisté à interpréter 102 lithologs (Fig.4.1a) issus de différents forages. L'interprétation des lithologs a pu être enrichie par les données géophysiques acquises en 1999 et 2000 dans le cadre du projet hydraulique «Don japonais». Cette campagne géophysique concerne une soixantaine de localités réparties sur le site d'étude. Durant celle-ci, des sondages électriques (Fig.4.1 b) ont été effectués au moyen du dispositif Schlumberger, avec une distance maximale de 300 m entre les électrodes d'émission et une profondeur d'investigation de 150 m. Dans certains cas, certains forages ont ensuite été mis en place à la verticale de ces sondages électriques.

La combinaison de ces différentes données (observations à l'affleurement, lithologs, sondages électriques) avec les données altimétriques du toit de chaque couche composite de l'aquifère, a permis la réalisation de blocs diagrammes des profils d'altération associés à chacune des formations géologiques du bassin de Dimbokro.

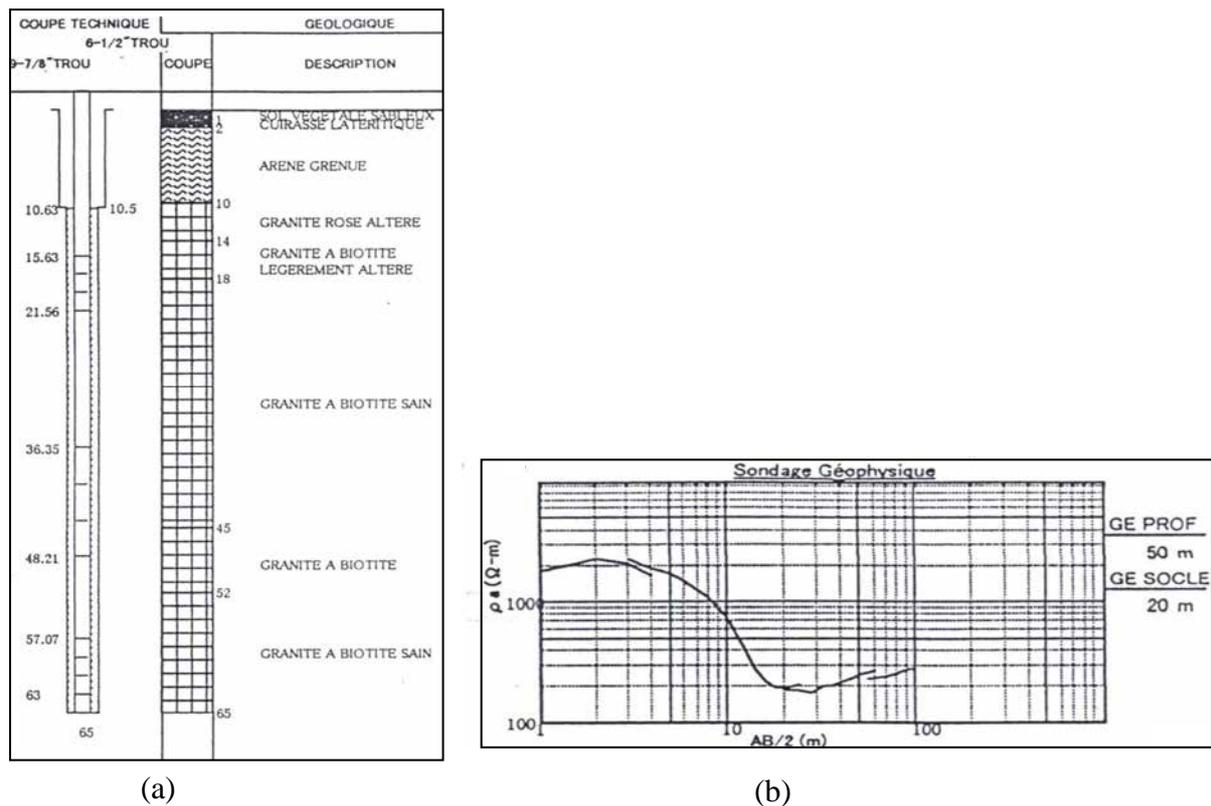


Fig.4.1 (a) Litholog sur granite à l'ouest du bassin et (b) données de sondage électrique associées.

IV.1.1.1 Distribution spatiale des unités géologiques

Les observations faites sur les lithologs issus des cuttings et sur affleurement pendant la campagne de terrain réalisée en 2008 montrent que le complexe volcanosédimentaire (appelé communément zone schisteuse) est composé d'une alternance de couches de métavolcanites et de roches métasédimentaires. La roche mère des métavolcanites correspond à des metabasaltes et celle des métasédiments à des grès. L'organisation des unités géologiques est variable et plusieurs compartiments distincts sont identifiés à l'échelle du bassin.

Les unités géologiques sont organisées suivant différents schémas (Fig.4.2) : i) les compartiments de métasédiments (M) ; ii) les compartiments de métavolcanites (V) ; et iii) les compartiments formés d'un patchwork de métasédiments et de métavolcanites. A l'affleurement, il est souvent difficile de faire la distinction entre métasédiments et métavolcanites. Ces deux types formations géologiques présentent en effet les mêmes structures métaarénitiques et se distinguent davantage par leur origine volcanique ou clastique que par leur facies parfois très proches. Ces formations géologiques affleurent très souvent dans les vallées des rivières majeures. Plusieurs affleurements de métasédiments (grès) de

plan de schistosité N20 à pendage 60 à 70°E sont localisés dans la zone de confluence des fleuves Orogo et Nzi. Un peu plus en amont, au nord, les métavolcanites affleurant dans le lit du Nzi présentent des structures différentes de celles des métasédiments. Les métavolcanites présentent des schistosités plissées de directions N10-N30 avec un pendage de 50 à 60°E. Les métavolcanites sont fréquemment regroupées sous le terme de roche verte du fait de la somme des couleurs des amphiboles, chlorites, séricites et épidote qui participent à leur composition (Peltre, 1977). Les métasédiments, quant à eux, sont schisteux et quartziques et présentent une structure gréseuse.

Les formations granitiques sont très présentes à l'ouest du bassin de Dimbokro ; il s'agit de granites à biotite avec une structure grenue très perceptible qui affleurent sous la forme de grandes dalles dans plusieurs localités. Sur différents affleurements de granites à biotite sains (non altérés) le relevé de fracturation a permis d'identifier les directions de fracturation principale suivantes : N-S (N0-10 et N170-180), NE-SW (N40-50), EW (N90-100, N110-120) et NW-SE (N130-140, N150-170). Des fractures caractérisées par des pendages subverticaux ainsi que des plans de faille illustrant des déplacements senestres sont clairement visibles à l'affleurement. Les ouvertures vont du millimètre au centimètre avec des remplissages de quartz dans plusieurs endroits, particulièrement au niveau des familles conjuguées.

Pour chaque type de formation géologique, cinq (5) couches distinctes sont observées (Fig.4.2).

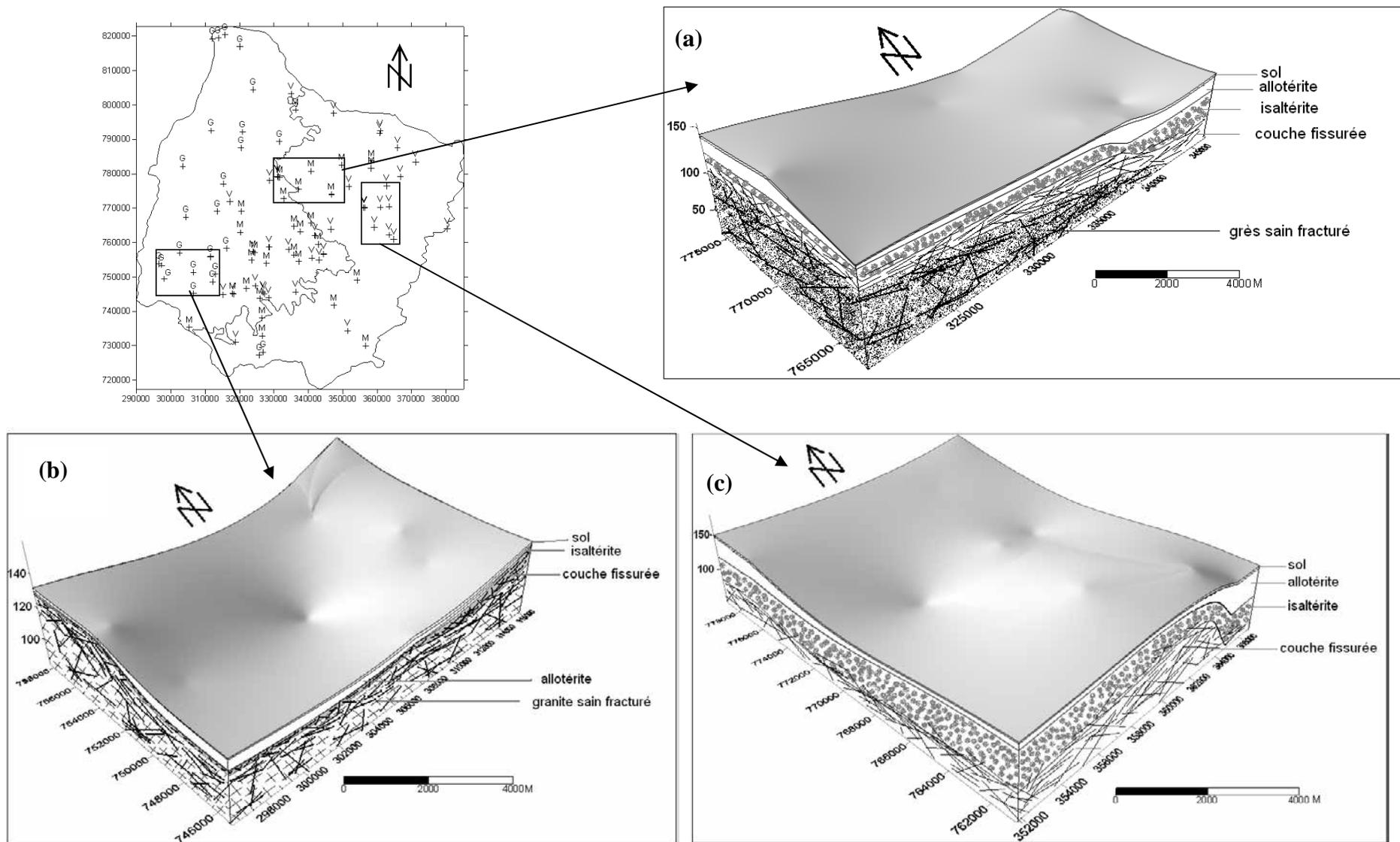


Fig.4. 2 Distribution spatiale des unités géologiques du bassin et structuration verticale des lithologies en 3 compartiments géologiques distincts: (a) Métasédiments (M), (b) Granite (G) et Métavolcanites (V).

IV.1.1.2 Structure du profil d'altération des granites

L'analyse de 32 lithologs issus des granites montre que les profils d'altération obéissent à une structuration verticale classique qui, du sommet à la base, se décompose comme suit: i) la couche *sol* riche en croûte ferrugineuse, ii) la couche *allotérite*, riche en argile, iii) la couche *isaltérite*, couche de granite altéré contenant des débris grossiers, iv) la *couche fissurée* qui affecte le granite légèrement altéré et v) le *granite sain fracturé*. Les couches *allotérite* et *isaltérite* forment la couche *altérite*, également appelée *saprolite* ou *régolithe*. Bien que cette structuration soit classique, des différences d'épaisseur parfois très marquées sont observées en fonction de la topographie, et de la proximité de la zone de contact entre formations granitiques et complexe volcanosédimentaire (Fig.4.3) :

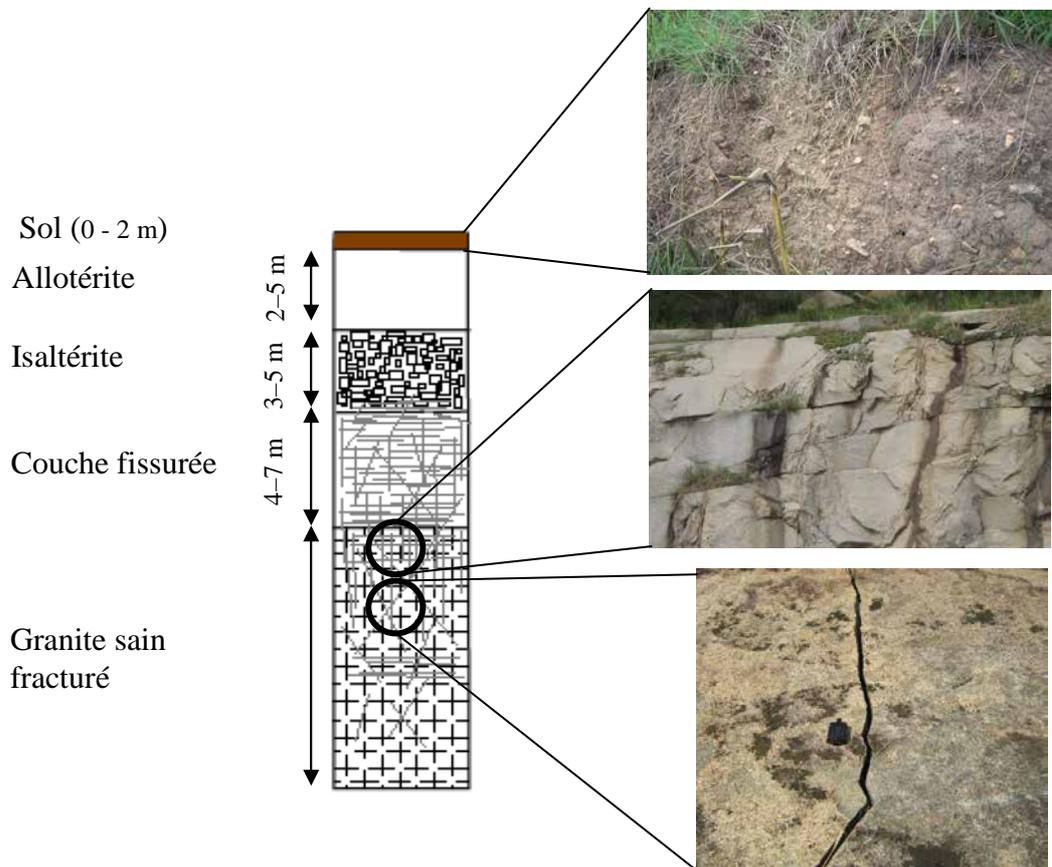


Fig.4. 3 Structuration verticale du profil d'altération des granites.

- La couche *sol*, dérive des arènes granitiques et est généralement composée d'un sol ocre-rouge, graveleux et gravillonnaire. Cette couche est particulièrement fréquente et bien conservée dans les zones non affectées par l'érosion. Son épaisseur varie de 0 à 2 m et peut

atteindre 4 m localement, lorsque le relief est relativement plat. Au niveau des ruptures de pente, il s'indure parfois en une croûte ferrugineuse de faible épaisseur. Les versants font apparaître une couverture sablo-argileuse ocre avec parfois des matériaux caillouteux individualisés.

- La couche *allotérite* a une épaisseur moyenne qui varie entre 2 et 5 m. Elle est constituée de kaolinite blanche contenant quelques grains de sable mais aucune trace de la roche originelle n'est visible. L'épaisseur de la couche *allotérite* peut atteindre 20 m dans les zones topographiquement basses ainsi que de façon localisée dans les zones de contact entre granite et complexe volcanosédimentaire, puisque ces zones très mylonitisées sont sensibles au processus d'altération (Yao et al. 1995). A la limite ouest du domaine granitique (limite ouest du bassin), les *allotérites* constituent une mince couche qui a tendance à disparaître à l'affleurement vers la limite sud ouest.

- La couche *isaltérite* est constituée de granite très altéré et son épaisseur varie entre 3 et 5 m. Cette couche contient des débris grossiers à la base des blocs de granite. La présence des traces de la roche originelle est nettement perceptible dans les cuttings. Les traces de la roche originelle sont quasi inexistantes dans la zone de contact entre granite et complexe volcanosédimentaire. En revanche, cette couche a une épaisseur importante (plus de 10 m) au niveau de la limite ouest du bassin et tend à disparaître vers le sud ouest ainsi que dans les vallées.

- La couche *fissurée* comprend des granites légèrement altérés et son épaisseur varie entre 4 et 7 m. Cette couche est densément fissurée et correspond à la zone de transition située entre la couche *altérite* (*allotérite* et *isaltérite*) et le *granite sain fracturé*. A une profondeur qui correspond au toit de cette couche, on note une faible augmentation de la résistivité électrique dans les sondages Schlumberger avant la forte augmentation provoquée par le granite sain fracturé.

- Le *granite sain fracturé*, débité en blocs, est la seule couche qui est visible à l'affleurement. Il se présente sous forme de grandes dalles constituées de granite à biotite. Le toit du *granite sain fracturé* est caractérisé par une densité de fracturation importante, avec une prédominance de fractures horizontales. Néanmoins, on observe localement des fractures subverticales à verticales de tailles et d'ouverture variables dont les plans de fracturation

illustrent des déplacements sénestres. La diminution de la vitesse de pénétration de la foreuse permet d'identifier la profondeur à laquelle le granite sain a été atteint. Cette information a été utilisée pour corroborer les données issues des lithologs, ou pour déterminer la profondeur du granite sain en l'absence d'informations sur les cuttings.

IV.1.1.3 Structure du profil d'altération des métasédiments

L'analyse de 33 lithologs provenant des métasédiments montre que les profils d'altération obéissent à une structuration verticale qui, du sommet à la base, comprend les couches suivantes (Fig.4.4):

- La couche *sol*, à la base de laquelle sont identifiées d'importantes quantités de graviers quartzeux remaniés, vraisemblablement issus de nombreux filons de quartz arrachés par le transit de matériel le long des versants. L'épaisseur de cette couche *sol* peut atteindre 3 m et comprend souvent des croûtes avec des concentrations en fer significatives; elle est bien développée dans les zones proches du lit du fleuve Nzi ainsi que dans les terrains relativement plats.

- La couche *allotérite* ne présente aucune trace de schistosité et est caractérisée par une kaolinitisation et une oxydation des matériaux ferreux. Son épaisseur varie entre 10 et 30 m, voire d'avantage dans certaines dépressions topographiques. Localement, la couleur des argiles passe de jaune, à orange ou violet, voire vert à la limite inférieure de la couche *allotérite*.

- La couche *isaltérite* comprend des schistes très altérés et présente une mosaïque d'éléments grossiers altérés sous forme d'arène schisteuse. Son épaisseur varie entre 15 et 30 m et peut atteindre parfois une quarantaine de mètres. Les épaisseurs les plus faibles sont rencontrées à proximité du lit du Nzi et augmentent au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci. La couche *isaltérite* a une couleur verdâtre due à la présence de chlorite. Dans la couche *isaltérite*, les plans de schistosité sont conservés quel que soit le degré de maturité du profil (Fig.4.4). Ils ont des pendages verticaux et sont orientés N40-50. A la surface des feuilletts d'*isaltérite*, des microfissures subhorizontales avec des fréquences régulières sont généralement observées.

- La *couche fissurée* comprend des grès schisteux légèrement altérés. La limite entre la *couche fissurée* et la *couche altérée* (*allotérite* et *isaltérite*) est appréciée en fonction du degré d'altération de la roche. Contrairement à la *couche altérée*, la *couche fissurée* est légèrement altérée et présente des traces de grès sain. La limite entre la *couche altérée* et la *couche fissurée* est également mise en évidence par une variation des valeurs de résistivités électriques dans les sondages Schlumberger. L'épaisseur de la *couche fissurée* varie entre 5 m et 20 m (dans les zones topographiquement basses). Dans certaines zones proches du lit du Nzi, la limite inférieure de la *couche fissurée* n'est pas atteinte pendant la foration, ce qui est vraisemblablement liée aux exigences de la campagne d'hydraulique villageoise et à l'importante épaisseur de cette couche. En effet, dans le cadre des campagnes d'hydraulique villageoise, une profondeur d'arrêt et un débit de succès sont généralement fixés pour des raisons économiques. Lorsque l'une de ces deux limites est atteinte, alors la foration est arrêtée.

- La *couche grès sain fracturé* constitue la base du profil d'altération des métasédiments et affleure rarement. Le *grès sain fracturé* présente une densité de fracturation assez faible et est constitué de grains de quartz ; on y observe quelques arrivées d'eau isolées durant la foration.

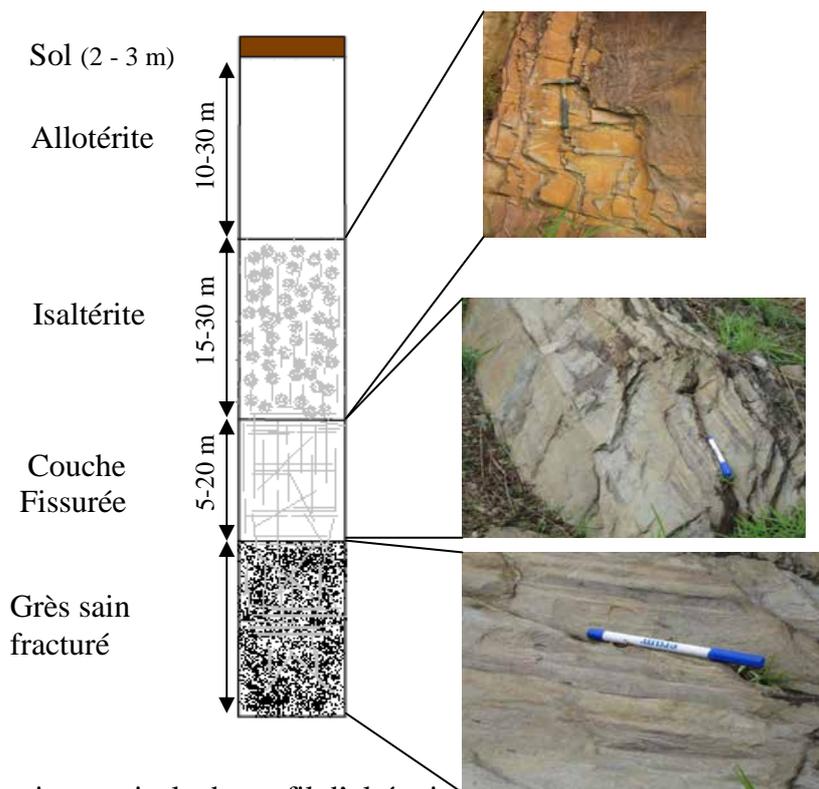


Fig.4. 4 Structuration verticale du profil d'altération des métasédiments.

IV.1.1.4 Structure du profil d'altération des métavolcanite

Les métavolcanites, communément regroupés sous le terme de « roche vertes », désignent les metabasaltes, métaandésites, métadolérites et métagabbros (Peltre, 1977). Dans le bassin de Dimbokro, le socle des métavolcanites est constitué de metabasalte plissé et faiblement métamorphisé

Le socle de metabasalte a ensuite été recouvert d'une épaisse accumulation de matériel détritique provenant des formations « Libériennes » préexistantes (cf. chapitre II), qui a ensuite été transformé en schiste. Ceci explique l'existence d'une schistosité dans les formations qui reposent sur le socle des métavolcanites (metabasalte).

L'analyse de 37 lithologs et des observations faites à l'affleurement révèlent que les profils d'altération des métavolcanites obéissent à la structuration suivante (Fig.4.5): i) une couche de *sol*, ii) une couche *allotérite* riche en argile, iii) une couche *isaltérite*, schisteuse avec un aspect de conglomérat ; iv) une *couche fissurée* et v) le *basalte sain fracturé*

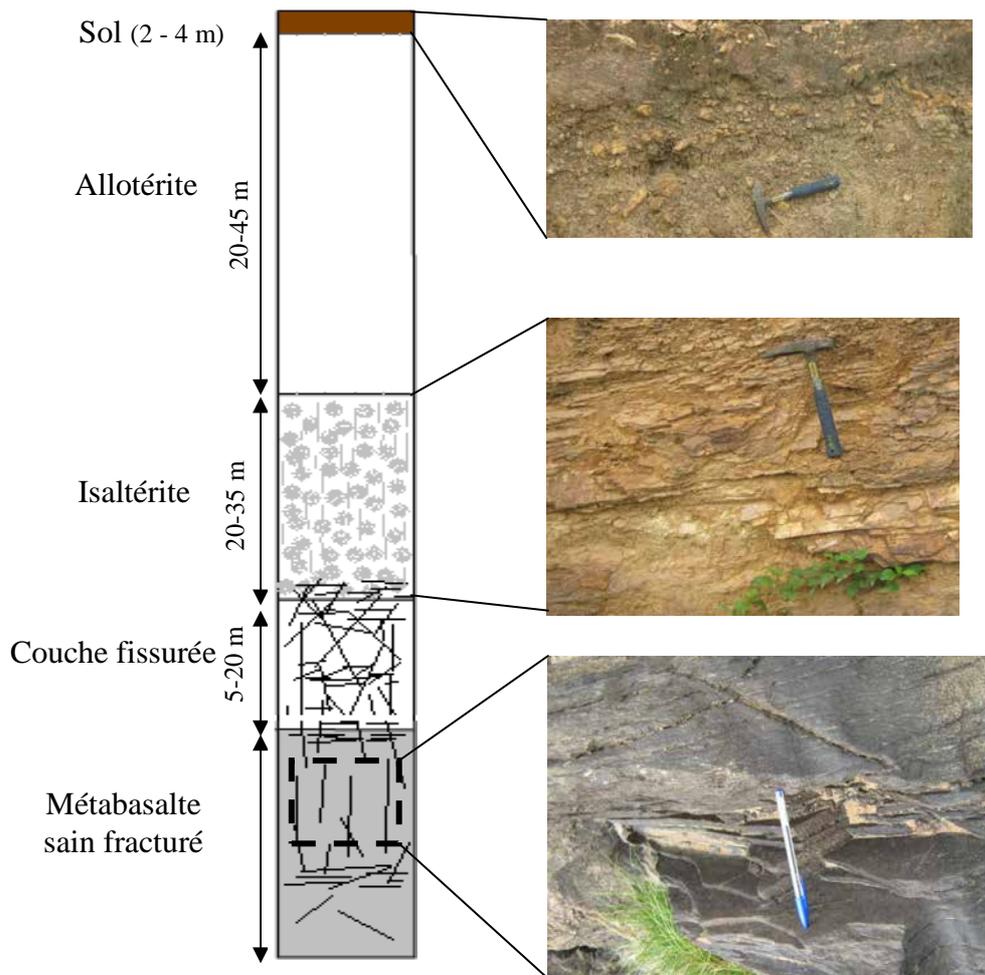


Fig.4. 5 Structuration verticale du profil d'altération des métavolcanites.

Du sommet à la base, les couches observées le long du profil d'altération sont :

- La couche *sol*, dont l'épaisseur varie entre 2 et 4 m, est observée au sommet du profil dans presque toutes les localités. Cette couche *sol* est bien conservée dans les zones où la topographie est relativement plane, du fait d'une croûte ferrugineuse bien développée (liée aux phases successives d'érosion et d'altération depuis le Mio-Pliocène jusqu'au Quaternaire récent) qui la protège du démantèlement. Au niveau des versants au contraire, elle est généralement démantelée, laissant la place à des matériaux caillouteux non individualisés.

- La couche *allotérite*, dont l'épaisseur varie entre 20 et 45 m, contient une succession d'argiles jaunes, jaunes orangées, voire violacées en certains endroits. Aucune trace de la roche originelle n'est visible dans la couche *allotérite*.

- La couche *isaltérite* comprend des schistes très altérés. Elle est généralement de couleur verdâtre et contient des grains de quartz. Elle présente une schistosité subverticale orientée N40-50 et son épaisseur varie entre 20 et 35 m suivant sa position topographique. Cette épaisseur est plus faible dans les localités proches du lit du Nzi et peut devenir très importante dans les localités proches de la limite Est du bassin. Dans certaines localités isolées, les forages éloignés du lit du Nzi montrent des épaisseurs importantes de la couche *isaltérite* (environ 40 m), ce qui pourrait être lié à l'existence de failles favorisant le processus l'altération (Yao et al. 1995).

- La couche *fissurée*, dont l'épaisseur varie entre 5 et 20 m, est constituée de schistes légèrement altérés qui contiennent de nombreux filons de quartz très oxydés de coloration verte à grise. L'épaisseur de cette couche diminue à proximité du Nzi avec une épaisseur moyenne de 10 m et augmente vers la limite Est du bassin où elle atteint en moyenne 40 m. La plupart des forages réalisés non loin de cette limite n'ont pas atteint la limite inférieure de cette couche. Ceci explique l'absence de la limite inférieure de la *couche fissurée* dans le bloc diagramme vers la limite est du bassin. Lorsque l'épaisseur de la *couche fissurée* est importante, une couche *altérite* d'épaisseur relativement faible lui est généralement superposée, excepté dans les localités proches du Nzi.

- Le *métabasalte sain fracturé* affleure dans le lit du fleuve Nzi et a généralement une teinte qui varie du gris au noir. Il contient parfois des plis de direction N100-110 avec un pendage de 60° Est. A l'affleurement, il est dominé par des fractures subverticales dont la principale direction est NE-SW (N20-30).

IV.1.2 Géométrie et structure du profil d'altération dans les granites. Comparaison entre les modèles de profil d'altération décrits dans la littérature et le modèle proposé pour les granites de Dimbokro.

Les figures 4.6a, 4.6b et 4.6c représentent respectivement:(i) le profil d'altération monophasée classique proposé par Wyns et al. (1999 et 2004) en Bretagne (France), (ii) le profil d'altération polyphasée proposé par Dewandel et al. (2006) à Maheshwaram (Inde) et (iii) le

profil d'altération polyphasée proposé dans le bassin de Dimbokro (Côte d'Ivoire). Les différents modèles de profil d'altération comprennent tous, du sommet à la base : (i) une couche *altérite* couverte par une couche *sol*, (ii) une *couche fissurée* et (iii) le *socle sain fracturé*.

Dans les formations de socle granitique, l'évolution long-terme des terrains profondément altérés surviennent par des cycles d'altération et d'érosion contrôlés tectoniquement (Taylor et Howard, 1998). Ainsi, les granites de Dimbokro qui font figure de roche particulièrement sensible à l'altération en raison de leur abondance en biotite, subissent plusieurs cycles de démantèlement de leur produit d'altération au cours des épisodes d'érosion. (Avenard, 1971, Michel, 1974). Le démantèlement des produits d'altération des granites est favorisé par l'absence de croûtes ferrugineuses (cuirasses ferrugineuses) dans les profils, et donc de protection vis-à-vis des processus d'érosion. La texture granulaire des arènes granitiques du bassin de Dimbokro, leur porosité relativement élevée, ainsi que la présence de nombreuses discontinuités (litages, joints, fissures) facilitent le soutirage de matériaux fins et dissous, ce qui permet la dislocation et la dissection des croûtes ferrugineuses (Bonvallot & Boulangé, 1970 ; Avenard et al., 1971 ; Grandin, 1976 ; Peltre, 1977). Boulet (1972) montre que la texture quartzreuse des arènes des granites à gros grain est aussi à l'origine de lessivage extrêmement brutaux.

Dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur totale du profil d'altération varie entre 2 et 20 m; cette épaisseur est inférieure à celle du profil d'altération standard, tel que décrit par Wyns et al. (1999), puisque celui-ci peut atteindre près de 100 m. De même, l'épaisseur du profil d'altération des granites de Dimbokro est inférieure à l'épaisseur totale (25 à 45 m) du profil d'altération polyphasée des granites de Maheshwaram. Cette différence d'épaisseur peut être liée à la structure du granite, à des phases d'érosion d'intensité différentes d'un site à l'autre, ou encore à une combinaison de ces deux facteurs comme semble l'indiquer les informations disponibles dans ces deux régions d'étude.

Les formations granitiques de Dimbokro et Maheshwaram correspondent à des granites à biotite mais présentent des structures différentes. Les formations granitiques de Maheshwaram sont faiblement métamorphisées, foliacées, contiennent des leucogranites et forment des reliefs dans le paysage (Dewandel et al. 2006). Au voisinage des intrusions de leucogranites, on peut observer des veines de leucogranites de taille décimétrique qui

intrudent les granites à biotite. Durant les phases d'érosion des formations granitiques de Maheshwaram, ces veines de leucogranites constituent des zones fissurées altérées qui s'enracinent dans le granite à biotite (Dewandel et al. 2006). Cet enracinement permettrait vraisemblablement la formation d'un ensemble granite à biotite- granite leucogranite altéré plus consolidé ; ce qui pourrait réduire par conséquent la mobilisation des produits d'altération.

En ce qui concerne l'intensité des phases d'érosion, Michel (1974) montre qu'au Quaternaire, l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale subissent de longues périodes humides. Ces conditions climatiques favorisent la préparation des produits d'altération pour leur mobilisation ultérieure. Dans le bassin de Dimbokro, la dernière phase d'érosion (-530 000 à -380 000 ans) met en place le *moyen-glacis* (Avenard, 1973) dont la faible extension postule en faveur d'une très forte érosion du fleuve Nzi après le dépôt (Grandin, 1976) qui a fortement démantelé le profil d'altération.

A Dimbokro comme à Maheshwaram, la base de chacune des couches du profil d'altération est plus ou moins parallèle à la topographie récente. Néanmoins, l'épaisseur de chacune des couches du profil d'altération des granites de Maheshwaram est quasi constante alors que dans le cas des granites de Dimbokro, ces épaisseurs ne demeurent pas constantes et évoluent en fonction de la position topographique à l'échelle du domaine granitique.

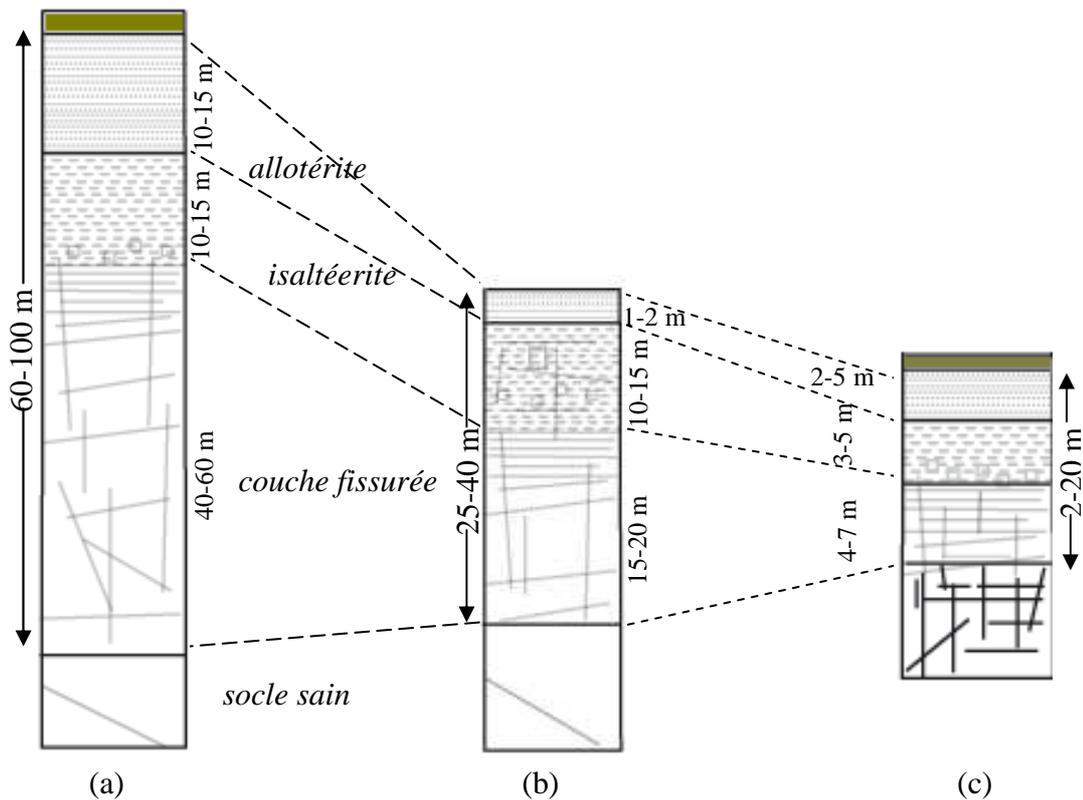


Fig.4.6 Modèles de profil d'altération: (a) monophasée (Wyns et al. 1999, Bretagne), (b) polyphasée (Dewandel et al. 2006, Maheshwaram) et (c) polyphasée (cette étude, Dimbokro).

La comparaison entre chaque type de couche des trois modèles de profil d'altération dans les granites montre que:

1)

- Dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur des couches *allotérite* et *isaltérite* évoluent de façon inversement proportionnelle, de sorte que dans les endroits où l'épaisseur de la couche *allotérite* est importante, celle de la couche *isaltérite* est faible et vice versa; l'épaisseur respective de ces couches varie entre 2 et 5 m dans le bassin de Dimbokro.

- Dans le modèle de profil d'altération monophasée décrit par Wyns et al. (1999) pour les granites de Bretagne, ces deux couches ont des épaisseurs identiques.

- Dans le modèle de profil d'altération polyphasée décrit par Dewandel et al. (2006) pour les granites de Maheshwaram, l'épaisseur de la couche *isaltérite* (10-15 m) est très importante devant celle des *allotérites* (0-3 m).

- Les épaisseurs de ces couches sont constantes dans l'espace à la fois dans les modèles de profils d'altération monophasée et polyphasée.

2)

- Dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur de la *couche fissurée* est presque la même que celle des couches *allotérite* et *isaltérite*, alors que dans les granites de Bretagne (modèle de profil d'altération monophasée), elle est 4 fois plus importante que la couche *isaltérite*. Dans les granites de Maheshwaram (modèle de profil d'altération polyphasée), elle correspond au double de celle des *isaltérites*.

- A Dimbokro, le *granite sain fracturé* est densément fracturé et comprend une prédominance des fractures horizontales alors que dans les modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram), le *granite sain fracturé* ne présente que des fractures verticales et très localisées (Dewandel et al. 2006). La structure du sommet du *granite sain fracturé* (prédominance de fractures horizontales) à Dimbokro semble être identique à celle du sommet de la *couche fissurée* des modèles de profil d'altération monophasée standard et polyphasée (Maheshwaram) qui sont caractérisés par une prédominance de fractures horizontales.

IV.1.3 Géométrie et structure des profils d'altération dans les granites, métasédiments et métavolcanites du bassin de Dimbokro. Similitudes et différences entre ces différents profils.

Les granites, métasédiments et métavolcanites du bassin de Dimbokro subissent les mêmes cycles d'altération et d'érosion durant les fluctuations climatiques de l'Eocène au Quaternaire récent ; les différences et similitudes entre les profils d'altérations sont donc à rattacher essentiellement au type de roche mère.

Dans cette section, nous nous attacherons à comparer les différences ou les similitudes observées entre ces différents profils permettent d'interpréter le comportement hydrodynamique de chaque profil type voire même d'orienter le choix préférentiel porté sur chaque formation dans le cadre de l'exploitation des aquifères du bassin.

Dans le bassin de Dimbokro, l'épaisseur du profil d'altération des granites (2 à 20 m) est plus faible que celle du profil d'altération des métasédiments (30 à 80 m), qui est elle-même plus faible que celle du profil d'altération des métavolcanites (40 à 100 m). Dans les métasédiments et les métavolcanites, le profil d'altération au dessus du socle sain, présente la même direction de schistosité (N40-50). La différence d'épaisseur entre les profils des trois types de formations est liée à : (i) l'aptitude au cuirassement de la roche en place (ou du profil d'altération associé), (ii) l'aptitude au démantèlement des profils d'altération cuirassés, qui dépend notamment de la tenue des altérites sous jacentes à la cuirasse (croûte ferrugineuse). En effet, plusieurs études (Avenard, 1971; Grandin, 1976; Peltre, 1977) réalisées dans le bassin de Dimbokro révèlent que les granites sont moins aptes au cuirassement que les schistes, qui sont eux-mêmes moins aptes au cuirassement que les basaltes (socle des métavolcanites). Les *altérites* issues des métasédiments et des métavolcanites sont de nature kaolinitique, et donc plus résistantes au démantèlement que les *altérites* issues des granites qui sont de nature arénitique. Ces différentes considérations expliquent pourquoi l'épaisseur du profil sur granite est plus faible que celle des profils sur métasédiments et métavolcanites. La différence d'épaisseur entre les profils sur métasédiments et métavolcanites peut également être liée au fait que les métavolcanites correspondent à des zones de relief, où les croûtes ferrugineuses sont d'avantage développées que dans les métasédiments. Dans les métavolcanites, la résistance du profil d'altération au démantèlement est illustrée par la présence des différents types d'aplanissements cuirassés, témoins des différentes paléosurfaces mises en place du Moi-pliocène au Quaternaire récent. Enfin, la nature basique des métavolcanites joue également un rôle important dans le cuirassement de ces formations du fait de l'abondance des éléments ferromagnésiens.

Pour chacune des trois formations du bassin de Dimbokro, le profil d'altération présente la même structuration verticale, avec quatre couches distinctes, sous la couche *sol*. Le sommet et la base de chaque couche suivent plus ou moins la topographie récente (cf. Fig.4.1) mais l'épaisseur de chacune des couches n'est pas constante dans le bassin. La comparaison entre les trois profils d'altération associés à chacune des trois formations du bassin de Dimbokro (Fig.4.7) montre que

1)

- L'épaisseur de la couche *allotérite* est plus faible dans les granites que dans les métasédiments, cette épaisseur de la couche *allotérite* étant maximale dans les métavolcanites.

Dans les granites, la couche *allotérite* est argilo-sableuse alors que dans les métasédiments et les métavolcanites, elle est de nature *colloïdale*.

- La couche *allotérite* est généralement à l'origine de la différence d'épaisseur entre les différents profils d'altération dans les formations schisteuses (métasédiments et métavolcanites). En effet, la couche *allotérite* est généralement assez épaisse, car recouverte par une croûte ferrugineuse qui la protège du démantèlement.

2)

- Dans les granites comme dans les métasédiments, l'épaisseur de la couche *isaltérite* est pratiquement similaire à celle de la couche *allotérite*, alors qu'elle est supérieure à celle de la couche *allotérite* dans les métavolcanites. Dans les granites, l'épaisseur de la couche *isaltérite* est plus faible que dans les métasédiments alors qu'elle est à peu près semblable à celle observée dans les métavolcanites.

- Dans les métasédiments et les métavolcanites, la couche *isaltérite* est caractérisée par une schistosité préservée d'orientation N40-50 à pendage vertical. Dans les granites, la base de la couche *isaltérite* clairement visible correspond à une couche de matériaux grossiers, alors que la couche *isaltérite* dans les métasédiments et les métavolcanites est caractérisée par une fissuration qui constitue la zone de transition entre la couche *isaltérite* et la *couche fissurée* sous jacente.

3)

- La *couche fissurée* est plus épaisse dans les métasédiments que dans les granites ; cette couche présente une épaisseur semblable dans les métasédiments et métavolcanites.

- Dans les granites, les épaisseurs de la *couche fissurée*, de la couche *allotérite* et de la couche *isaltérite* sont semblables. Au contraire, dans les métasédiments et les métavolcanites, l'épaisseur de la *couche fissurée* est moins importante que celles des couches *allotérite* et *isaltérite*; mais l'épaisseur de la *couche fissurée* dans les métasédiments est similaire à l'épaisseur de la *couche fissurée* dans les métavolcanites dans les métasédiments l'épaisseur de cette couche est similaire à celle observée dans les métavolcanites.

- Dans les granites comme dans les métasédiments et les métavolcanites, la *couche fissurée* est caractérisée par une fissuration dense à prédominance horizontale.

- Dans les blocs diagrammes, l'épaisseur de la *couche fissurée* évolue en fonction de celle des couches *allotérite* et *isaltérite*, suivant deux schémas distincts: (i) D'Ouest en Est, l'épaisseur de la *couche fissurée* dans les granites et les métavolcanites, croît de manière inversement proportionnelle à celle des couches *allotérite* et *isaltérite*; Dans les métasédiments, l'épaisseur de la *couche fissurée* croît proportionnellement à celles des couches *allotérite* et *isaltérite*. (ii) Du nord au sud, l'épaisseur de la *couche fissurée* reste constante, et ce dans les trois formations géologiques.

4)

- Dans les granites, le *socle sain fracturé* est moins profond que dans les métasédiments et métavolcanites. Il est caractérisé par une densité de fracturation élevée, et la genèse des fractures à dominance horizontale est attribuée à la remobilisation des granites et au refroidissement du magma associé aux phases tectono-volcaniques successives, depuis le « Libérien » jusqu'au « Birimien ». Dans les métasédiments, le *socle sain fracturé* se situe à une profondeur plus importante que dans les granites, mais à une profondeur moins importante que dans les métavolcanites.

- Dans les métasédiments et les métavolcanites, le *socle sain fracturé* comprend des fractures essentiellement verticales. Ces fractures sont intersectées par des fractures horizontales dont la genèse est attribuée à l'intrusion de veines de quartz mises durant les phases tectono-volcaniques successives qui ont affecté le bassin de Dimbokro.

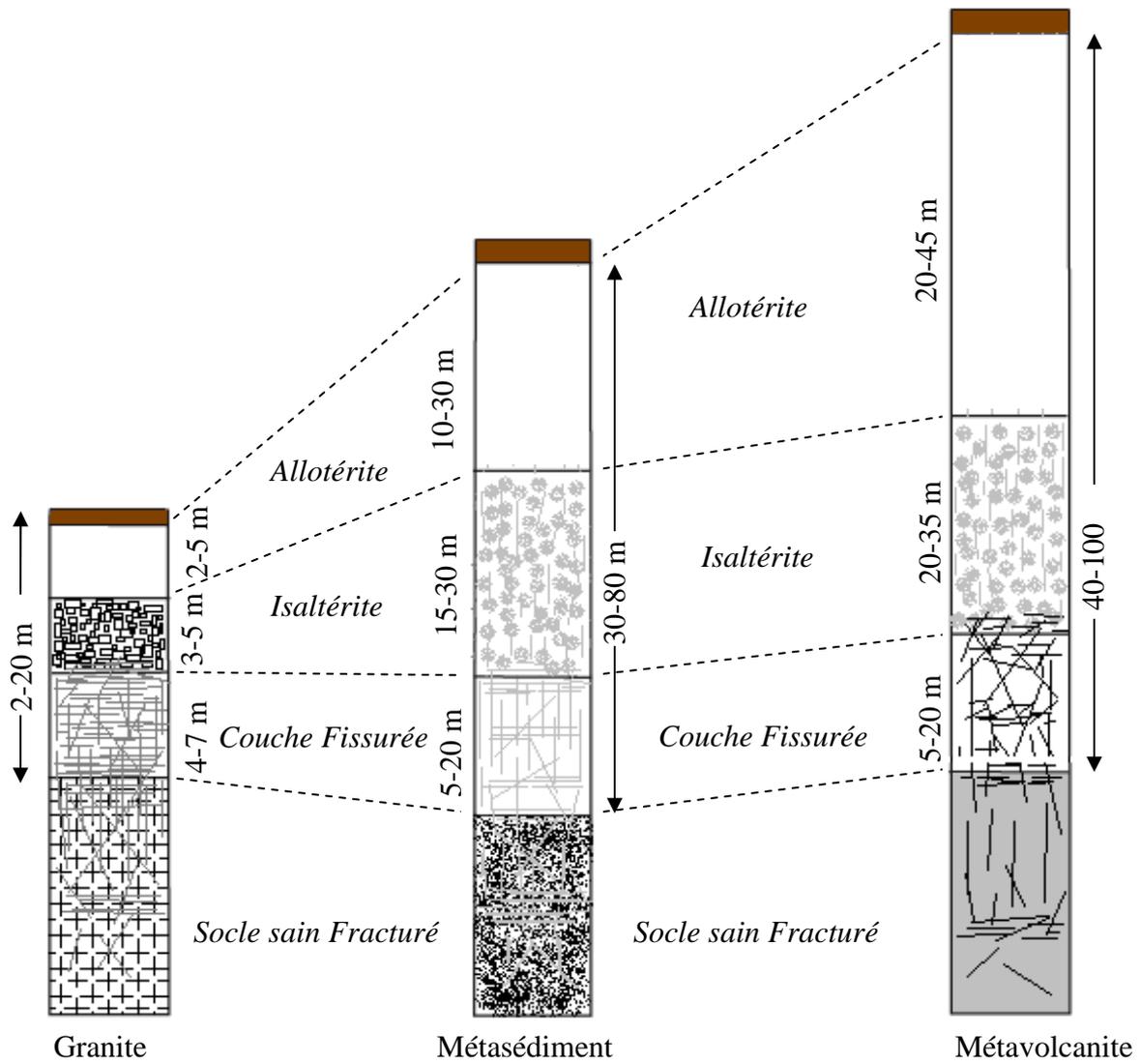


Fig.4. 7 Schéma comparatif entre les trois modèles de profil d'altération associés aux trois types de formations géologiques du bassin de Dimbokro.

IV.2 Modèle conceptuel hydrogéologique

IV.2.1 Contexte géologique et propriétés hydrodynamiques de l'aquifère

La caractérisation des propriétés hydrodynamiques du manteau altéré et de la roche fracturée est issue de l'analyse des logs de forages ainsi que de l'interprétation des essais par pompage. A partir de ces mêmes données sont également caractérisées les interactions hydrauliques entre les différentes couches des aquifères.

- Afin de caractériser les arrivées d'eau supposées associées à des zones de fractures conductrices en fonction de la profondeur, l'évolution du débit (air-lift) ainsi que de la fréquence et de la densité des arrivées d'eau est étudiée de façon statistique dans un premier temps. Ensuite, les distributions de ces différentes grandeurs en fonction de la profondeur sont ajustées à des lois de probabilité.

- Les conductivités hydrauliques de l'aquifère sont estimées à partir de l'interprétation d'essais par pompage comprenant des paliers de débits constants et de courte durée (1 à 4 h). Cette interprétation à l'aide de la méthode de Theis (1935) modifiée (Kruseman et de Ridder (1990) repose sur l'application du principe de superposition en temps pour simuler les pompages par palier. La solution de Kruseman et De Ridder (1990), reportée sur des abaques, exprime le rabattement s pour n paliers de débits suivant l'équation 4.1 :

$$s = \frac{1}{4\pi T} \sum_{i=1}^n (Q_i - Q_{i-1}) \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad (\text{Eq.4.1})$$

avec

$$u = \frac{r^2 S}{4T(t-t_{i-1})} \quad t > t_{i-1} \text{ et } t_0 = 0 \quad \text{et} \quad w(u) = \int_u^{\infty} \frac{e^{-u}}{u} du \quad (\text{Eq.4.2})$$

$W(u)$: fonction de Theis ou fonction de puits,

s : rabattement (m);

Q : débit de pompage ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$);

T : transmissivité ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$);

S : coefficient d'emmagasinement;

t: temps de pompage (s);

r: distance au puits.

De façon à déterminer les propriétés hydrodynamiques associées à la zone fracturée de l'aquifère, nous avons considéré les essais par pompage (ou les paliers de débits) dans les forages où le niveau piézométrique avant pompage (ou avant le palier de débit) était situé dans la zone fracturée de l'aquifère, sous la base de la couche altérée. De la même façon, les propriétés hydrodynamiques de la couche altérée de l'aquifère ont été déterminées en considérant les essais par pompage dans les forages recoupant uniquement cette couche altérée. L'anisotropie de la conductivité hydraulique n'a pas été estimée, notamment en raison de temps de pompage jugés trop courts (10 à 12h).

Les *conductivités hydrauliques équivalentes* (conductivités hydrauliques de l'aquifère en considérant les essais par pompage dans les forages recoupant toutes les couches de l'aquifère) ainsi que les *productivités* (débits spécifiques) des différents forages sont calculées. L'évolution spatiale de ces deux paramètres est analysée, pour chacune des formations géologiques, en fonction de l'évolution des épaisseurs des différentes couches de l'aquifère.

IV.2.1.1 Propriétés hydrodynamiques des granites

- **Arrivée d'eau**

Au cours de la foration, aucune arrivée d'eau (AE) n'est signalée dans les couches *allotérite* et *isaltérite*; les arrivées d'eau sont signalées uniquement dans la *couche fissurée* (granite légèrement altéré) et dans la couche de *granite sain fracturé*, qui totalisent respectivement 12 et 88 % des arrivées d'eau.

Ces arrivées d'eau sont supposées associées à des zones de fractures conductrices (ZF), qui sont distribuées de façon log-normale en fonction de la profondeur (Fig.4.8a).

La fréquence des AE (nombre d'arrivée d'eau pour une classe de profondeur donnée rapporté au nombre d'arrivée d'eau total) augmente d'abord et atteint un pic autour de 40 m, profondeur à partir de laquelle, l'occurrence des AE diminue jusqu'à 70-80 m où elle devient négligeable (malgré une légère augmentation de la fréquence des AE vers 75m de profondeur).

Dans le *granite sain fracturé*, la distribution de la densité des arrivées d'eau (nombre d'arrivée d'eau par mètre) en fonction de la profondeur (Fig.4.8b) est similaire à la distribution de la fréquence des AE dans les 40 premiers mètres et au delà de 60 mètres. Aux alentours de 40 et 60 m de profondeur, cette distribution présente la même densité maximale (2×10^{-2}) puis la densité des AE diminue avec la profondeur, malgré un léger pic aux alentours de 75 m.

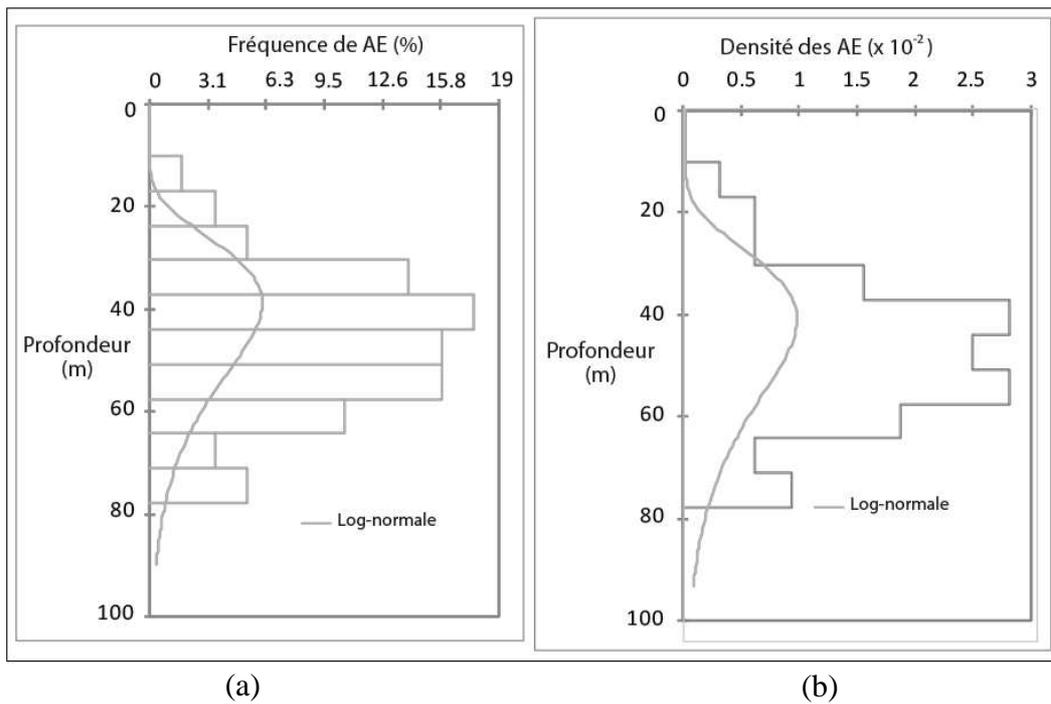


Fig.4.8 Distribution des arrivées d'eau (AE) dans les granites en fonction de la profondeur: (a) Fréquence des AE (%), (b) Densité des AE ($\times 10^{-2}$).

L'estimation du débit des arrivées d'eau, supposées associées à des zones de fractures conductrices, est basée sur la mesure des débits air-lift pendant la foration. La moyenne (géométrique) de ces débits croît avec la profondeur et atteint un maximum entre 40 et 60 m de profondeur puis diminue ensuite avec la profondeur (Fig.4.9a). L'évolution du débit en fonction de la profondeur est cohérente avec celle des fréquences et des densités de des arrivées d'eau. En effet, les classes de profondeur associées aux fréquences et densités des AE les plus élevées, correspondent également aux classes de profondeur pour lesquelles les débits maximum sont identifiés.

Cependant, du fait de la faible durée de prélèvement, ces débits air-lift ne donnent qu'une idée approximative de la productivité du forage; ils fournissent néanmoins une caractérisation qualitative de la distribution verticale des zones perméables (Dewandel et al. 2005).

La productivité des forages est évaluée au moyen du débit spécifique (débit par mètre de rabattement au cours des essais par pompage) exprimé en $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$. Ces débits spécifiques sont ensuite analysés en fonction de la profondeur de chaque forage. Le débit spécifique maximal ($1,7 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) est obtenu pour des forages ayant une profondeur totale de 40 m environ, et correspondant à environ 15% de l'effectif total de forages (Fig.4.9b); 28 % des forages ont des débits spécifiques faibles (inférieurs à $0,3 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$), pour une profondeur totale variant entre 50 et 70 m, alors que près de 15% des forages ont un débit spécifique intermédiaire (de l'ordre de $0,51 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) pour une profondeur totale comprise entre 80 et 90 m.

Cette analyse révèle que la productivité des forages n'est pas proportionnelle à la profondeur puisque les forages les plus productifs ne sont pas nécessairement les plus profonds (et vice versa).

L'absence de proportionnalité entre la productivité et la profondeur des forages, pourrait également être liée au fait que les couches du profil d'altération ne sont pas stratiformes, puisque leur épaisseur varie en fonction de la topographie. De ce fait, la *couche fissurée* et le *granite sain fracturé* qui totalisent la majorité des arrivées d'eau, peuvent être situées à profondeurs différentes selon les localités. Par conséquent, les forages pour lesquels ces horizons sont proches de la surface du sol seront plus productifs que les forages n'ayant pas atteint ces horizons, malgré une profondeur plus importante.

La comparaison des fréquences, des densités et des débits des arrivées d'eau en fonction de la profondeur, révèle que la profondeur 40 m est à la fois celle qui concentre les maximums de fréquence, de densité et de débit des arrivées d'eau.

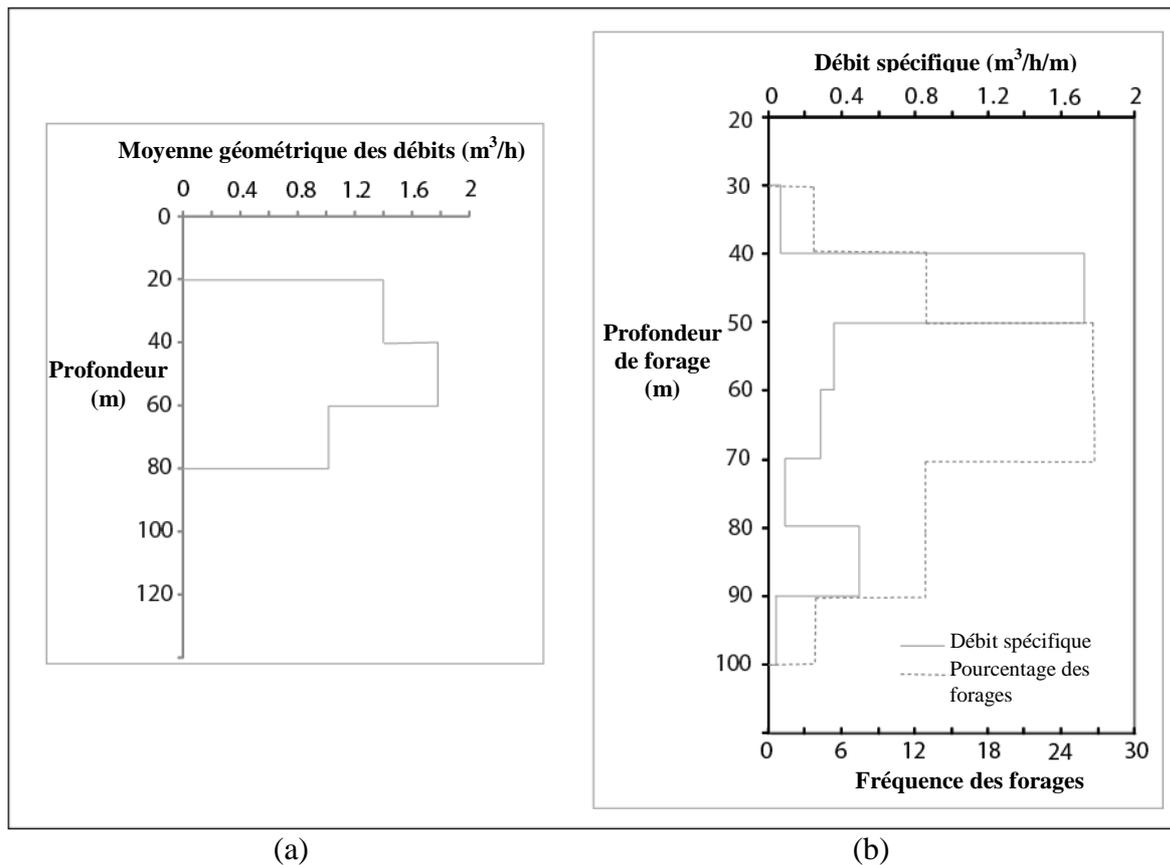


Fig.4.9 Caractéristiques des forages localisés dans les granites : (a) Moyenne géométrique des débits des AE en fonction de la profondeur, (b) Débits spécifiques en fonction de la profondeur du forage

Les propriétés hydrodynamiques des différentes couches des aquifères granitiques (Tableau 4.1) ont été déterminées essentiellement pour la *couche fissurée* et le *granite sain fracturé* qui totalisent la majorité des arrivées d'eau. Malgré la variation des débits et la durée des essais par pompage, la conductivité hydraulique a pu être estimée avec le modèle de Theis (Fig.4.10). L'interprétation de 46 essais par pompage dans les granites permet d'estimer la conductivité hydraulique de la *couche fissurée* et du *granite sain fracturé* comme étant comprise entre $2,5 \times 10^{-8}$ et $3,2 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ avec une moyenne (géométrique) de $4,4 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$. Dans de nombreux cas, la conductivité hydraulique n'est pas liée à la fréquence des arrivées d'eau. En effet, des forages situés dans certaines localités montrent un faible nombre d'arrivées d'eau, alors qu'ils sont caractérisés par des débits air-lift relativement important (entre 4 et 20 m³/h) et présentent des conductivités hydrauliques de l'ordre de 10^{-6} m.s^{-1} . Dans les granites, le débit spécifique des forages varie entre 0,03 et 3,7 m³/h/m avec une moyenne géométrique de 0,39 m³/h/m.

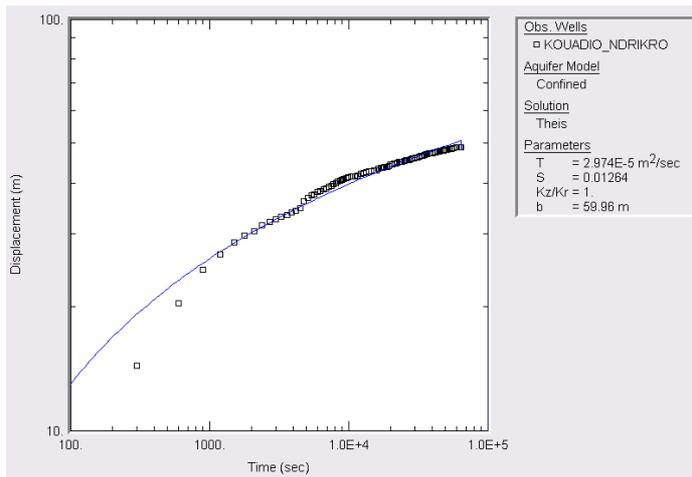


Fig.4. 10 Ajustement des données de pompage (rabattements) avec la solutions de Theis.

Tableau 4. 1 Propriétés hydrodynamique des différentes couches des aquifères localisés dans les granites.

Couches	% A.E	K (m.s ⁻¹)	Débit spécifique (m ³ /h/m)	K _{équivalent} (m.s ⁻¹)
<i>altérites</i>	0	./.	./.	
<i>couche fissurée et granite sain</i>	100	(2,5 x 10 ⁻⁸ à 3,2 x 10 ⁻⁶)	0,39 (0,03 à 3,7)	4,4 x 10 ⁻⁷ (2,5 x 10 ⁻⁸ à 3,2 x 10 ⁻⁶)
<i>fracturé</i>				

- **Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique et du débit spécifique en fonction de la structure et de la distribution spatiale des propriétés des couches du profil d'altération dans les granites**

Les figures 4.11 et 4.12 représentent respectivement les blocs diagrammes des valeurs de conductivité hydraulique et de débits spécifiques, interpolées à l'échelle des blocs diagrammes. Les fortes valeurs de conductivité hydrauliques sont localisées à la limite Est du bloc diagramme (Fig.4.11) qui correspond à la zone de contact entre granites et métasédiments. Les conductivités hydrauliques les plus élevées sont obtenues à proximité de la limite Est du bloc diagramme où le profil est caractérisé par une épaisseur importante de la *couche fissurée* (en gris sur le bloc diagramme) recouverte par de faibles épaisseurs des couches *allotérite* et *isaltérite*.

D'Ouest en Est, l'évolution spatiale de la conductivité hydraulique est la suivante: (i) dans les zones topographiquement basses et les versants, la conductivité hydraulique croît avec l'épaisseur de la couche *allotérite* (l'épaisseur de la *couche fissurée* étant par ailleurs pratiquement constante), (ii) au niveau des points hauts, la conductivité hydraulique est contrôlée par l'épaisseur de la *couche fissurée* (l'épaisseur de la couche *allotérite* étant faible).

Du Sud au Nord, l'épaisseur de la *couche fissurée* varie assez peu, et ce quelque soit la topographie. L'évolution spatiale de la conductivité hydraulique semble cette fois-ci être influencée par l'épaisseur de la couche *allotérite*, qui est importante dans les points topographiquement bas, et très réduite dans les versants et les points hauts. En effet, au niveau des points topographiquement bas, la conductivité hydraulique décroît quand l'épaisseur de la couche *allotérite* augmente, alors que dans les versants et pour les points topographiquement hauts, la conductivité hydraulique décroît quand l'épaisseur de la couche *allotérite* décroît. En effet, pour les points topographiquement bas, la décroissance de la conductivité hydraulique associée aux forages localisés en ces points serait liée au fait que les forages captent une faible épaisseur du *granite sain fracturé* (qui totalise le maximum des AE), en raison de l'importance de l'épaisseur de la couche *allotérite*. Dans les versants et pour les points topographiquement hauts, la diminution de la conductivité hydraulique serait vraisemblablement liée à une faiblesse de la densité des fractures du *granite sain fracturé* (l'épaisseur de la couche *allotérite* étant par ailleurs faible).

L'évolution spatiale de la productivité (débit spécifique des forages) est différente de celle des conductivités hydrauliques. La productivité est contrôlée par la topographie. En effet, elle augmente depuis les points hauts vers les zones de dépressions (lit du cours d'eau Orogo).

Les zones de fortes conductivités hydrauliques (Sud Est du bassin de Dimbokro) sont caractérisées par une épaisseur importante de la *couche fissurée*. Les forages qui recoupent ces zones sont caractérisés par des débits spécifiques faibles. D'une manière générale dans les granites, la productivité est proportionnelle à l'épaisseur de la couche *allotérite* (qui surmonte la *couche fissurée*), et inversement proportionnelle à l'épaisseur de la *couche fissurée* et à l'altitude.

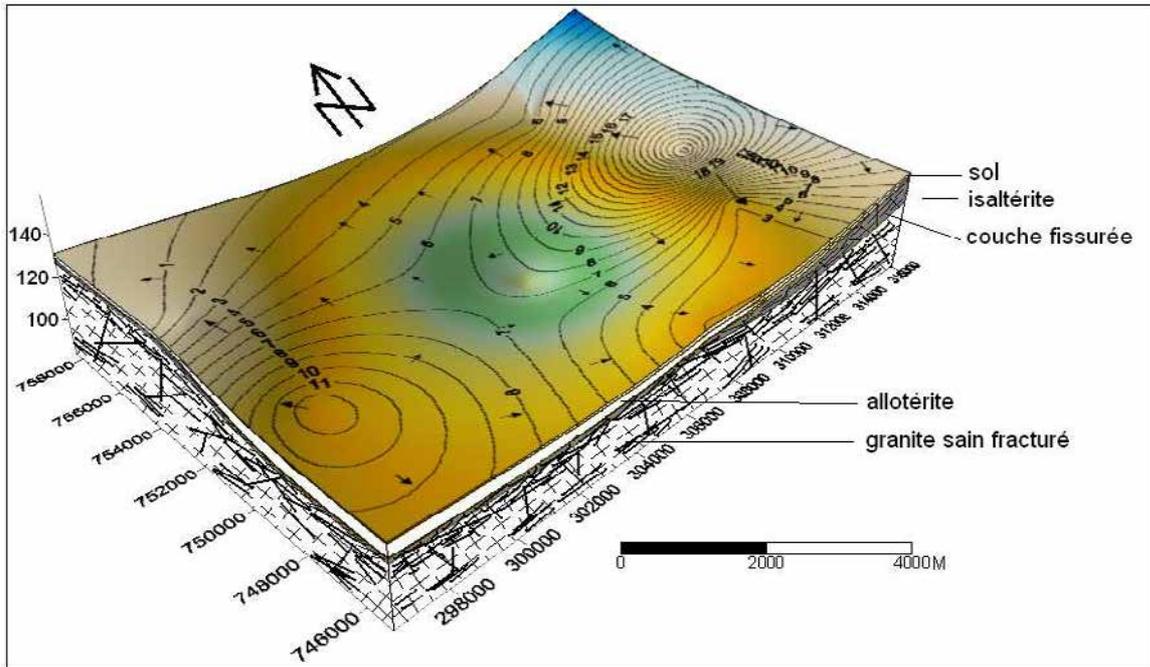


Fig.4. 11 Conductivités hydraulique interpolées à partir de 18 forages($\times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$).

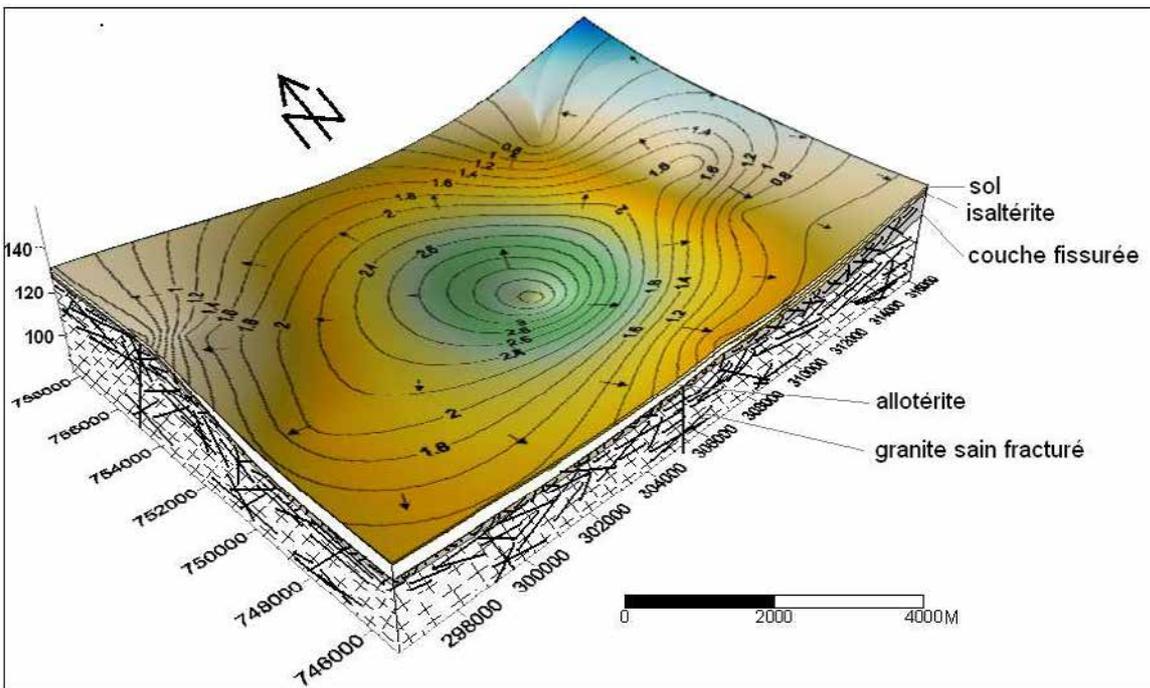


Fig.4.12 Interpolation des valeurs de débit spécifique à partir de 18 forages ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$).

IV.2.1.2 Propriétés hydrodynamiques des métasédiments

- **Arrivées d'eau**

Dans les métasédiments, les arrivées d'eau sont signalées à la fois dans la couche *isaltérite*, la couche *fissurée* (grès schisteux légèrement altérés) et le *grès sain fracturé*, qui totalisent respectivement 15%, 73% et 12% des arrivées d'eau. La distribution en fonction de la profondeur des arrivées d'eau obéit à une loi log-normale (Fig.4.13a). La fréquence des arrivées d'eau croît jusqu'à 40 m de profondeur, où elle atteint un maximum (24,2%), puis diminue ensuite avec la profondeur jusqu'à 100 m environ. Néanmoins, aux environs de 80 m de profondeur, une fréquence d'arrivées d'eau relativement significative (13,6%) est identifiée.

Dans la *couche fissurée* (qui correspond à 73% des arrivées d'eau), la densité des AE augmente avec la profondeur jusqu'à 40 m où elle atteint une valeur maximale de $2,4 \times 10^{-2}$ (Fig.4.13b) puis diminue avec la profondeur au-delà de cette profondeur. Néanmoins, comme dans le cas précédent, une densité des AE relativement importante (16×10^{-2}) est notée aux alentours de 80 m de profondeur.

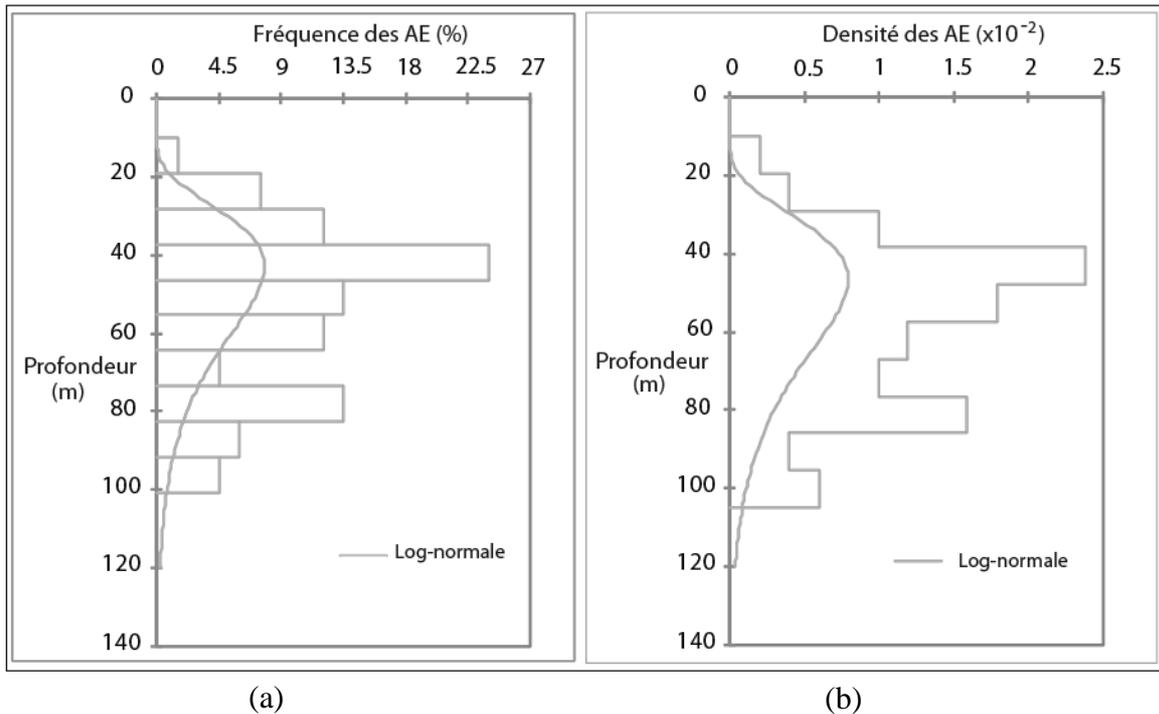


Fig.4.13 Distribution des arrivées d'eau (AE) dans les métasédiments en fonction de la profondeur: (a) Fréquence des AE (%), (b) Densité des AE ($\times 10^{-2}$).

La moyenne (géométrique) des débits AE croît avec la profondeur et atteint des valeurs maximales quasi identiques dans les classes de profondeur [40 ;60] et [80 ;100] pour des débits de 2,7 et 2,8 m^3/h respectivement (Fig.4.14a). L'évolution des débits des AE est cohérente avec celle des fréquences et des densités des AE aux alentours de 40 et 80 m de profondeur. En effet, ces profondeurs associées aux fréquences et densités des AE les plus élevées, correspondent aux profondeurs pour lesquelles les débits les plus élevés sont enregistrés.

Dans les métasédiments, 99% de l'effectif total des forages ont des profondeurs supérieures à 50 m. La productivité (débit spécifique) associée à ces forages en fonction de leur profondeur (Fig.4.14b) montre que 22% des forages ont les débits spécifiques les plus élevés (1,3 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) pour une profondeur totale comprise entre 60 et 70 m. Jusqu'à cette classe de profondeur, le débit spécifique est proportionnel à la profondeur du forage. Au-delà de 70 m, la productivité des forages n'est pas proportionnelle à la profondeur totale. En effet, les débits spécifiques les plus faibles (0,2 à 0,3 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$) sont obtenus pour les forages ayant une profondeur totale comprise entre 70 et 80 (environ 7% de l'effectif total des forages) et pour les forages ayant une profondeur totale de plus de 100 m (11% de l'effectif total des forages);

alors que des débits spécifiques relativement élevés ($1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) sont obtenus pour des forages ayant des profondeurs relativement élevées (entre 80 et 90 m) et correspondant à environ 8% de l'effectif total des forages.

L'interprétation de l'évolution du débit spécifique des forages faite à partir de l'évolution des fréquences, des densités et des débits des AE relève que l'évolution du débit spécifique du forage est cohérente avec celles des fréquences, des densités et des débits des AE selon deux schémas : (i) lorsque la *couche fissurée* qui totalise 73% des AE se localise dans les 70 premiers mètres de profondeur, classe de profondeur comprenant les profondeurs associées aux fréquences, densité et débits des AE les plus élevés, le forage atteint son débit spécifique maximal pour une profondeur totale de 70 m; (ii) lorsque la couche fissurée se localise au delà de 80 m de profondeur, le forage atteint son débit spécifique maximal aux alentours de 80 m de profondeur correspondant aux profondeurs associées aux fréquences, densités et débits les plus élevés.

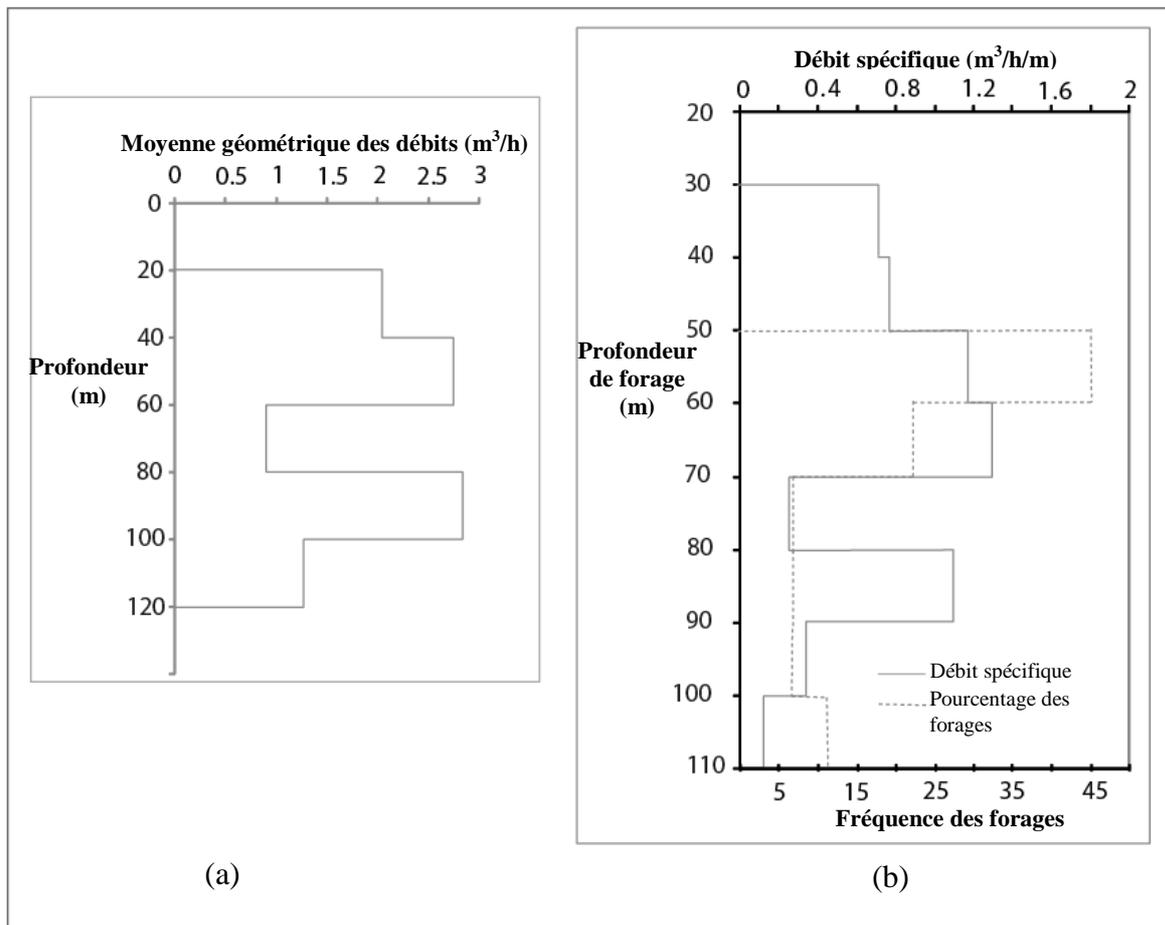


Fig.4. 14 Caractéristiques des forages localisés dans les métasédiments: (a) Moyenne géométrique des débits des AE en fonction de la profondeur, (b) Débits spécifiques en fonction de la profondeur du forage.

L'interprétation de 53 essais par pompage dans les métasédiments a permis d'estimer la conductivité hydraulique (Tableau 4.2) des couches *isaltérite*, *fissurée* et dans le *grès sain fracturé*.

Dans la couche *isaltérite*, les conductivités hydrauliques varient entre $1,7 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ et $3,2 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ avec une moyenne (géométrique) de $4,7 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$. En termes de productivité, la couche *isaltérite* est associée à un débit spécifique moyen de $0,51 \text{ m}^3/\text{h/m}$.

La couche *fissurée* est caractérisée par une conductivité hydraulique qui varie entre $1,9 \times 10^{-7}$ et $2,8 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ avec une moyenne de $6 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$. La conductivité hydraulique de la *couche fissurée* est 10 fois supérieure à celle de la couche *isaltérite* sus-jacente. La conductivité hydraulique des *grès sains fracturés* a été estimée à partir des données d'essais par pompage sur les forages recoupant uniquement la couche *grès sain fracturé*; celle-ci

varie entre 2.5×10^{-7} et $3 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$. Les forages qui intersectent les accidents de la couche *grès sain fracturé* fournissent des débits spécifiques moyens de l'ordre de $1 \text{ m}^3/\text{h/m}$. L'analyse des conductivités hydrauliques et des débits spécifiques associés aux forages qui captent uniquement la couche *isaltérite*, la *couche fissurée* ou la couche *grès sain fracturé* montre que les forages qui présentent les débits spécifiques les plus élevés sont associés à la couche *grès sain fracturé* qui présente également les valeurs de conductivités hydrauliques les plus élevées. Dans les métasédiments, la conductivité hydraulique équivalente estimée à partir des valeurs obtenues pour les différents forages (contribution des différentes couches du profil d'altération), est égale à $1,3 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Cette conductivité hydraulique équivalente est du même ordre de grandeur que celle représentative de la couche *grès sain fracturé*, ce qui signifie que la couche *grès sain fracturé* contrôle la conductivité hydraulique des métasédiments.

Tableau 4. 2 Propriétés hydrodynamiques des différentes couches des aquifères localisés dans les métasédiments.

Couches	% A.E	K (m.s^{-1})	Débit spécifique ($\text{m}^3/\text{h/m}$)	$K_{\text{équivalent}}$ (m.s^{-1})
<i>isaltérite</i>	15	4.7×10^{-8} (1.7×10^{-10} à 8×10^{-7})	0.51 (0.08 à 2.4)	
<i>couche fissurée</i>	73	6×10^{-7} (1.9×10^{-7} à 2.8×10^{-6})	0.6 (0.02 à 2)	1.3×10^{-6} (1.2×10^{-7} à 3.2×10^{-4})
<i>grès sain fracturé</i>	12	4.1×10^{-6} (2.5×10^{-7} à 3×10^{-4})	1.06 (0.4 à 2.4)	

- **Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique et du débit spécifique en fonction de la structure et de la distribution spatiale des propriétés des couches du profil d'altération dans les métasédiments**

Les figures 4.15 et 4.16 représentent respectivement les blocs diagrammes des valeurs de conductivité hydraulique et de débit spécifique (productivité), interpolées à l'échelle du bloc diagramme. Les fortes valeurs de conductivité hydraulique sont localisées à la limite Est du

bloc diagramme, au niveau des points topographiquement bas. Dans ces zones de fortes valeurs de conductivité hydraulique correspondent à des zones associées à des profils généralement épais où le socle sain est rarement atteint pendant la foration. Dans ces zones de fortes valeurs de conductivité hydraulique, le profil d'altération est caractérisé par de fortes épaisseurs des couches *allotérite*, *isaltérite* et *fissurée*. Les faibles valeurs de conductivité hydraulique sont localisées dans la limite Ouest du bloc diagramme, au niveau des points topographiquement haut où le profil est caractérisé par des épaisseurs des couches *isaltérite* et *fissurée* quasi constantes.

D'Ouest en Est, l'évolution de la conductivité hydraulique est la suivante : (i) la conductivité hydraulique est inversement proportionnelle à l'épaisseur de la couche *fissurée* (l'épaisseur des couches *allotérite* et *isaltérite* étant par ailleurs pratiquement constante) ; (ii) la conductivité hydraulique décroît lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* devient importante (même pour des épaisseurs des couches *fissurée* et *isaltérite* importantes).

Du sud au Nord, l'épaisseur des couches *isaltérite* et *fissurée* varie peu. L'évolution spatiale de la conductivité hydraulique semble être influencée par l'épaisseur de la couche *allotérite* qui augmente des points topographiquement bas vers les points topographiquement hauts. La conductivité hydraulique décroît lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* augmente.

L'évolution spatiale de la productivité (débit spécifique) des forages est influencée par la topographie et l'épaisseur des couches du profil d'altération (Fig.4.16).

D'Ouest en Est, la productivité croît avec l'épaisseur de la couche *fissurée* (l'épaisseur des couches *allotérite* et *isaltérite* étant relativement faible et constante). Lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* croît, la productivité décroît (l'épaisseur de la couche *fissurée* étant par ailleurs importante).

Sud au Nord, l'évolution spatiale de la productivité est contrôlée par l'épaisseur de la couche *allotérite* (l'épaisseurs des couches *fissurée* et *isaltérite* étant). Elle est inversement proportionnelle à l'épaisseur de la couche *allotérite*. En effet, l'augmentation de l'épaisseur de la couche *allotérite* entraîne une décroissance de la productivité.

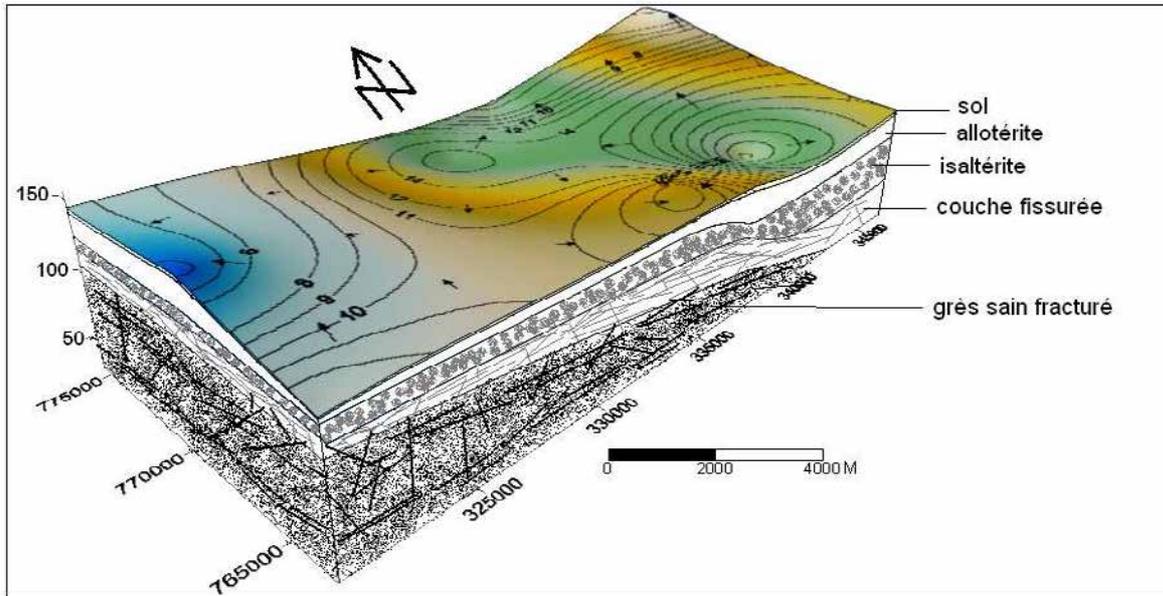


Fig.4. 15 Conductivités hydrauliques interpolées à partir de 19 forages($\times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$).

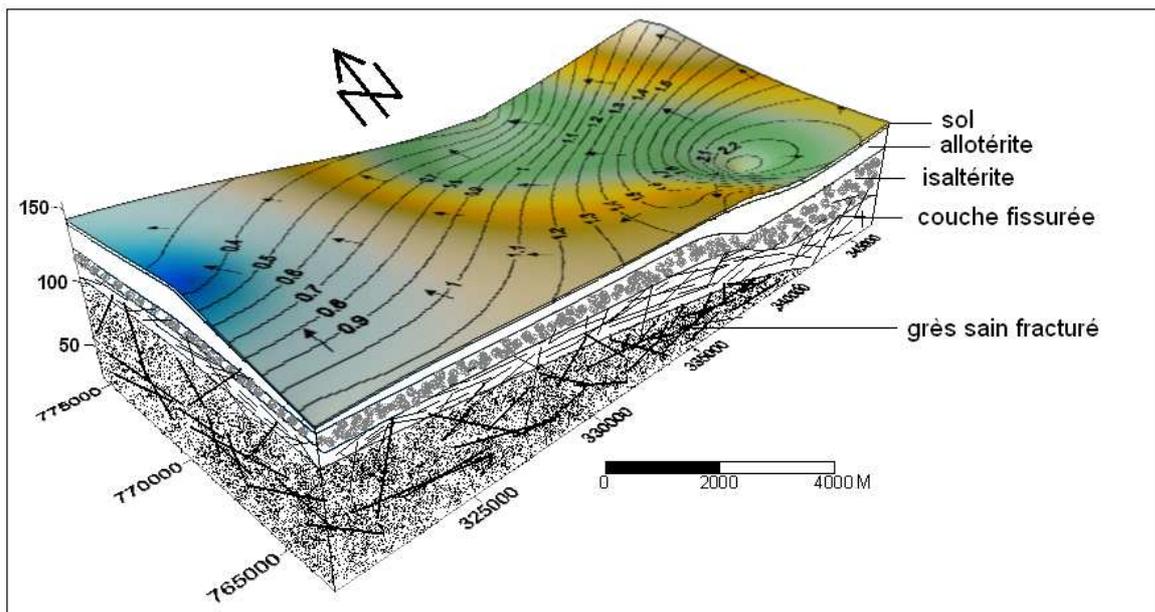


Fig.4. 16 Interpolation des valeurs de débit spécifique à partir de 19 forages ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$).

IV.2.1.3 Propriétés hydrodynamiques des métavolcanites

- Arrivées d'eau

Au cours de la foration, les arrivées d'eau (A.E) sont signalées dans les couches *isaltérite*, *fissurée* et dans le *métabasalte sain fracturé*, qui totalisent respectivement 8, 72 et 20% des arrivées d'eau. La fréquence de ces arrivées d'eau (Fig.4.17a) est distribuée de façon log-normale en fonction de la profondeur. Elle augmente et atteint sa valeur maximale autour de 60 m. Au delà de cette profondeur, l'occurrence des A.E diminue

La distribution de la densité des A.E en fonction de la profondeur (Fig.4.17b), révèle que celle-ci augmente et atteint un pic autour de 60 m, profondeur à partir de laquelle, la densité des A.E diminue. Entre 90 et 100 m, on note une légère croissance de la densité (11×10^{-2}).

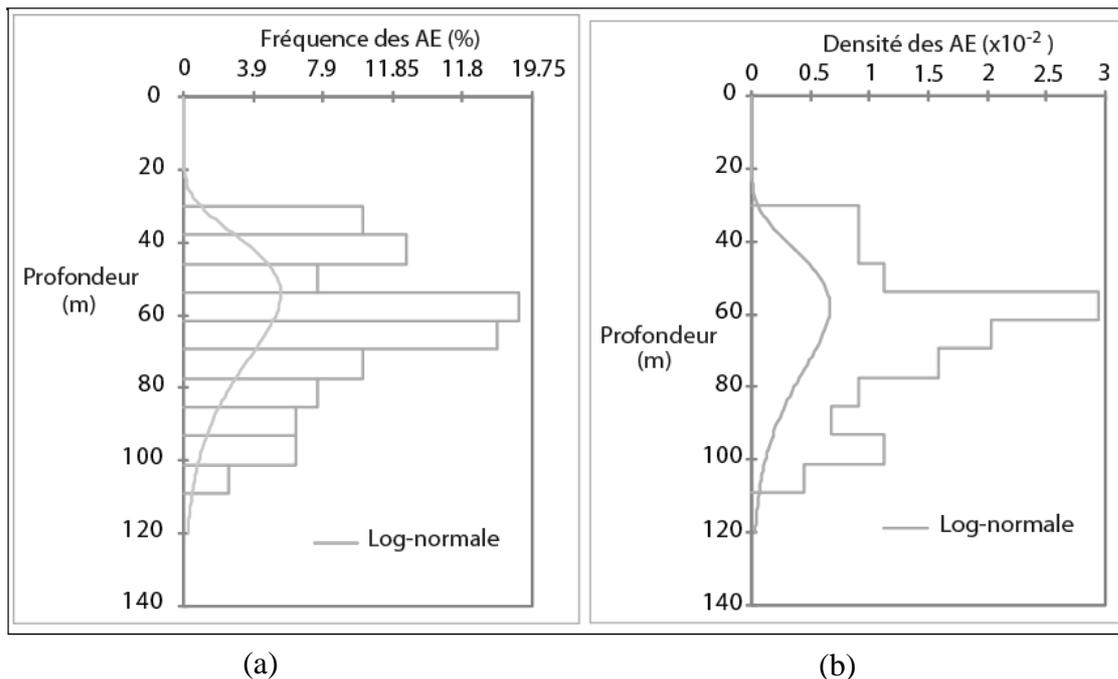


Fig.4. 17 Distribution des arrivées d'eau (AE) dans les métavolcanites en fonction de la profondeur: (a) Fréquence des AE (%), (b) Densité des AE ($\times 10^{-2}$).

La moyenne (géométrique) des débits de A.E croît avec la profondeur et atteint un maximum entre 80 et 100 m puis diminue ensuite avec la profondeur (Fig.4.18a). L'évolution du débit en fonction de la profondeur montre que : (i) les profondeurs associées aux

fréquences et densités des A.E les plus élevées, ne correspondent pas à la classe de profondeur pour laquelle le maximum de débit est identifié ; (ii) dans les 60 premiers mètres, l'évolution du débit est cohérent avec celle des fréquences et des densités des A.E; (iii) Au-delà de 60 mètre de profondeur, l'évolution du débit n'est pas cohérent avec celle des fréquences et des densités des A.E. En effet, la classe de profondeur associée au débit maximal correspond à la classe de profondeur pour laquelle la fréquence et la densité des A.E ne sont pas élevées. Ces A.E profondes de fréquence et de densité relativement faibles serait probablement associées à celles identifiées dans le *métabasalte sain fracturé* qui totalise 20% des A.E.

L'analyse de la productivité des forages (débits spécifiques) en fonction de leur profondeur (Fig.4.18b), montre que le débit spécifique maximal ($1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$) est obtenu pour des forages ayant une profondeur totale située entre 80 et 90, et correspondant à environ 11% de l'effectif total des forages; 6% ont des débits spécifiques les plus faibles ($0,2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$), pour une profondeur totale supérieure à 100 m.

L'interprétation de l'évolution du débit spécifique des forages faite à partir de celles des fréquences, des densités et des débits des AE relève que: (i) lorsque la couche *fissurée* et le *métabasalte sain fracturé* qui totalisent respectivement 72 et 20% des AE se localisent dans les 60 premiers mètres de profondeur, classe de profondeur comprenant les profondeurs associées aux fréquences, densité et débits des AE les plus élevés, le forage atteint son débit spécifique maximal pour une profondeur totale de 60 m; (ii) et au delà de 60 m de profondeur, le forage atteint son débit spécifique maximal aux alentours de 80 m, profondeur pour laquelle le débit des A.E est maximal, les fréquences et les densités des A.E étant par ailleurs relativement faibles.

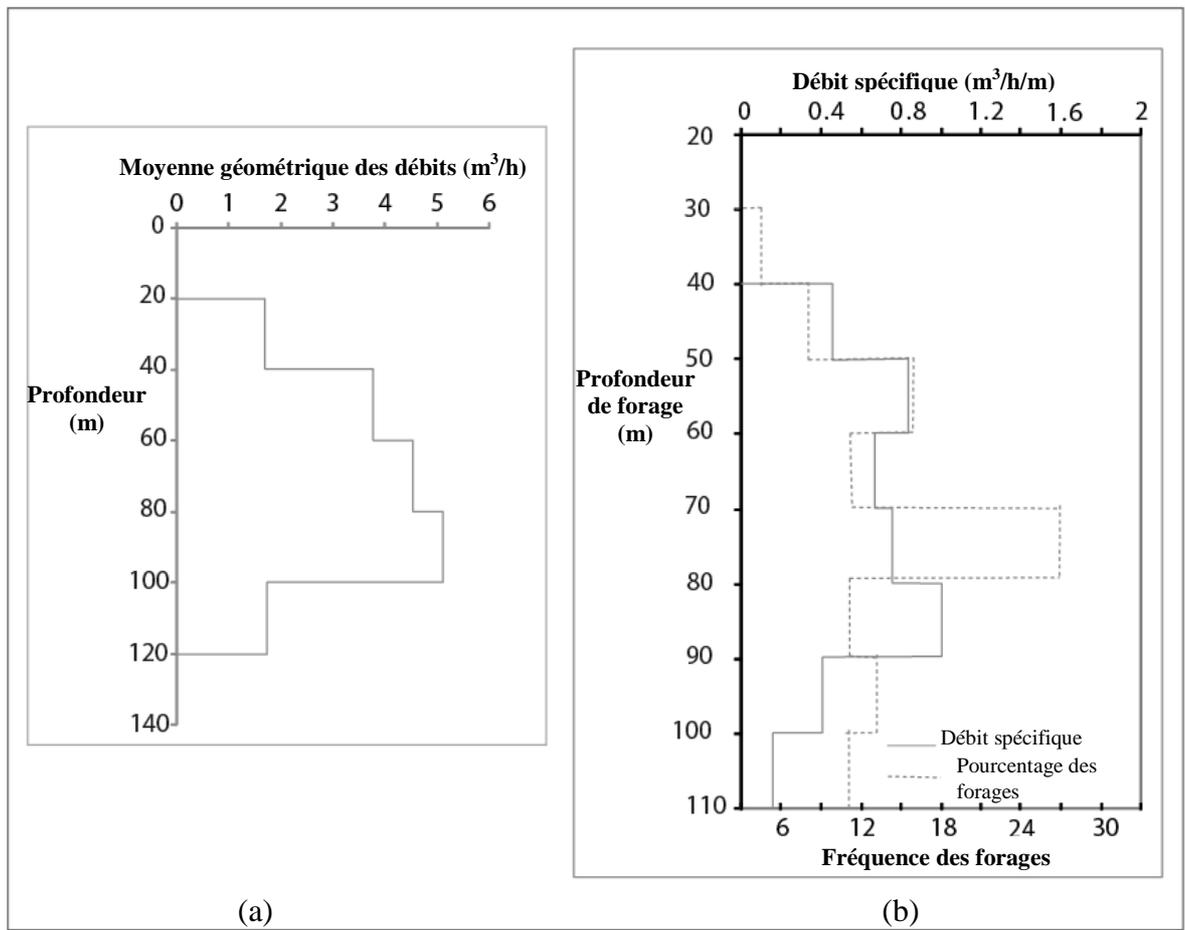


Fig.4.18 Caractéristiques des forages localisés dans les métavolcanites : (a) Moyenne géométrique des débits des AE en fonction de la profondeur, (b) Débits spécifiques en fonction de la profondeur du forage

L'interprétation de 67 essais par pompage dans les métavolcanites a permis d'estimer la conductivité hydraulique des couches *isaltérite*, *fissurée* et dans le *métabasalte sain fracturé*.

La conductivité hydraulique de la couche *isaltérite* varie entre $1,7 \times 10^{-10}$ et $8 \times 10^{-7} m.s^{-1}$ avec une moyenne géométrique de $5,6 \times 10^{-7} m.s^{-1}$ (tableau 4.3). Les forages recoupant uniquement cette couche ont un débit spécifique moyen de $1,3 m^3/h/m$

La couche fissurée est caractérisée par une conductivité hydraulique qui varie entre $1,2 \times 10^{-7}$ et $4,2 \times 10^{-6} m.s^{-1}$ avec une moyenne de $9,7 \times 10^{-7} m.s^{-1}$. La conductivité hydraulique de la couche *fissurée* est 10 fois supérieure à celle de la couche *isaltérite* sus-jacente. Les forages

qui recoupant uniquement cette la couche *fissurée* ont un débit spécifique moyen de 0,57 m³/h/m. En termes de productivité, les forages recoupant uniquement la couche *isaltérite* ont un débit spécifique supérieur à ceux qui recoupent uniquement la couche *fissurée*. En effet, la couche *fissurée* caractérisée par une conductivité hydraulique relativement importante, a un pouvoir capacitif relativement faible ; ce qui entraîne des rabattements importants dans les forages qui les recoupent lors du pompage.

Les forages qui intersectent les accidents du *métabasalte sain fracturé* sont caractérisés par une conductivité hydraulique qui varie de 2×10^{-7} à 5×10^{-4} m.s⁻¹ avec une moyenne de $3,5 \times 10^{-5}$ m.s⁻¹. La conductivité hydraulique associée aux forages qui captent les accidents du *métabasalte sain fracturé* est environ 1000 fois supérieures à celles associées aux forages qui captent uniquement la couche *isaltérite* et 100 fois supérieures à celles associées aux forages qui captent uniquement la *couche fissurée*. Les accidents du *métabasalte sain fracturé* sont vraisemblablement des fractures individuelles régionales ou des fractures secondaires qui sont en relation hydraulique avec les fractures régionales. Lorsque les forages captent uniquement les accidents du *métabasalte sain fracturé*, ils développent de fortes productivités qui varient entre 0,8 à 3,6 m³/h/m, avec une moyenne de 1,6 m³/h/m.

Tableau 4. 3 Paramètres hydrodynamiques des couches des aquifères localisés dans les métavolcanites.

Couches	% AE	K (m.s ⁻¹)	Débit spécifique. (m ³ /h/m)	K _{équivalent} (m.s ⁻¹)
<i>isaltérite</i>	8	$5,6 \times 10^{-8}$ ($1,7 \times 10^{-10}$ à 8×10^{-7})	1.3 (0,8 à 1,8)	
<i>couche fissurée</i>	72	$9,7 \times 10^{-7}$ ($1,2 \times 10^{-7}$ à $4,2 \times 10^{-6}$)	0.57 (0,018 à 3)	$1,9 \times 10^{-6}$ ($5,3 \times 10^{-7}$ à $8,2 \times 10^{-6}$)
<i>métabasalte fracturé</i>	20	$3,5 \times 10^{-5}$ (2×10^{-7} à 5×10^{-4})	1.6 (0,8 à 3,6)	

- **Variabilité spatiale de la conductivité hydraulique et du débit spécifique en fonction de la structure et de la distribution spatiale des propriétés des couches du profil d'altération dans les métavolcanites**

Les figures 4.19 et 4.20 représentent respectivement les blocs diagrammes des valeurs de conductivité hydraulique et de débits spécifiques, interpolées à l'échelle des blocs diagrammes. Les fortes valeurs de conductivité hydraulique sont localisées dans la partie sud du bloc diagramme, où les différentes couches semblent avoir une structure plissée (Fig.4.19). Dans les métavolcanites, la conductivité hydraulique est influencée par la variation des épaisseurs des différentes couches du profil d'altération suivant les directions Ouest-Est et Sud-Nord.

D'Ouest en Est, la conductivité hydraulique est influencée par l'épaisseur des couches *allotérite*, *isaltérite* et *fissurée*. La conductivité hydraulique est proportionnelle à l'épaisseur de la *couche fissurée* et inversement proportionnelle à l'épaisseur de la *couche isaltérite* (l'épaisseur de la *couche allotérite* étant constante). Lorsque l'épaisseur de la *couche allotérite* augmente, la conductivité hydraulique décroît (même si l'épaisseur de la *couche fissurée* est importante)

Du Sud au Nord, l'épaisseur de la *couche fissurée* est pratiquement constante. La conductivité hydraulique est alors influencée par l'épaisseur des couches *allotérite* et *isaltérite*. Pour des faibles épaisseurs de la *couche allotérite*, la conductivité hydraulique croît lorsque l'épaisseur de la *couche isaltérite* augmente. Lorsque l'épaisseur de la *couche allotérite* augmente, la conductivité hydraulique décroît.

L'évolution spatiale des débits spécifiques (Fig.4.20) présente un schéma quasi identique à celle de la conductivité hydraulique dans les directions ouest-est et sud-nord et les zones les plus conductrices s'avèrent les plus productrices.

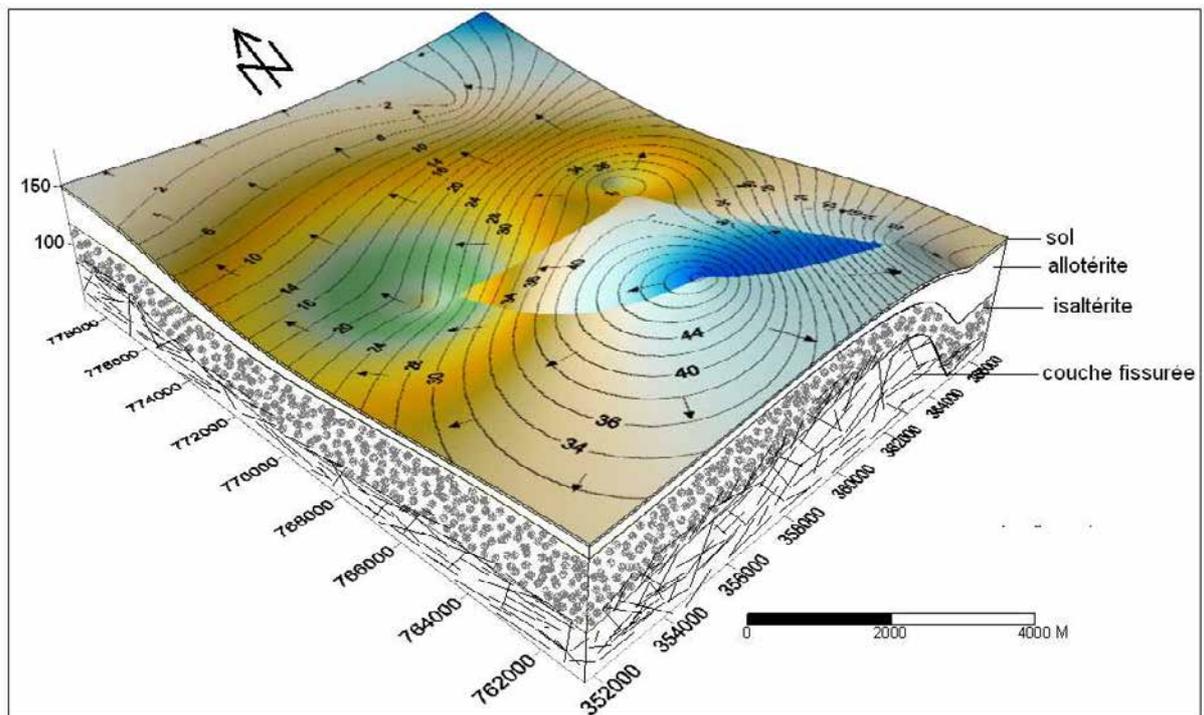


Fig.4. 19 Conductivités hydrauliques interpolées à partir de 21 forages ($\times 10^{-7} \text{ ms}^{-1}$).

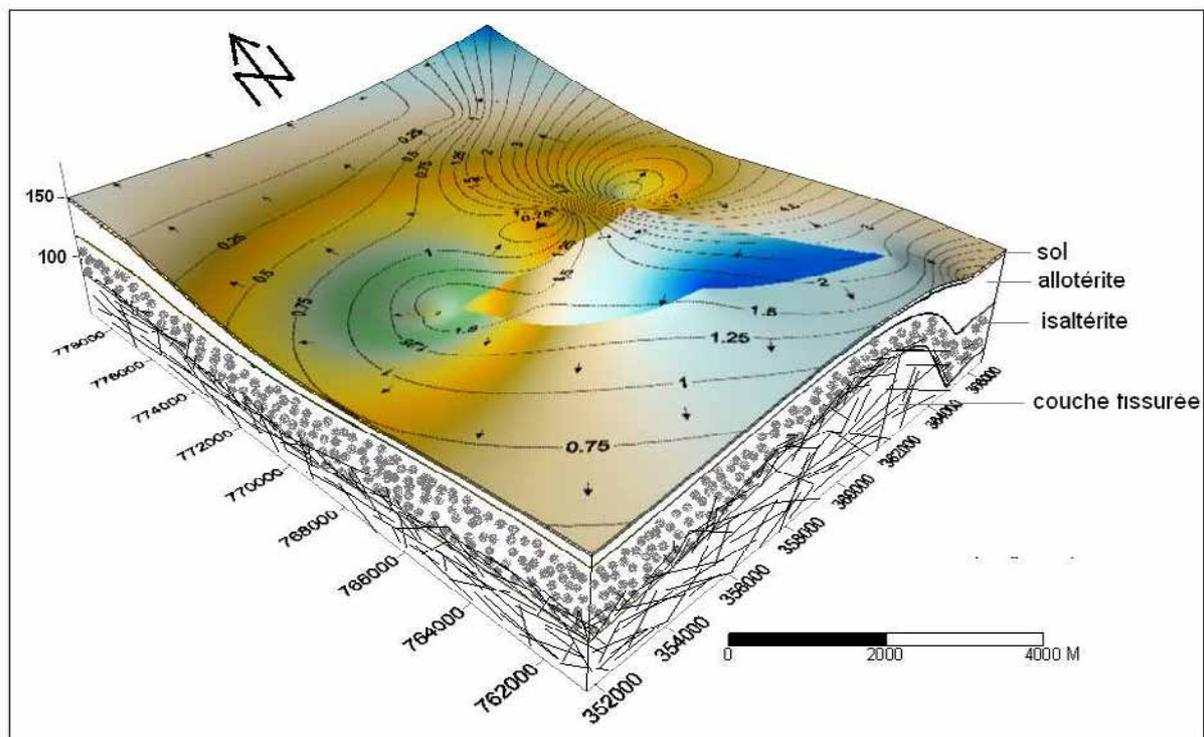


Fig.4. 20 Interpolation des valeurs de débit spécifique à partir de 21 forages ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$).

IV.2.2 Rôle de la structure et de la géométrie du profil d'altération sur l'hydrodynamique des aquifères granitiques du bassin de Dimbokro. Comparaison avec les données existantes dans la région de Maheshwaram (Inde)

Dans les granites de Dimbokro, les arrivées d'eau (AE) associées à des fractures conductrices sont signalées uniquement dans la *couche fissurée* et dans le *granite sain fracturé*. Le niveau piézométrique se situe d'ailleurs systématiquement en dessous de la couche *altérite*, ce qui peut également être relié à une faible épaisseur des couches *allotérite* et *isaltérite* situées au dessus de la couche *fissurée* et du *granite sain fracturé*.

Dans les granites de Maheshwaram, les AE associées sont identifiées (par des mesures au micromoulinet) à la fois dans la couche *fissurée* et dans le *granite sain fracturé*, mais également dans la couche *isaltérite*. Sur les deux sites, la distribution des AE en fonction de la profondeur obéit à une loi log-normale. Les AE s'étendent sur une profondeur plus importante à Dimbokro qu'à Maheshwaram. En effet, ces AE sont localisées principalement entre 10 et 75 m avec une forte concentration autour de 40 m dans les granites de Dimbokro, alors qu'elles sont localisées entre 9 et 35 m avec une forte densité entre 15 et 30m dans les granites de Maheshwaram.

Dans le granite de Maheshwaram, les débits associés aux AE augmentent avec la profondeur, principalement entre 20 et 30 m ; au-delà de 35 m, aucune évolution du débit n'est constatée (Maréchal & Dewandel, 2004). Dans les granites de Dimbokro, les AE se rencontrent entre 20 et 80 m, essentiellement dans le socle sain fracturé, avec un maximum constaté entre 40 et 60 m. Dans les granites de Dimbokro, ces AE sont probablement liées à une fracturation associée aux événements tectoniques ayant affecté le socle, comme constaté dans le bassin de Jundiaí au Brésil (Neves & Morales, 2007).

Les valeurs de conductivité hydraulique issues de l'interprétation de l'essai par pompage sur chaque forage, donc caractéristique des aquifères granitiques de Dimbokro s'étendent entre $2,5 \times 10^{-7}$ et $3,2 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Ces valeurs restent faibles par rapport aux conductivités hydrauliques caractéristique des aquifères granitiques de Maheshwaram (5×10^{-6} à $9 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) mais présentent sensiblement la même gamme de variation que les conductivités hydrauliques (10^{-9} à $3 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) mesurées en Ouganda sur des roches

cristallines également soumises à des cycles d'érosion et d'altération contrôlés tectoniquement (Taylor et Howard, 1992, 1998). La conductivité hydraulique des aquifères granitiques de la région de Dimbokro est dans la majorité des cas inférieure à celles connues pour les formations cristallines en Afrique, dont la gamme de variation est généralement comprise entre 10^{-6} m.s⁻¹ et 10^{-4} m.s⁻¹ (Chilton & Carington, 1984 ; Houston & Lewis, 1988, McFarlane, 1992). La différence de conductivité hydraulique entre les formations granitiques de Dimbokro et Maheshwaram, ainsi qu'entre les formations granitiques de Dimbokro et les formations cristallines d'autres régions d'Afrique, peut s'expliquer par le rôle aquifère joué par la couche *altérite*. En effet, dans le bassin de Dimbokro, la couche *altérite* est de faible épaisseur et est généralement dénoyée (niveau piézométrique plus bas). Par conséquent, le rôle capacitif de la couche *altérite* est dans ce cas quasi inexistant ; la couche *altérite* ne peut donc pas soutenir l'écoulement dans la zone fissurée et fracturée sous jacente, comme décrit par Taylor & Howard (2000). Ces auteurs montrent l'existence de cette connexion hydraulique entre les couches *altérite* et *fissurée* à partir de données d'essais par pompages et de données isotopiques: durant l'essai par pompage, se met en place un phénomène de drainance, qui est attribué à la contribution en eau souterraine du manteau altéré. Ceci est confirmé par la composition isotopique de l'eau emmagasinée dans la couche *altérite*, ainsi que par la composition isotopique de l'eau pompée lorsque le phénomène de drainance devient stationnaire.

Au contraire, dans les formations granitiques de Maheshwaram et dans certaines formations cristallines d'Afrique, il existe une bonne connexion hydraulique entre la couche *altérite* et la couche fissurée (Taylor & Howard, 2000 ; Chilton & Carington, 1984 ; McFarlane, 1992 ; Houston & Lewis, 1988).

IV.2.3 Rôle de la structure et de la géométrie du profil d'altération associé aux différentes formations du bassin de Dimbokro (granites, métasédiments et métavolcanites) sur l'hydrodynamique des aquifères de cette région.

- **Arrivée d'eau**

Dans les métasédiments et les métavolcanites, les AE sont localisées à la fois dans la couche *isaltérite*, la couche *fissurée* et dans le *socle sain fracturé* alors que dans les granites, elles sont localisées uniquement dans la couche *fissurée* et dans le *granite sain fracturé*. Dans chacun des profils, la fréquence des AE (toutes les couches du profil ayant été prises en compte) est distribuée de manière log-normale. Dans les granites et les métasédiments, des AE sont observées à partir de 10 m en dessous de la surface du sol et jusqu'à près de 80 et 100 m, le maximum d'arrivées étant observées autour de 45 m de profondeur ; alors que dans les métavolcanites, l'occurrence des AE est plus profonde et s'étend entre 30 et 110 m.

Dans les granites, les densités maximales des AE sont localisées aux alentours de 40 et 60 m, aux alentours de 40 m dans les métasédiments et aux alentours de 60 m dans les métavolcanites. Les densités maximales des AE les plus élevées sont rencontrées dans les métavolcanites (29×10^{-2}), et dans les granites (28×10^{-2}) et les plus faibles dans les métasédiments (24×10^{-2}). La densité des AE diminue avec la profondeur sur chacun des profils à partir de ces maxima, mais une augmentation significative de la densité est signalée vers 80 m dans les métasédiments. Des augmentations de la densité sont aussi observées dans les granites et les métavolcanites respectivement autour de 75 et 100 m mais celles-ci sont peu significatives. Cette diminution de la densité de la fracturation en milieu de socle avec la profondeur a été récemment montrée par les travaux de Wyns et al. (1999 et 2002), Dewandel et al. (2006).

Le profil de débit des AE associées aux zones de fractures conductrices en fonction de la profondeur, montre que les débits les plus importants sont enregistrés dans les métavolcanites. En effet, dans les métavolcanites, le débit (moyenne géométrique) croît avec la profondeur et atteint un maximum de $5 \text{ m}^3/\text{h}$ entre 80 et 100 m avant de chuter de façon drastique. Les métasédiments présentent des débits élevés par rapport aux granites. Dans les métasédiments, les maximums de débits sont observés entre 40 et 60 et entre 80 et 100 m avec

des débits quasi identiques de 2,75 m³/h. Au-delà de 100 m ils diminuent avec la profondeur. Les granites, qui présentent les débits les plus faibles, montrent une croissance jusqu'à un maximum de 1,8 m³/h entre 40 et 60 m.

L'analyse simultanée de l'évolution des fréquences, des densités et des débits des AE montre que sur les granites et les métasédiments, l'évolution du débit des AE est cohérente avec celles des fréquences et des densités ; alors que dans les métavolcanites, l'évolution du débit des AE est cohérente avec celles des fréquence et des densités que dans les 60 premiers mètres. Au-delà de 60 mètre de profondeur, elle ne l'est plus : la classe de profondeur associée au débit maximal correspond à la classe de profondeur pour laquelle la fréquence et la densité des A.E ne sont pas élevées.

Dans les métavolcanites les forages de fortes productivités sont ceux qui captent les accidents profonds localisés dans des profondeurs caractérisées par de faibles fréquence et densité des AE. Les forts débits fournis par ces accidents sont probablement liés à leur dimension (faille régionale) ou à leur interconnexion avec d'autres systèmes de fractures. Certaines études ont défini la profondeur optimale que doit atteindre un forage afin d'obtenir une productivité satisfaisante en milieu de socle (Bank, 1992). La plupart de ces études ont montré que la productivité diminue avec la profondeur, ce qui a longtemps été interprété comme étant associé à la fermeture des fractures du fait de la pression lithostatique (Berger et al. 1980) en profondeur ; la présente étude et d'autres travaux (Wyns et al. 1999 et 2002 ; Dewandel et al. 2006; Neves & Morales, 2007) montrent que la diminution de la productivité avec la profondeur serait aussi liée à la diminution de la densité de fractures en profondeur.

- **Conductivités hydrauliques**

Les conductivités hydrauliques associées aux couches *isaltérites* des différentes formations (hormis les formations granitiques dans lesquelles les couches *altérites* sont dénoyées) sont très faibles, en raison notamment de la présence d'argile dans ces couches. Les conductivités hydrauliques associées à la couche *isaltérite* sont du même ordre de grandeur (10⁻⁸ m.s⁻¹) dans les métasédiments et les métavolcanites ; toutefois, la conductivité hydraulique associée à cette couche est légèrement plus élevée dans les métavolcanites (5,6 x 10⁻⁸ m.s⁻¹) que dans les métasédiments (4,7 x 10⁻⁸ m.s⁻¹).

La couche *fissurée* a une conductivité hydraulique plus faible dans les granites ($4,4 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$) que dans les métasédiments ($6,7 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$) et les métavolcanites ($9,7 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$). La couche *fissurée* a une conductivité hydraulique relativement plus importante dans les métavolcanites que dans les métasédiments.

La conductivité hydraulique dans les *métabasaltes sains fracturés* ($3,5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne) est environ 10 fois supérieure à celle des *grès sains fracturés* ($4,1 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne). Pour le socle sain fracturé, la conductivité hydraulique équivalente des métavolcanites ($1,9 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$) est légèrement supérieure à celles des métasédiments ($1,3 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$).

- **Variation spatiale de la conductivité hydraulique et de la productivité des forages en fonction du profil d'altération**

Dans les granites, les métasédiments et les métavolcanites, la variation spatiale de la conductivité hydraulique et de la productivité (débit spécifique) des forages est influencée à la fois par l'épaisseur des couches du profil d'altération, et par la topographie. L'analyse de ces deux paramètres sur les trois blocs diagrammes relève que:

- D'Ouest en Est, sur chacun des trois profils, l'épaisseur de la *couche fissurée* croît progressivement. Dans les zones topographiquement basses, la conductivité hydraulique croît avec l'épaisseur de la couche *allotérite* dans les granites et les métasédiments. En revanche, dans les métavolcanites, la conductivité hydraulique décroît lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* augmente. Dans les zones de moyennes et fortes altitudes, la conductivité hydraulique évolue de façon similaire dans les granites et les métavolcanites. En effet, dans ces deux formations, la forte conductivité hydraulique est attribuée à l'importance de la *couche fissurée*. Au contraire, dans les métasédiments, lorsque la couche *allotérite* est de faible épaisseur, la conductivité hydraulique est inversement proportionnelle à l'épaisseur de la *couche fissurée*.

- Toujours suivant la direction Ouest-Est, la productivité (débit spécifique) des forages et la conductivité hydraulique évoluent en sens opposé. En effet, les forages qui recoupent la couche *fissurée*, montrent des débits spécifiques relativement faibles. Dans les métavolcanites au contraire, lorsque la conductivité hydraulique augmente, le débit spécifique augmente également.

Enfin, dans les métasédiments, la productivité des forages évolue avec la conductivité hydraulique de deux façon distinctes : (i) dans les endroits topographiquement bas, la productivité des forages est proportionnelle à l'épaisseur de la couche *allotérite* et augmente lorsque la conductivité hydraulique augmente; (ii) en Dans les zones topographiquement planes, la productivité des forages est proportionnelle à l'épaisseur de la couche *fissurée*.

- Du Sud au Nord, sur chacun des profils, l'épaisseur de la *couche fissurée* varie peu et la conductivité hydraulique est essentiellement influencée par les variations d'épaisseur de la couche *allotérite*.

- Dans les granites, et dans les zones topographiquement basses, la conductivité hydraulique croît lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* augmente. Au contraire, dans les versants et les endroits topographiquement hauts, la conductivité hydraulique décroît lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* augmente.

- Dans les métasédiments et les métavolcanites, la conductivité hydraulique est inversement proportionnelle à l'épaisseur de la couche *allotérite*.

- Pour chacun de ces trois profils, la productivité augmente lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* diminue, excepté pour les granites dans les zones topographiquement hautes où la productivité évolue proportionnellement à l'épaisseur de la couche *allotérite*.

IV.3 Modélisation numérique des écoulements dans le bassin de Dimbokro

L'hydrogéologie peut se définir comme l'étude des systèmes d'écoulement souterrain, leur distribution et leur interaction (Kiraly, 1978). Un système d'écoulement souterrain se caractérise par un exutoire, une région d'écoulement (partie saturé du milieu ou nappe proprement dite) et une région d'alimentation (surface topographique à partir de laquelle les eaux météoriques arrivent à la région d'écoulement). Toth (1962) définit le système d'écoulement souterrain comme un exutoire relié à une aire d'alimentation par des lignes de courant. Pour rendre compte de ces lignes de courant, il faut disposer d'une loi physico-mathématique décrivant l'écoulement.

L'écoulement est décrit en tout point de l'aquifère par la loi physico-mathématique générale suivante (Eq.4.3):

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} + \text{div } q = Q \quad (\text{Eq.4.3})$$

Avec

$$q = -K \cdot \text{grad}h \quad (\text{Eq.4.4})$$

Où S_s l'emmagasinement spécifique [L^{-1}], h le potentiel hydraulique [L], t le temps [T], q la vitesse de Darcy [LT^{-1}] et Q un terme de source éventuel (alimentation ou prélèvement à l'intérieur de l'aquifère) [T^{-1}].

En régime permanent, l'équation Eq.4.3 devient:

$$\text{div}(-K \cdot \text{grad}h) = Q \quad (\text{Eq.4.5})$$

Il s'agit de l'équation de diffusivité qui fourni en tout point d'un domaine d'étude la valeur d'un potentiel hydraulique:

$$h = \frac{P}{\rho g} + z \quad (\text{Eq.4.6})$$

Où P est la pression [$ML^{-1}T^{-2}$], ρ la masse volumique en un point [ML^3], g l'accélération de la pesanteur [LT^{-2}] et z l'altitude [L]

A partir de la valeur du potentiel, il est possible d'en déduire l'expression d'une ligne de courant (gradient du potentiel hydraulique $grad h$) et ainsi de reconstituer la distribution des lignes de courant.

Pour résoudre cette équation de diffusivité qui décrit l'écoulement saturé en régime permanent, il faut disposer d'un domaine d'étude, de conditions aux limites et de caractéristiques physiques, ces dernières se restreignant dans le cas d'un écoulement permanent à un champ de perméabilité (ou conductivité hydraulique K). Il faut en outre disposer d'une technique de résolution. En l'occurrence, la gamme des techniques se résume à des méthodes analytiques ou à des méthodes numériques. Si le problème est complexe, alors le choix se porte tout naturellement sur une méthode numérique, seule capable d'appréhender un domaine aux formes complexes. Les deux grandes familles de méthodes numériques sont la technique des différences finies et celle des éléments finis. En l'occurrence dans ce travail, nous avons choisi la technique des éléments finis telle qu'elle est implémentée dans le logiciel Feflow.

A partir de la compilation d'informations géologiques et hydrogéologiques recueillies dans le bassin de Dimbokro, le système d'écoulement souterrain dont le fleuve Nzi constitue l'exutoire principal est construit (il existe autant de système d'écoulement qu'il y a de puits, mais l'influence de chacune des zones de capture qui constitue le système d'écoulement est de très faible superficie au regard du système dont le fleuve constitue l'exutoire). Ce système d'écoulement vise à définir la dynamique de l'écoulement régional et à estimer quantitativement les paramètres hydrodynamiques des aquifères du bassin de Dimbokro.

La démarche de modélisation fait appel à des hypothèses qui conduisent à une représentation très simplifiée de la réalité complexe. A cette fin, deux approches de modélisation sont adoptées : (i) approche *milieu continu équivalent* dans laquelle les différentes couches du modèle sont supposées homogènes et isotropes. Même si cela n'est certainement pas le cas dans la réalité, l'ajustement des données de pompage au modèle de Theis (hypothèse de milieu homogène et isotrope) pourrait sous-tendre cette hypothèse. Dans

cette approche, les fractures du socle sont supposées inexistantes et l'aquifère est considéré saturé et captif; (ii) approche *milieu continu discrétisé* (ou *milieu discret/continu*) avec prise en compte discrète de la fracturation, dans laquelle les différentes couches du modèle sont supposées homogènes et isotropes et les fractures verticales qui affectent le socle (cartographiées et validées dans les chapitres II et III) sont introduites de façon discrète, dans le milieu qui est toujours considéré saturé et captif.

Cette double approche de modélisation de l'écoulement dans le bassin de Dimbokro a pour objectif d'estimer et éventuellement de quantifier l'effet des accidents régionaux sur l'écoulement qui, dans les deux modèles, est simulé en régime permanent. Cette hypothèse est soutenue par le fait que les flux entrants (recharge) et sortants (prélèvements, perte à l'exutoire etc.) du système restent sensiblement identiques tout au long de l'année et sous des conditions d'équilibre à long terme (Nastev et al. 2005), bien que l'aquifère soit en régime transitoire, comme l'illustrent les variations saisonnières de la piézométrie.

Cette modélisation numérique de l'écoulement dans le bassin de Dimbokro est un processus interactif dont les principales étapes sont présentées dans la figure 4.21.

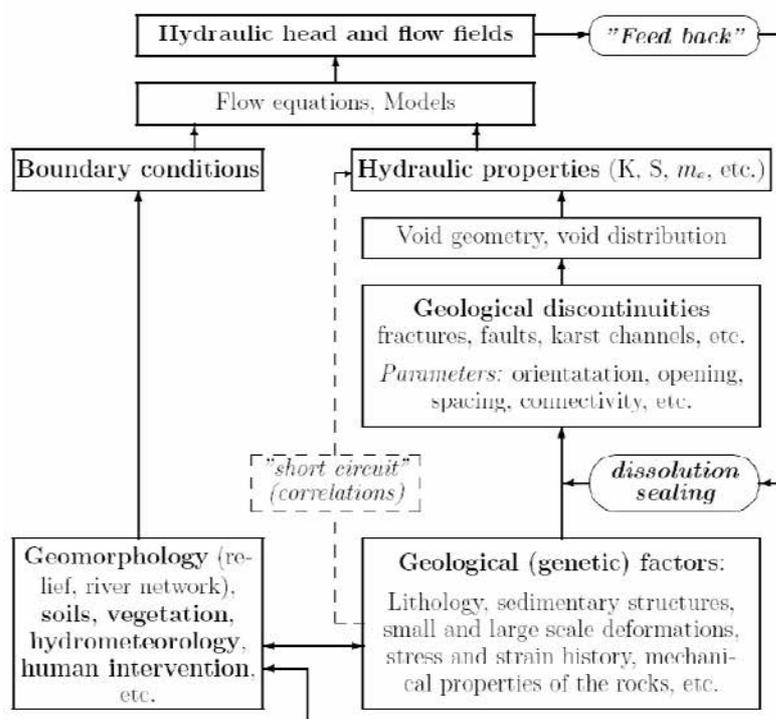


Fig.4. 21 Schémas des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique (Kiraly, 1978).

IV.3.1 Géométrie du modèle et conditions aux limites

L'extension latérale du modèle est celle de la limite du bassin de Dimbokro qui couvre une superficie de 6 300 km². La construction du modèle 3D (Fig.4.22) est faite en ajoutant une composante verticale z au modèle 2D. Cette composante z permet de prendre en compte les épaisseurs des différentes couches de l'aquifère.

Verticalement, le modèle est constitué de trois (3) couches superposées dont les limites supérieures (toit) et inférieures (base) sont construites à partir des blocs diagrammes 3D présenté dans la section IV.1. L'épaisseur de chaque couche n'est pas uniforme à l'échelle du bassin. Elle varie à la fois en fonction de la topographie et en fonction du type de formation géologique (granites, métavolcanites ou métasédiments). Sur la base des modèles géologiques et hydrogéologiques décrits dans les paragraphes précédents, nous avons considéré une structuration de l'aquifère suivant 3 couches :

(i) **Une couche altérite.** Le toit de cette couche constitue la surface topographique et sa base correspond également au toit de la couche fissurée sous jacente. Son épaisseur moyenne est de 10, 60 et 80 m respectivement sur granites, métasédiments et métavolcanites

(ii) **une couche fissurée.** Son sommet est la base de la couche d'altérite sus jacente et sa base constitue le toit du socle sain. Son épaisseur moyenne est de 7 m sur granite et de 20 m sur métavolcanite et métasédiment;

(iii) **le socle sain.** Son épaisseur est fixée de façon arbitraire à 200 m compte tenu de son caractère infini.

A partir des blocs diagrammes proposés dans les paragraphes précédents, la géométrie 3D du toit des altérites (ou topographie), du toit de la couche fissurée, et du toit du socle sain sont intégrés dans le modèle, alors que le mur du socle sain est considéré de façon arbitraire.

Dans l'approche *milieu continu discrétisé*, les fractures régionales subverticales ont été introduites de façon discrète dans le socle sain (Fig.4.23).

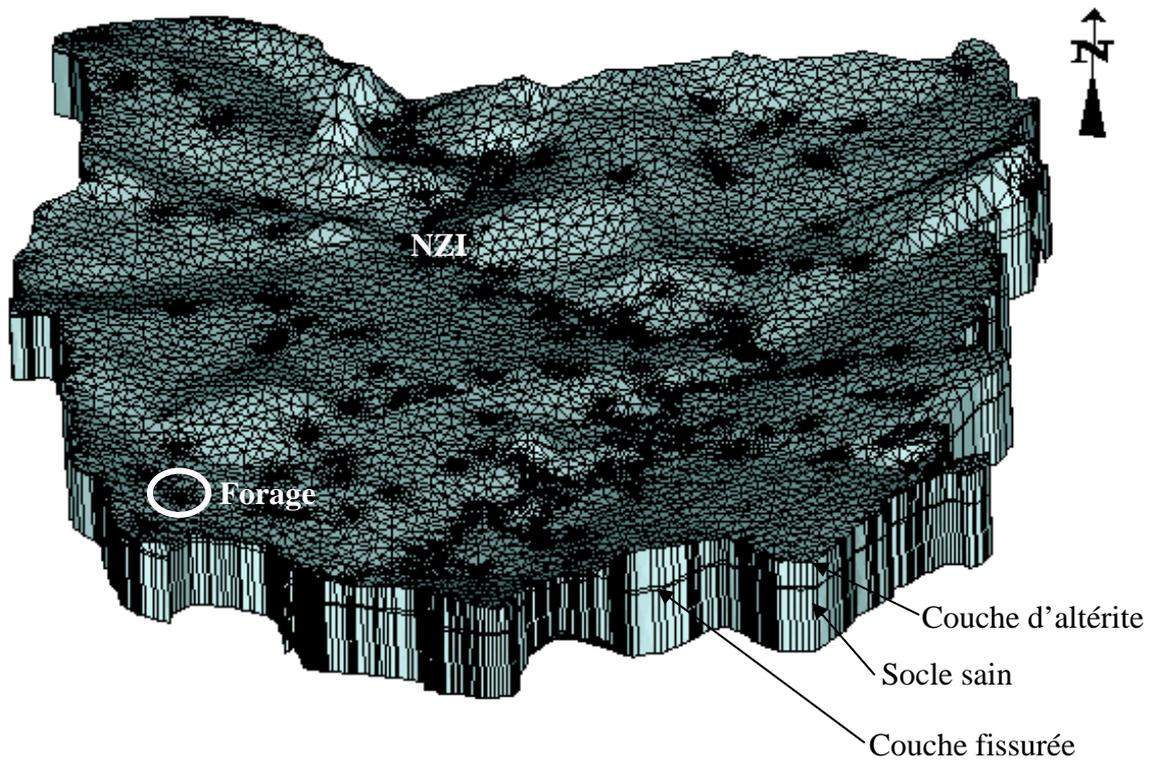


Fig.4. 22 Modèle 3D des différentes couches composites de l'aquifère du bassin de Dimbokro.

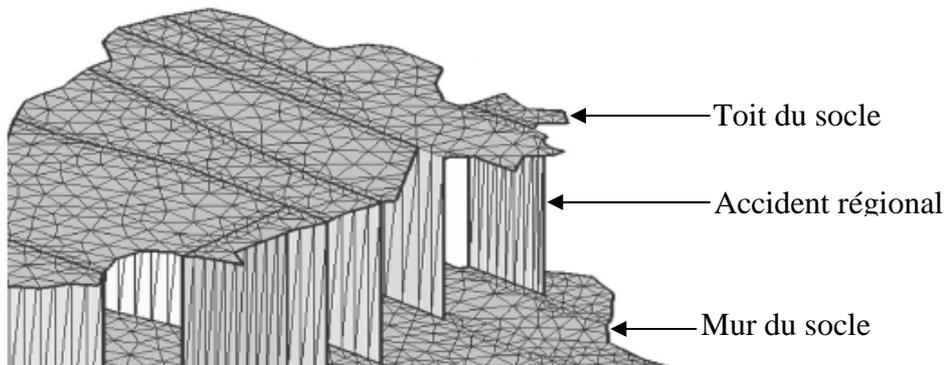


Fig.4. 23 Fractures régionales introduites dans le socle.

Les limites latérales du modèle, qui correspondent également aux limites du bassin de Dimbokro (lignes de partage des eaux), sont des limites à flux nul. Le fleuve Nzi correspond à une limite de troisième type ou condition de Cauchy. Il s'agit d'un potentiel imposé sur le fleuve et d'un facteur de colmatage du lit du fleuve (coefficient de transfert) qui exprime la relation de flux qui existe entre la rivière et l'aquifère (on remarquera que cette condition

revient à une condition du premier type (potentiel imposé) dès lors que le lit du fleuve n'est pas colmaté). Au niveau du fleuve, le potentiel hydraulique varie de façon linéaire. Sa variation est obtenue à partir de l'interpolation 1D des cotes du plan d'eau, mesurées en différents endroits du fleuve.

Les différents forages présents sur le bassin constituent une condition de quatrième type (condition de puits).

IV.3.1.2 Caractérisation de la piézométrie du bassin

La résolution de l'équation de diffusivité fournit un champ de potentiels qui permet d'établir une carte que l'on appellera "piézométrie calculée" ; celle-ci sera confrontée à une carte piézométrique de référence (ou piézométrie mesurée), et lorsque les deux cartes ne sont pas concordantes, cette confrontation aboutit à la révision du modèle.

L'établissement de la carte piézométrique de référence fait appel à l'hypothèse selon laquelle les niveaux piézométriques mesurés sont représentatifs de la surface piézométrique aux environs du point considéré (Tripet, 1972). Depuis le début des années 1970, date de réalisation des premiers forages d'hydraulique villageoise jusqu'à nos jours, aucune carte piézométrique du bassin de Dimbokro n'a été réalisée. L'imprécision des cartes topographiques disponibles et la rareté des bornes altimétriques réalisées dans les années 60 par l'Institut de Géographie National (IGN) ne permettent pas un référencement altimétrique commun et incontestable des ouvrages. Par conséquent, il serait pratiquement impossible d'établir une carte piézométrique fiable du bassin.

Afin de disposer d'une carte piézométrique représentative de la piézométrie en période de basses eaux, une campagne de mesures du niveau d'eau dans les forages a été effectuée en avril 2008 à la fin de la saison sèche. Sur le terrain, la mesure du niveau d'eau est faite à l'aide d'une sonde manuelle, et de préférence sur des forages abandonnés ou dans lesquels les pompes sont en panne. La cote de l'eau dans les différents forages est ensuite obtenue à partir des données altimétriques issues du positionnement GPS différentiel pour les différents forages du bassin (Fig.4.24).

- **Les prélèvements.** Ils correspondent à la quantité d'eau prélevée pour l'alimentation en eau potable des populations. Ces prélèvements dans des forages issus de campagnes d'hydraulique villageoise, sont réalisés, soit au moyen de pompes à motricité humaine dont le débit d'exploitation est en moyenne de $2 \text{ m}^3/\text{j}$, soit au moyen de pompes électriques dont le débit d'exploitation varie entre 15 et $300 \text{ m}^3/\text{j}$.

- **Les flux d'entrée et de sortie à travers le fleuve.** L'aquifère associé à la zone d'étude encore appelée *bassin de Dimbokro* n'est pas un système hydrogéologique clos. Dans ce bassin hydrogéologique, le fleuve Nzi constitue un flux entrant au nord, alors draine l'aquifère durant toute sa traversée du bassin, ce qui a pour conséquence un flux sortant au sud du bassin (exutoire du système hydrogéologique) plus important que le flux entrant au nord.

IV.3.3 Paramètres hydrodynamiques

En régime permanent, la conductivité hydraulique demeure le seul paramètre de l'aquifère qui va avoir une influence sur le champ de potentiel hydraulique et les écoulements (le coefficient d'emménagement n'est pas pertinent dans ce cas). Dans un premier temps, nous considérons les conductivités hydrauliques des différentes couches qui ont été estimées à partir de l'interprétation des essais de pompages dans les différents forages du bassin de Dimbokro.

L'anisotropie de la conductivité hydraulique de l'aquifère n'a pu être prise en compte dans la détermination du système d'écoulement souterrain en utilisant les données d'essai par pompage issues des campagnes d'hydraulique villageoise, en raison du temps de pompage très court (cf. section IV.2). Par conséquent, les composantes de la conductivité hydraulique suivant les trois (3) directions (x, y, z) de l'espace sont supposées identiques dans les différentes couches de l'aquifère.

Pour les deux premières couches du modèle (couche *altérite* et couche *fissurée*), quatre zones de conductivité hydraulique sont définies et considérées pour la modélisation (Fig. 4.25). Celles-ci sont associées aux formations géologiques des granites, des métavolcanites, des métasédiments ou encore à certaines zones où ces différentes formations coexistent.

Dans l'approche *milieu continu équivalent*, une valeur de conductivité hydraulique homogène, en moyenne 1000 fois inférieure à celles des deux couches sus-jacentes, est affectée au socle.

Dans l'approche *milieu continu discrétisé* les mêmes paramètres hydrodynamiques que dans l'approche sont considérés pour les différentes couches, mais les fractures régionales sont introduites dans le socle de manière discrète. Les conductivités hydrauliques des fractures sont ensuite spécifiées en fonction de la nature géologique de la formation dans laquelle elles se trouvent.

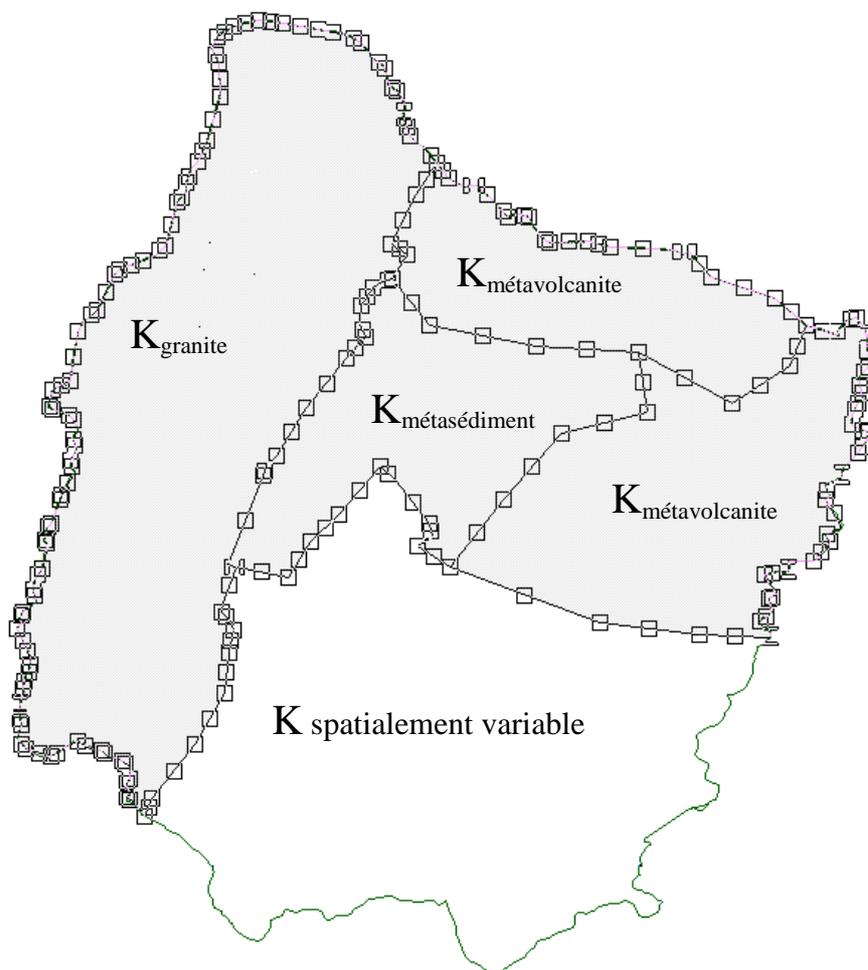


Fig.4. 25 Représentation des différentes zones de conductivité hydraulique distincte, considérées dans le modèle numérique.

IV.3.4 Modèle numérique

Le modèle numérique d'écoulement est développé avec le logiciel FEFLOW 5.4 (Finite Element subsurface FLOW system). C'est un logiciel interactif de modélisation de l'écoulement, du transport de masse (transport réactif avec plusieurs espèces) et de chaleur dans les aquifères variablement saturés, en régime permanent ou transitoire. FEFLOW est approprié au développement de modèles dont l'architecture est complexe et dispose d'une interface de communication sophistiquée avec les applications SIG (ArcInfo, ArcView et ArcGIS).

IV.3.4.1 Discrétisation spatiale (maillage)

Après la définition des limites du domaine de modélisation (la géométrie ne change pas dans le temps), le développement du modèle numérique commence par la discrétisation spatiale du domaine. Le maillage est constitué d'éléments finis prismatiques, iso-paramétrique à 6 nœuds (en 3D). La figure 4.26 montre le maillage du domaine vu en plan.

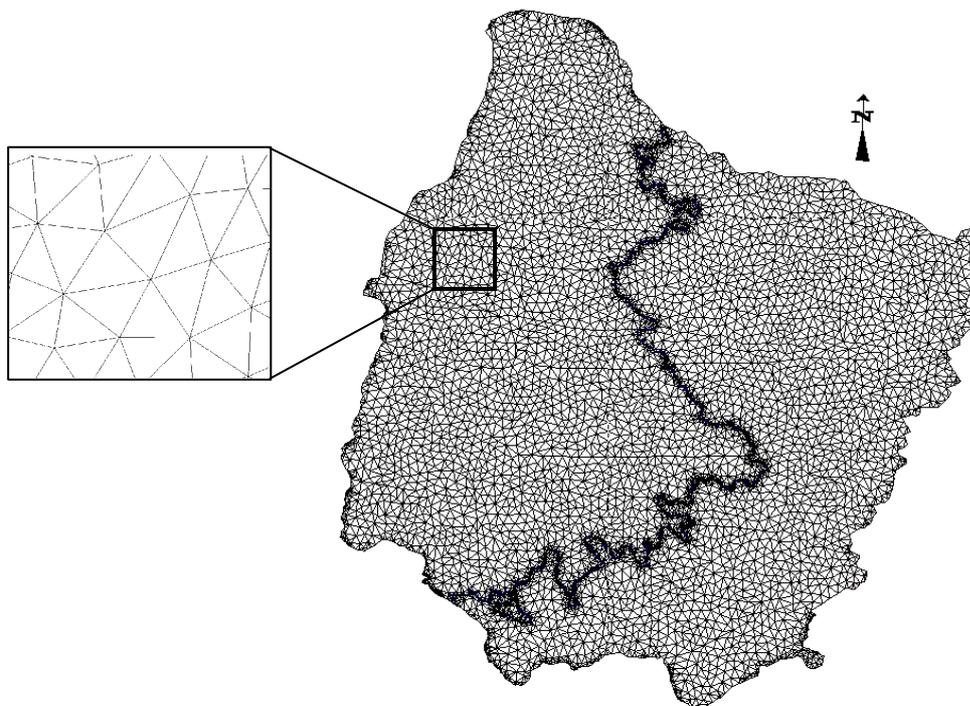


Fig.4. 26 Domaine d'étude maillé à l'aide d'éléments prismatiques vu en plan (seul le triangle de la face supérieure du prisme est visible).

IV.3.4.2 Simulation numérique

Une fois spécifiées les différentes conditions aux limites et les propriétés hydrodynamiques des différentes couches, la simulation numérique se décompose suivant deux phases :

(i) La première phase de simulation est basée sur l'approche *milieu continu équivalent* et isotrope. Pour la première couche du modèle (couche *altérite*), les conductivités hydrauliques sont fixées à $K=4,7 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ pour les formations granitiques et métasédimentaires, alors qu'elle est fixée à $K= 5,6 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ pour les formations de métavolcanites. Pour la seconde couche du modèle (couche *fissurée*) la conductivité hydraulique est fixée à $K= 4,4 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 6 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 9,7 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ pour les formations granitiques, métasédimentaires et de métavolcanites respectivement. Dans le domaine du bassin constitué d'un mélange de métasédiments et de métavolcanites, la valeur de conductivité hydraulique des différentes couches est définie à partir de l'interpolation des différentes valeurs de conductivité des métasédiments et des métavolcanites. La conductivité hydraulique de la troisième couche (socle) est fixée à $K= 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$.

(ii) La seconde phase de simulation se différencie de la première par l'introduction de fractures verticales 2D dans la troisième couche (socle) sur la base des accidents majeurs identifiés lors de l'analyse d'image Radar. Les valeurs de conductivité hydraulique attribuées aux accidents majeurs sont les moyennes (géométriques) de conductivités hydrauliques associées aux forages qui captent ces accidents majeurs suivant les domaines des granites, des métasédiments et des volcanites. (Fig.2.27).

(iii) Le maillage est affiné autour des fractures et les valeurs de conductivité hydrauliques des fractures sont de $K= 4,4 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 4,1 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ et $K= 3,5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ lorsque celles-ci se situent en domaine granitique, métasédimentaire et de métavolcanite respectivement. La conductivité hydraulique des fractures qui traversent le domaine constitué de métasédiment et de métavolcanite est de $K= 1,19 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$, valeur estimée à partir de la moyenne géométrique des conductivités des fractures traversant les métasédiments et les métavolcanites.

Dans les deux cas, il est supposé que le lit du fleuve n'est pas colmaté et l'échange entre l'aquifère et le fleuve se fait avec la couche fissurée.

Dans chacune des phases, une première simulation est réalisée avec les conductivités hydrauliques calculées et une recharge de 58 mm/an (soit 5% de la pluie moyenne sur le bassin).

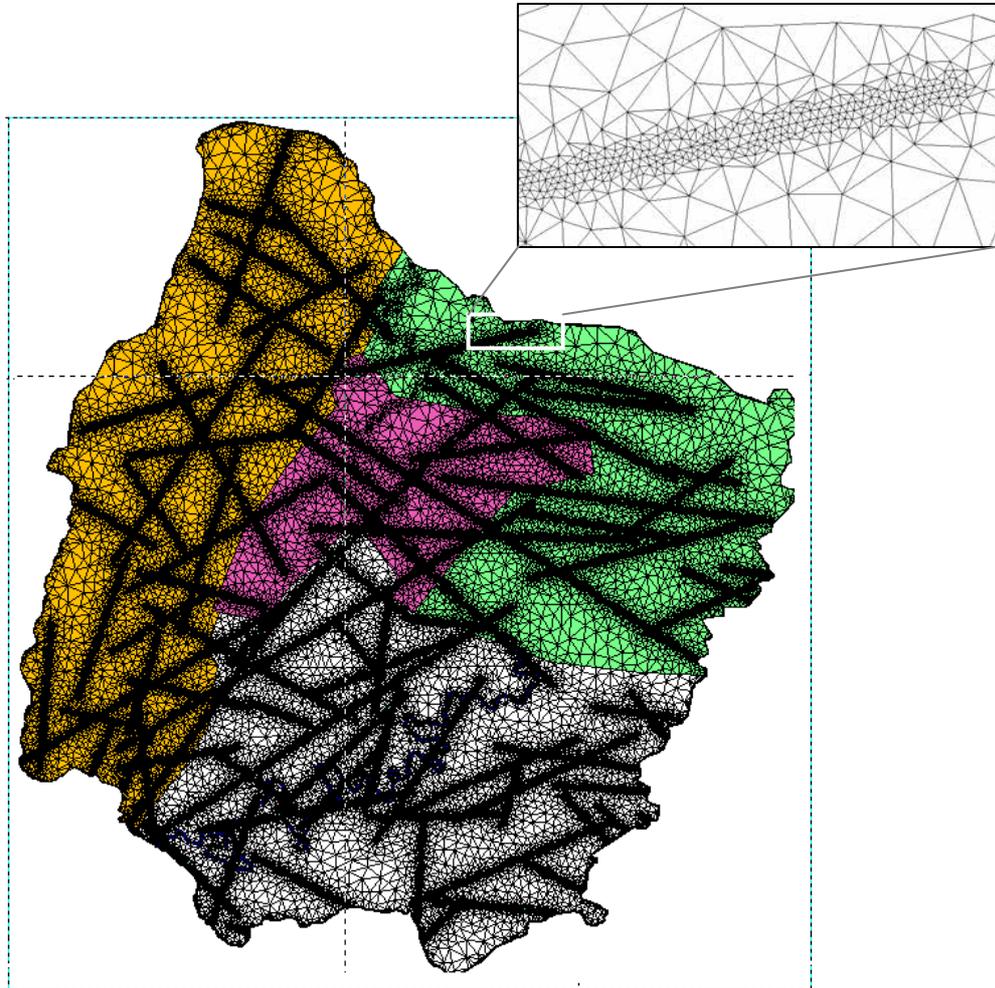


Fig.4. 27 Fractures introduites dans la troisième couche du modèle suivant les domaines géologiques (vue en plan).

IV.3.5 Estimation des propriétés hydrodynamiques régionaux de l'aquifère du bassin de Dimbokro

IV.3.5.1 Piézométrie mesurée

La mesure de la cote piézométrique dans les forages en panne ou non pompé au moment de la mesure montre que les directions d'écoulement déduites de la géométrie de la surface piézométrique (Fig.4.28) et la comparaison des cartes piézométriques avec le modèle

numérique d'altimétrie (Fig.4.29) indiquent que la topographie régionale influe sur l'écoulement des eaux souterraines. L'aquifère s'écoule vers le fleuve Nzi qui joue le rôle d'un drain permanent. On constate que les isopièzes recourent indifféremment les domaines volcanosédimentaire et granitiques. En certains endroits (partie nord est et sud ouest du bassin) de la carte piézométrique, des « dômes » sont signalés. Ces « dômes » piézométriques résultent vraisemblablement de la topographie puisque, les endroits où ils sont signalés correspondent également à des « dômes » topographiques.

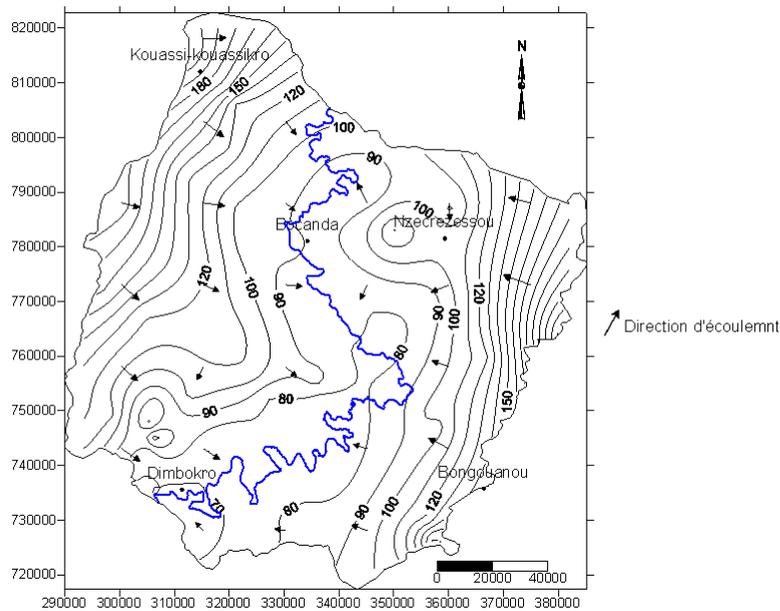


Fig.4. 28 Carte piézométrique (Avril 2008) interpolée à partir des différentes mesures réalisées dans les forages et de la mesure de la cote altimétrique du fleuve.

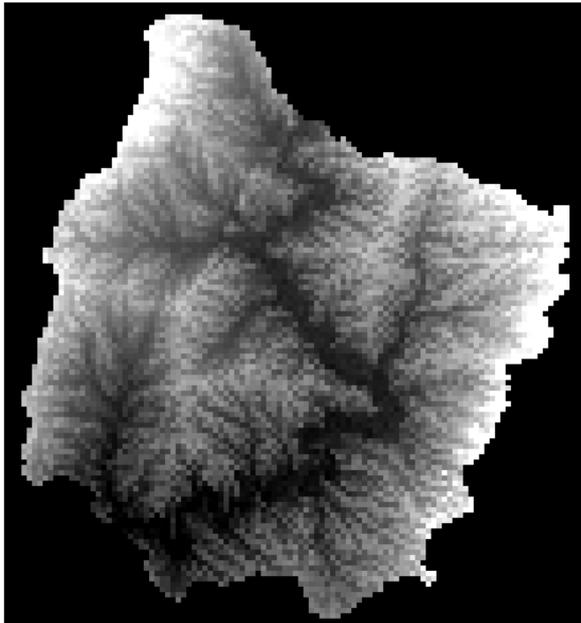


Fig.4. 29 Modèle numérique altimétrique du bassin de Dimbokro (source: °ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov).

IV.3.5.2 Ajustement des modèles

L'ajustement des modèles est effectué en comparant la piézométrie issue de la simulation à la piézométrie mesurée sur le terrain. Lorsque celles-ci ne coïncident pas lors d'une première simulation, d'autres simulations sont réalisées en modifiant la conductivité hydraulique et/ou la recharge jusqu'à l'obtention d'une piézométrie proche de la piézométrie mesurée.

Dans les simulations réalisées avec les modèles *milieu continu équivalent* et *milieu continu discrétisé*, les conductivités hydrauliques estimées à partir de l'interprétation des essais par pompage ne permettent pas de reproduire la piézométrie mesurée. Quelle que soit la valeur de la recharge, aussi faible soit elle, les charges simulées sont largement supérieures aux charges mesurées. Cette disparité peut s'expliquer par un effet d'échelle, la perméabilité équivalente à l'échelle régionale n'étant pas nécessairement capturée à l'échelle locale lors de la réalisation puis de l'interprétation de l'essai par pompage.

Les ajustements entre les charges simulées et les charges mesurées des modèles *milieu continu équivalent* (Fig.4.30) et *milieu continu discrétisé* (Fig.4.31) sont obtenus avec des conductivités hydrauliques 1000 fois supérieures à celles estimées à l'aide de l'interprétation des essais par pompage. Ainsi, les conductivités hydrauliques de la première couche (*altérite*) qui sont de $K= 4,7 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ pour les domaines de granite et de métasédiment et de $K=$

$5,6 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$ pour le domaine des métavolcanites passent à $K= 4,7 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ et $K= 5,6 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ respectivement. Les conductivités hydrauliques de la deuxième couche (*couche fissurée*) qui sont de $K= 4,4 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 6 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 9,7 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ respectivement pour les domaines de granites, de métasédiments et de passent à $K= 4,4 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 6 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et $K= 9,7 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ respectivement. Quant aux fractures comprises dans la troisième couche (Socle) dans le modèle *continu discrétisé*, elles présentent également un effet d'échelle de l'ordre de 1000. Ainsi, les conductivités hydrauliques considérées dans le modèle *continu discrétisé* sont $K= 4,4 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 4,1 \times 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$ et $K= 3,5 \times 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$ respectivement, pour les domaines de granites, de métasédiments et de métavolcanites.

La recharge annuelle permettant d'ajuster les charges simulées et les charges mesurées dans les deux modèles est de 24 mm (environ 3% de la pluie totale annuelle). Cette recharge très inférieure à la valeur de 58 mm proposée par Kouassi (2007), est en adéquation avec les données hydroclimatiques du bassin qui montrent un excédent du bilan hydrologique (Pluie-ETR) très faible.

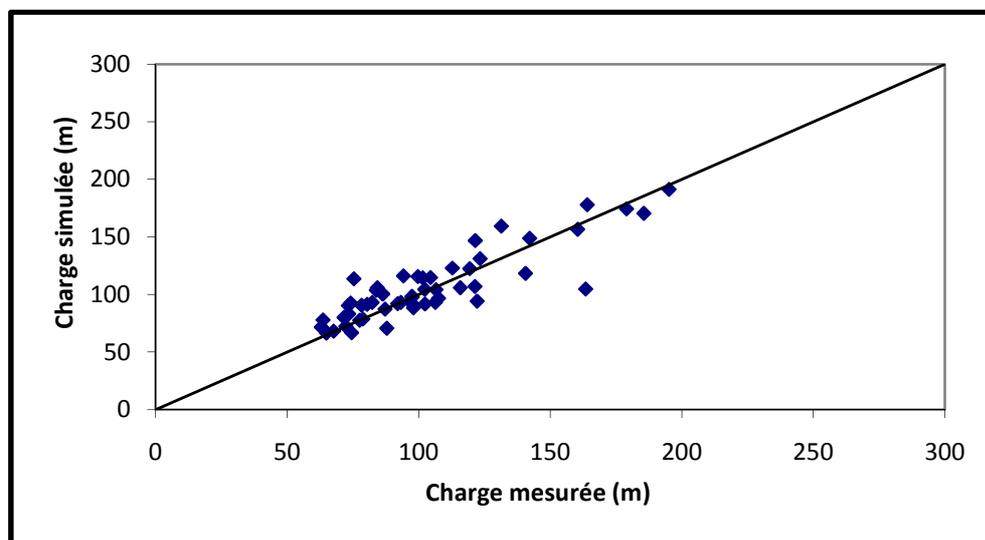


Fig.4. 30 Approche *milieu continu équivalent* : charges simulées vs. charges mesurées au niveau des forages d'observation.

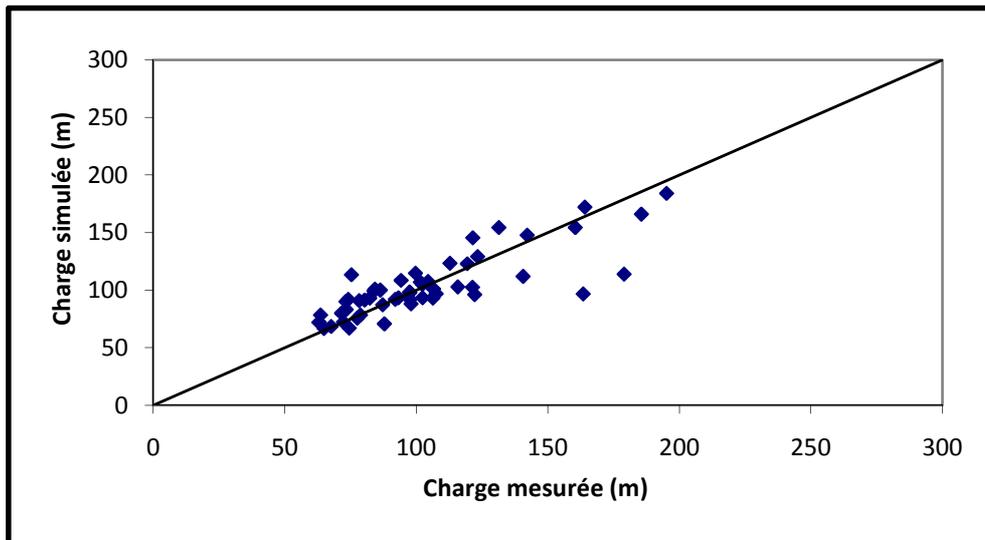


Fig.4. 31 Approche *milieu continu discrétisé* : charges simulées vs. charges mesurées au niveau des forages en panne servant de points d'observation.

Les compilations des mesures hydrauliques réalisées dans les roches cristallines montrent une augmentation de la conductivité hydraulique, de l'échelle du laboratoire à l'échelle du puits puis à l'échelle régionale (Bour & Davy, 1998). Parmi les causes possibles qui peuvent expliquer cet effet d'échelle, Clauser (1992) propose que le volume de roche sollicité dans les tests hydrauliques (dont la conductivité peut être contrôlée par les fissures et les fractures) augmente avec l'échelle du domaine. Dans le cas des fractures du socle, une hypothèse probable de cet effet d'échelle serait la position du forage (dont les données par essai de pompage sont utilisées pour estimer la conductivité hydraulique de la fracture) par rapport à la fracture qu'il capte. En effet, dans le chapitre précédent (chapitre III) il a été démontré que la distance entre le forage et la fracture est inversement proportionnelle au débit du forage. Plus le forage est près de la fracture, plus est important son débit. En se référant à cela, la conductivité hydraulique d'une fracture déterminée à partir des essais par pompage reflétera la valeur de conductivité propre à la fracture lorsque le forage est le plus près possible de la fracture.

Les figures 4.32 et 4.33 illustrent la piézométrie simulée et mesurée dans les deux modèles. Dans le domaine granitique (Ouest du bassin), la piézométrie simulée est proche de la piézométrie mesurée à l'exception du sud du domaine granitique où la piézométrie simulée est supérieure à la piézométrie mesurée. De plus, le dôme piézométrique observé sur la carte et issu de la régionalisation de la piézométrie mesurée, n'est pas reproduit par les modèles. En

effet, si l'hypothèse d'un milieu continu homogène semble être adaptée aux autres parties du domaine granitique, elle ne semble pas l'être dans la partie sud, d'avantage fracturé avec une densité importante de fractures. Dans la partie sud du domaine granitique, l'obtention de charges simulées supérieures aux charges mesurées indique une sous-estimation des conductivités hydrauliques dans cette zone de l'aquifère. A la limite Est des modèles, précisément dans le domaine des métavolcanites, les charges simulées sont largement inférieures aux charges mesurées, mais le *dôme* piézométrique signalé sur la carte issue de l'interpolation des charges mesurées, est également perceptible sur la carte issue de l'interpolation des charges simulées dans le modèle *milieu continu équivalent*. Dans le domaine des métavolcanites et plus précisément à la limite Est du bassin, les faibles charges simulées sont dues à une surestimation des conductivités hydrauliques.

Du fait de la faible profondeur de la surface piézométrique, le domaine des métavolcanites (limite Est du bassin) pourrait être une zone de recharge préférentielle relativement plus importante que les autres domaines du bassin, ce que tend d'ailleurs à confirmer l'interprétation hydrodynamique basée sur les teneurs en isotopes stables de l'eau (^{18}O et ^2H). (Cf. chapitre III)

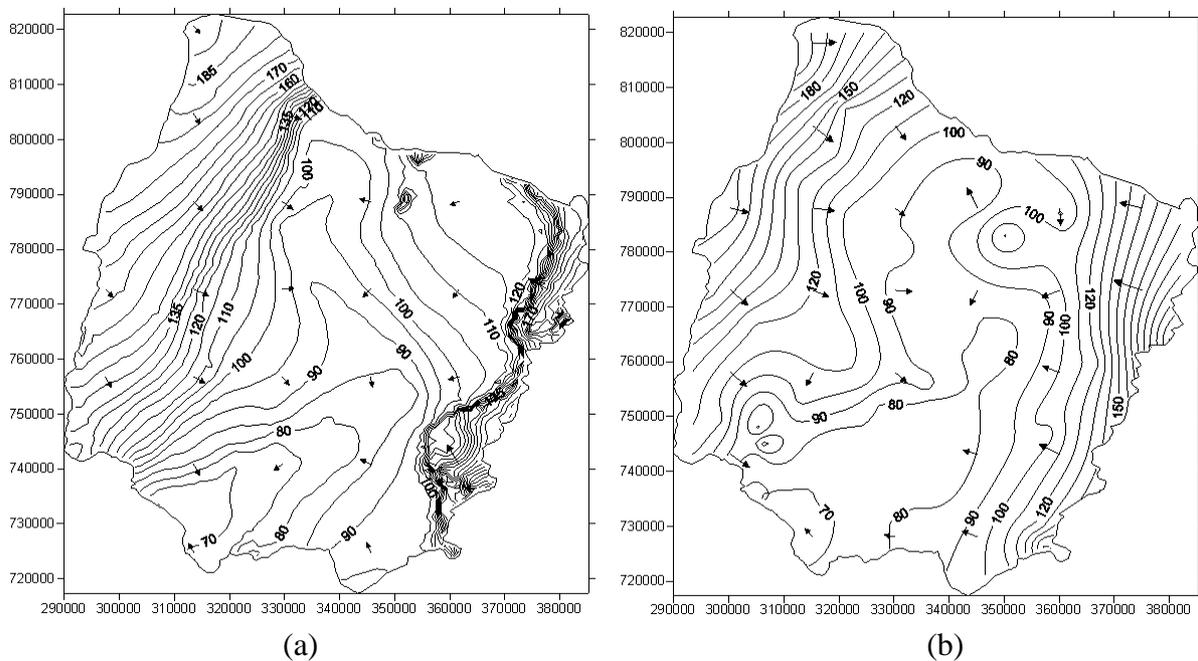


Fig.4. 32 Approche milieu continu équivalent : cartes issues de l'interpolation des charges simulées (a) et des charges mesurées (b).

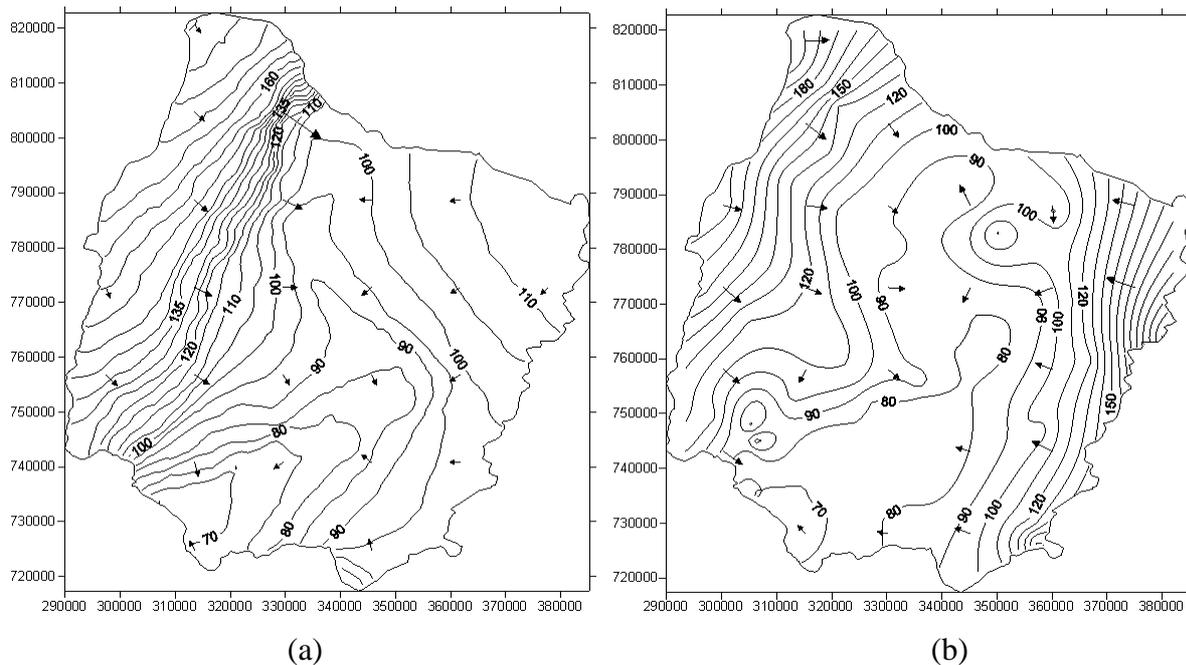


Fig.4. 33 Approche milieu continu discrétisé : cartes issues de l'interpolation des charges simulées (a) et des charges mesurées (b).

IV.3.6 Bilans de masse

Dans les deux phases de la simulation, la qualité des ajustements est appréciée à la fois par le calcul des écarts entre les charges simulées et mesurées dans les forages d'observation et par le bilan de masse. L'écart quadratique moyen entre les charges simulées et les charges mesurées est respectivement de 16 m l'approche *milieu continu équivalent*) et de 18 m pour l'approche *milieu continu discrétisé* (modèle avec les fractures discrètes dans le socle). Pour les deux approches, les ajustements entre charges simulées et charges mesurées sont quasiment identiques, bien que les charges simulées dans le domaine des métavolcanites (limite Est du bassin) se démarquent davantage de la droite d'équilibre pour l'approche *milieu continu discrétisé*.

Le tableau 4.4 présente les bilans de masses obtenus pour chacune des deux approches de simulation. L'infiltration spatialisée constitue le seul type de recharge de l'aquifère. Le drainage de l'aquifère se fait essentiellement au travers du cours d'eau Nzi. En régime permanent, les quantités d'eau qui entrent dans le modèle doivent être identiques à celles qui en sortent, le modèle étant d'autant plus robuste que l'équilibre ou le déséquilibre du bilan est expliqué.

Pour toutes les séries de simulations réalisées pour l'approche *milieu continu équivalent*, le bilan montre un excédent journalier de l'ordre de $K = 7 \times 10^3 \text{ m}^3$ (tableau 4.4) alors que le bilan devrait être équilibré (somme des entrées = somme des sorties dans le modèle) puisque l'écoulement est simulé en régime permanent. Si ce bilan est réellement justifié, une probable augmentation du niveau d'eau dans l'aquifère du bassin serait constatée au fil des années. Pour vérifier cela, la comparaison de la carte piézométrique du sud bassin (Fig.4.34) réalisée par Lenck (1977) il y a plus de 30 ans (en déterminant l'altitude des forages à partir des cartes topographique) est comparée à la carte piézométrique réalisée en 2008. Cette comparaison ne semble pas indiquer une augmentation du niveau d'eau dans l'aquifère du bassin. De plus, la pluie étant la recharge principale de l'aquifère, l'analyse des données hydroclimatiques des stations du bassin, mettant en évidence un déficit pluviométrique de 10% et une diminution du débit du Nzi à la station de Dimbokro de 40% à partir de 1968, ne semble pas justifier le déséquilibre constaté au niveau du bilan.

Dans le cadre de l'approche de modélisation *milieu continu discrétisé*, le déséquilibre constaté au niveau de la première phase (approche *milieu continu équivalent*) est résorbé par l'introduction des fractures du socle.

L'analyse du bilan de masse montre que l'équilibre ou le déséquilibre du bilan est provoquée par l'entrée d'eau au niveau de la limite nord du modèle. En effet, pour l'approche *milieu continu équivalent*, les couches étant relativement peu perméables, le drainage de l'aquifère vers le fleuve Nzi est peu important. Dans ces conditions, l'ajustement des potentiels hydrauliques simulés aux potentiels hydrauliques mesurés au niveau du fleuve génère une entrée d'eau importante au niveau de la limite nord qui augmente le niveau d'eau dans le fleuve afin que les valeurs des cotes du plan d'eau du fleuve dans le modèle soient proches de celles mesurées.

En revanche, pour l'approche *milieu continu discrétisé* (avec les fractures discrètes dans le socle), l'introduction de fractures associées à des conductivités hydrauliques relativement importantes, favorise le drainage de l'aquifère par le fleuve. Ce drainage va générer une augmentation du niveau d'eau dans le fleuve, afin que les valeurs des cotes du plan d'eau dans le modèle soient proches de celles mesurées. Dans ce cas, une entrée importante d'eau par la limite Nord du bassin ne sera pas occasionnée.

Tableau 4. 4 Bilan journalier en eau souterraine de l'aquifère régionale en fonction des deux approches de modélisation

Modèles	type de flux	flux entrant (+) m ³ /j	flux sortant (-) m ³ /j
<i>Milieu continu équivalent</i>	Limites	5.40E+04	-4.54E+05
	forages	0.00E+00	-1.01E+03
	Infiltration spatiale	4.09E+05	0.00E+00
	Déséquilibre	7.68E+03	
<i>Milieu continu discrétisé</i>	Limites	3.01E+04	-4.38E+05
	forages	0.00E+00	-1.10E+03
	Infiltration spatiale	4.09E+06	0.00E+00
	Déséquilibre		-1.64E+01

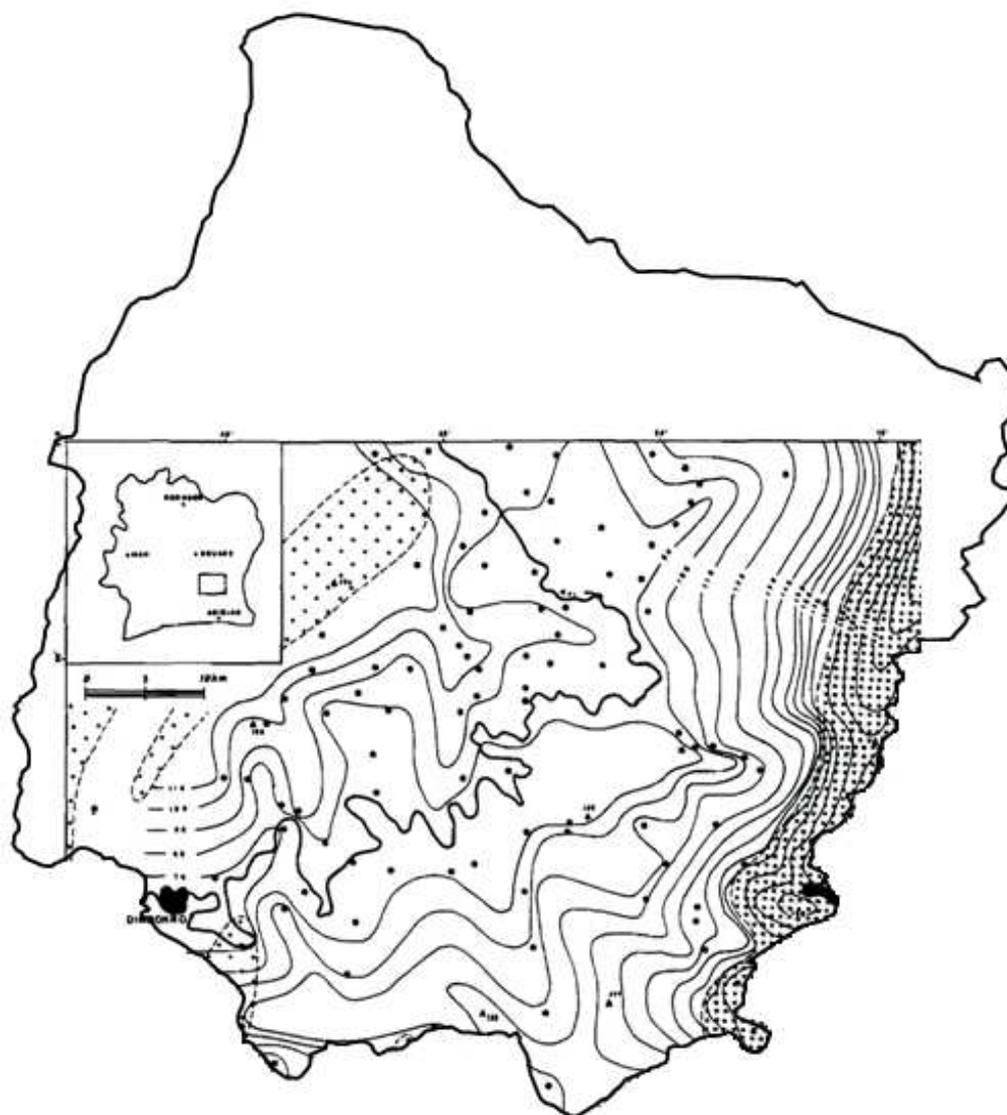


Fig.4. 34 Carte piézométrique de la partie sud du bassin de Dimbokro (d'après Lenck, 1977).

IV.3.7 Les limites du modèle

Le modèle numérique proposé n'est qu'une interprétation et une simplification de l'aquifère du bassin de Dimbokro. La modélisation de l'écoulement en régime permanent ne permet pas d'appréhender l'écoulement transitoire mais permet une reproduction de l'écoulement moyen. Les variations saisonnières de l'écoulement ainsi que d'autres variations telles que la variation spatiale et temporelle de la recharge, la variation des propriétés hydrodynamiques au sein des domaines de perméabilité définis sur le bassin ne sont pas pris en compte.

Conclusion

Les principaux résultats obtenus dans les trois sections du chapitre IV sont :

1) La caractérisation du profil d'altération des granites, métasédiments et métavolcanites dans le bassin de Dimbokro révèle que :

- Pour chacune des trois formations du bassin de Dimbokro, le profil d'altération présente la même structuration verticale, avec quatre couches distinctes, sous la couche *sol*. Le sommet et la base de chaque couche suivent plus ou moins la topographie récente mais l'épaisseur de chacune des couches n'est pas constante dans le bassin

- l'épaisseur du profil d'altération des granites (2 à 20 m) est plus faible que celle du profil d'altération des métasédiments (30 à 80 m), qui est elle-même plus faible que celle du profil d'altération des métavolcanites (40 à 100 m). Dans les métasédiments et les métavolcanites, le profil d'altération au dessus du socle sain, présente la même direction de schistosité (N40-50). La différence d'épaisseur entre les profils des trois types de formations est liée à : (i) l'aptitude au cuirassement de la roche en place (ou du profil d'altération associé), (ii) l'aptitude au démantèlement des profils d'altération cuirassés, qui dépend notamment de la tenue des altérites sous jacentes à la cuirasse (croûte ferrugineuse). La différence d'épaisseur entre les profils sur métasédiments et métavolcanites peut également être liée au fait que les métavolcanites correspondent à des zones de relief, où les croûtes ferrugineuses sont d'avantage développées que dans les métasédiments. Dans les métavolcanites, la résistance du profil d'altération au démantèlement est illustrée par la présence des différents types d'aplanissements cuirassés, témoins des différentes paléosurfaces mises en place du Moi-pliocène au Quaternaire récent. Contrairement aux métasédiments, les métavolcanites sont des zones de hauts reliefs avec des profils complets dus à la présence des croûtes ferrugineuses bien développées à leur sommet qui les protègent contre le démantèlement.

- Dans les granites, les couches *allotérite*, *isaltérite* et *fissurée* ont pratiquement les mêmes épaisseurs. Dans les métasédiments, l'épaisseur de la *couche fissurée* est plus faible que celle des couches *allotérite* et *isaltérite*, qui ont des épaisseurs similaires. Dans les métavolcanites, l'épaisseur de la *couche fissurée* est plus faible que celle des couches *allotérite* et *isaltérite* et a une épaisseur similaire à celle de la *couche fissurée* des

métasédiments. La *couche fissurée* dans chaque profil est dominée par des fissures horizontales. Dans les granites, le *socle sain fracturé* comprend une prédominance de fractures horizontales alors que dans les métasédiments et le métavolcanites, le *socle sain fracturé* est caractérisé par des fractures verticales intersectées par des discontinuités horizontales dues aux intrusions de veines de quartz.

2) Le profil d'altération à Dimbokro comparé aux modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram), montre que:

- Dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur des couches *allotérite* et *isaltérite* évoluent de façon inversement proportionnelle, de sorte que dans les endroits où l'épaisseur de la couche *allotérite* est importante, celle de la couche *isaltérite* est faible et vice versa; l'épaisseur respective de ces couches varie entre 2 et 5 m dans le bassin de Dimbokro.

- Dans le modèle de profil d'altération monophasée décrit par Wyns et al. (1999) pour les granites de Bretagne, ces deux couches ont des épaisseurs identiques.

- Dans le modèle de profil d'altération polyphasée décrit par Dewandel et al. (2006) pour les granites de Maheshwaram, l'épaisseur de la couche *isaltérite* (10-15 m) est très importante devant celle des *allotérites* (0-3 m).

- Les épaisseurs de ces couches sont constantes dans l'espace à la fois dans les modèles de profils d'altération monophasée et polyphasée.

- Dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur de la *couche fissurée* est presque la même que celle des couches *allotérite* et *isaltérite*, alors que dans les granites de Bretagne (modèle de profil d'altération monophasée), elle est 4 fois plus importante que la couche *isaltérite*. Dans les granites de Maheshwaram (modèle de profil d'altération polyphasée), elle correspond au double de celle des *isaltérites*.

- A Dimbokro, le *granite sain fracturé* est densément fracturé et comprend une prédominance des fractures horizontales alors que dans les modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram), le *granite sain fracturé* ne présente que des fractures verticales et très localisées. La structure du sommet du *granite sain fracturé* (prédominance de fractures horizontales) à Dimbokro semble être identique à celle du sommet

de la *couche fissurée* des modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram) qui sont caractérisés par une prédominance de fractures horizontales.

3) L'implication hydrodynamique de la caractérisation du profil d'altération sur les granites, les métasédiments et les volcanites dans le bassin de Dimbokro a montré que :

- L'occurrence des arrivées d'eau est moins profonde dans les granites et les métasédiments que sur les métavolcanites. Les arrivées d'eau sont localisées à la fois dans les couches *isaltérite*, *fissurée* et *socle sain fracturé* dans les métasédiments et les volcanites alors que dans les granites, elles sont localisées uniquement dans les compartiments *fissurés* et *granite sain fracturé*. L'analyse simultanée de l'évolution des fréquences, des densités des arrivées d'eau ainsi que les débits qui leur sont associés en fonction de la profondeur montre que sur les granites et les métasédiments, l'évolution du débit est cohérente avec celles des fréquences et des densités des arrivées d'eau ; alors que dans les métavolcanites, l'évolution du débit des AE est cohérente avec celles des fréquence et des densités que dans les 60 premiers mètres. Au-delà de 60 mètre de profondeur, elle ne l'est plus : la classe de profondeur associée au débit maximal correspond à la classe de profondeur pour laquelle la fréquence et la densité des A.E ne sont pas élevées. Dans les métavolcanites les forages de fortes productivités sont ceux qui captent les accidents profonds localisés dans des profondeurs caractérisées par de faibles fréquence et densité des AE. Les forts débits fournis par ces accidents sont probablement liés à leur dimension (faille régionale) ou à leur interconnexion avec d'autres systèmes de fractures.

- Les conductivités hydrauliques associées aux couches *isaltérites* des différentes formations (hormis les formations granitiques dans lesquelles les couches *altérites* sont dénoyées) sont très faibles, en raison notamment de la présence d'argile dans ces couches. Les conductivités hydrauliques associées à la couche *isaltérite* sont du même ordre de grandeur (10^{-8} m.s^{-1}) dans les métasédiments et les métavolcanites ; toutefois, la conductivité hydraulique associée à cette couche est légèrement plus élevée dans les métavolcanites ($5,6 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$) que dans les métasédiments ($4,7 \times 10^{-8} \text{ m.s}^{-1}$).

- La couche *fissurée* a une conductivité hydraulique plus faible dans les granites ($4,4 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$) que dans les métasédiments ($6,7 \times 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$) et les métavolcanites ($9,7 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$).

¹). La couche *fissurée* a une conductivité hydraulique relativement plus importante dans les métavolcanites que dans les métasédiments.

- La conductivité hydraulique dans les *métabasaltes sains fracturés* ($3,5 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne) est environ 10 fois supérieure à celle des *grès sains fracturés* ($4,1 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ en moyenne). Pour le socle sain fracturé, la conductivité hydraulique équivalente des métavolcanites ($1,9 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$) est légèrement supérieure à celles des métasédiments ($1,3 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$).

- Dans les granites, les métasédiments et les métavolcanites, la variation spatiale de la conductivité hydraulique et de la productivité (débit spécifique) des forages est influencée à la fois par l'épaisseur des couches du profil d'altération, et par la topographie. Dans les métasédiments, la productivité des forages évolue avec la conductivité hydraulique de deux façon distinctes : (i) dans les endroits topographiquement bas, la productivité des forages est proportionnelle à l'épaisseur de la couche *allotérite* et augmente lorsque la conductivité hydraulique augmente; (ii) en Dans les zones topographiquement planes, la productivité des forages est proportionnelle à l'épaisseur de la couche *fissurée*. Pour chacun de ces trois profils, la productivité augmente lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* diminue, excepté pour les granites dans les zones topographiquement hautes où la productivité évolue proportionnellement à l'épaisseur de la couche *allotérite*.

4) La Comparaison des données hydrodynamique du bassin de Dimbokro avec celles existantes dans la région de Maheshwaram (Inde) révèle:

- La distribution des AE en fonction de la profondeur obéit à une loi log-normale. Les AE s'étendent sur une profondeur plus importante à Dimbokro qu'à Maheshwaram. En effet, ces AE sont localisées principalement entre 10 et 75 m avec une forte concentration autour de 40 m dans les granites de Dimbokro, alors qu'elles sont localisées entre 9 et 35 m avec une forte densité entre 15 et 30m dans les granites de Maheshwaram.

- Dans le granite de Maheshwaram, les débits associés aux AE augmentent avec la profondeur, principalement entre 20 et 30 m ; au-delà de 35 m, aucune évolution du débit n'est constatée (Maréchal & Dewandel, 2004). Dans les granites de Dimbokro, les AE se

rencontrent entre 20 et 80 m, essentiellement dans le socle sain fracturé, avec un maximum constaté entre 40 et 60 m.

- Les valeurs de conductivité hydraulique issues de l'interprétation de l'essai par pompage sur chaque forage, donc caractéristique des aquifères granitiques de Dimbokro s'étendent entre $2,5 \times 10^{-7}$ et $3,2 \times 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Ces valeurs restent faibles par rapport aux conductivités hydrauliques caractéristique des aquifères granitiques de Maheshwaram (5×10^{-6} à $9 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) mais présentent sensiblement la même gamme de variation que les conductivités hydrauliques (10^{-9} à $3 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$) mesurées en Ouganda sur des roches cristallines également soumises à des cycles d'érosion et d'altération contrôlés tectoniquement. La conductivité hydraulique des aquifères granitiques de la région de Dimbokro est dans la majorité des cas inférieure à celles connues pour les formations cristallines en Afrique, dont la gamme de variation est généralement comprise entre 10^{-6} m.s^{-1} et 10^{-4} m.s^{-1}

5) La modélisation de l'écoulement régional des aquifères du bassin de Dimbokro constitue une première initiative de l'évaluation quantitative de l'écoulement souterrain régional du bassin de Dimbokro. Le modèle numérique ainsi développé est conceptuellement basé sur les modèles géologique et hydrogéologique proposés dans le bassin de Dimbokro.

Dans les approches milieu *continu équivalent* et *milieu continu discrétisé*, les conductivités hydrauliques estimées à partir de l'interprétation des essais par pompage ne permettent pas de reproduire la piézométrie mesurée. Les ajustements entre les charges simulées et les charges mesurées des modèles sont obtenus avec des conductivités hydrauliques 1000 fois supérieures à celles estimées à l'aide de l'interprétation des essais par pompage. Ainsi, à l'échelle régionale, les conductivités de la couche *altérite* estimées sont de $K= 4,7 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour les domaines de granite et de métasédiment et $K= 5,6 \times 10^{-5} \text{ m.s}^{-1}$ pour le domaine des métavolcanites. Les conductivités de la couche *fissurée* sont estimées à $K= 4,4 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 6 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, et $K= 9,7 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ respectivement pour les domaines de granites, de métasédiments et de métavolcanites.

L'approche *milieu continu discrétisé* intégrant les fractures discrètes dans le socle, présente un bilan de masse nettement meilleure que l'approche *milieu continu équivalent*. Les fractures du socle possèdent des conductivités hydrauliques de $K= 4,4 \times 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, $K= 4,1 \times 10^{-3}$

$m.s^{-1}$ et $K= 3,5 \times 10^{-2} m.s^{-1}$ respectivement dans les domaines de granite, de métasédiment et de métavolcanite. Ce sont ces fractures à forte perméabilité qui permettent d'évacuer le flux d'eau en provenance de l'infiltration, équilibrant ainsi le bilan hydraulique.

Les résultats de ces calculs ne seront valables qu'à l'intérieur des hypothèses émises (milieu homogène isotrope, considération de valeurs de conductivité hydraulique globale au sein des unités géologique etc.). Cette première approche de modélisation adoptée dans le bassin de Dimbokro doit être affinée. En effet, l'effet d'échelle constaté au niveau de la conductivité hydraulique ne s'appliquerait pas forcément de la même manière sur des ensembles lithologiques différents et suivant les différentes directions de l'espace.

Ainsi, ces résultats fournis par une modélisation simplifiée de l'écoulement du bassin ne sauraient être représentatifs d'un écoulement local ou à l'échelle du forage. Pour des études locales et plus détaillées, la réalisation d'un modèle plus détaillé s'avère nécessaire. Une modélisation en régime transitoire basée sur les observations de la fluctuation des eaux souterraines du bassin et sur la variation spatio-temporaire de la recharge doit être réalisée pour améliorer le modèle d'écoulement régional ainsi proposé.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Le travail réalisé dans la région de Dimbokro-Bongouanou a permis de proposer une image synthétique de la réalité caractérisant la structure ainsi que les propriétés hydrodynamique des aquifères du bassin de Dimbokro. Pour aboutir à ce résultat, la présente étude s'appuie sur des informations provenant de la photo-interprétation d'images satellitaires, ainsi que sur des informations géologiques et hydrogéologiques issues : (i) d'études antérieures réalisées en Côte d'Ivoire, depuis la veille des indépendances jusqu'au début des années 80 par l'Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération ; (ii) de différentes campagnes d'hydraulique villageoise entreprises par l'Etat ivoirien dans cette région ; (iii) des missions de terrain que nous avons réalisées dans la région en 2008 et 2009. L'interprétation et le traitement de ces données a permis de spatialiser les accidents qui découpent le socle et structurent les aquifères de la région, de proposer des modèles conceptuels géologique et hydrogéologique, ainsi que de réaliser une modélisation numérique de l'écoulement, à l'échelle du bassin de Dimbokro.

Spatialisation des accidents régionaux et identification de leur incidence sur l'hydrogéologie du bassin de Dimbokro

Dans un premier temps, la méthodologie utilisée pour cartographier les accidents majeurs a consisté à spatialiser les linéaments régionaux susceptibles d'être en relation avec la fracturation du socle à partir de l'analyse combinée d'une image Radar (Radarsat) et d'une image Landsat, puis à valider ces linéaments aux moyens de données géologiques. La comparaison des directions des grandes familles de linéaments issus de la photo-interprétation d'images satellitaires avec les directions de fracturation relevées sur carte géologique ainsi qu'avec celles relevées sur affleurements, a permis de montrer l'adéquation entre ces différentes directions, et ainsi de valider la carte des linéaments issus de la photo-interprétation d'images satellitaires.

Dans un second temps, la mise en évidence des corrélations entre débit des forages et position de ces forages par rapport aux accidents régionaux a permis d'identifier le rôle de ces derniers dans le contrôle des écoulements souterrains. En effet, le positionnement, sur une

même carte, des accidents régionaux et des forages réalisés dans la région a montré que les forages ayant un débit (air lift) supérieur à 5 m³/h (dit *forage à fort débit*) sont situés sur ou à proximité des accidents régionaux. En revanche, les forages ayant un débit (air lift) inférieur à 5 m³/h (dit *forage à faible débit*) sont pour la plupart situés dans des endroits où les accidents majeurs n'ont pas été identifiés. Seuls les forages ayant un débit supérieur à 5 m³/h présentent une corrélation négative entre le débit et la distance qui les séparent des accidents majeurs. Cette corrélation négative signifie que les débits des forages situés sur les accidents régionaux (ou à proximité de ceux-ci) sont les plus élevés.

En guise de conclusion de cette première phase de travail, nous recommandons donc que (i) la carte des accidents majeurs établie à partir de la méthodologie basée sur la photo-interprétation d'images satellitaires serve de référence pour la réalisation de futures campagnes d'hydraulique villageoise dans la région de Dimbokro-Bongouanou ; (ii) cette méthodologie de cartographie des accidents majeurs appliquée avec succès à la région de Dimbokro-Bongouanou soit mise en place dans d'autres régions de la Côte d'Ivoire afin d'optimiser la productivité des forages en les positionnant le plus près possible des accidents majeurs.

De plus, la méthodologie proposée est rapide dans sa mise en œuvre et elle n'engendre pas de coûts additionnels exorbitants, ce qui la rend utilisable dans le cadre de futures campagnes d'hydraulique villageoise.

Modèle conceptuel géologique

La caractérisation de la structure de l'aquifère est un élément clé pour la compréhension de son fonctionnement hydrodynamique. L'analyse de divers types de données constituées notamment de lithologs, de données de résistivités électriques et des observations des profils d'altération lorsqu'ils sont visibles a permis de proposer un modèle de la structure géologique de l'aquifère du bassin de Dimbokro.

Le modèle conceptuel géologique proposé ne considère pas le socle comme une unité constituée d'une masse rocheuse compacte altérée dans sa partie superficielle, et parsemée de vides introduit par les fractures dans sa partie inférieure; bien que ce modèle conceptuel soit admis et couramment utilisé pour décrire la région, le socle sera ici considéré comme une unité complexe constituée de plusieurs couches. Ce modèle, représentatif de la structuration verticale du profil d'altération associé aux différentes formations géologiques de la région, intègre l'histoire des différents cycles d'altération et d'érosion subis par les granites, les

métasédiments et les métavolcanites, principales unités géologiques de la région de Dimbokro-Bongouanou.

Du sommet à la base de ce profil, on observe une structuration en quatre couches non stratiformes comprenant, sous une épaisseur de *sol* plus ou moins développé, une couche *allotérite*, une couche *isaltérite*, une couche *fissurée* et le *socle sain fracturé*. Ces différentes couches ont des épaisseurs variables à l'échelle régionale, dont l'évolution spatiale est contrainte par la topographie récente. Les couches *allotérite* et *isaltérite* sont très altérées et essentiellement argileuses. Sous la couche *allotérite*, se trouve la couche *fissuré* légèrement altérée et caractérisée par des fissures subhorizontales dont la densité diminue du sommet à la base de cette couche. Le *socle sain fracturé* qui constitue la base du profil d'altération comprend des fractures dont les ouvertures peuvent parfois atteindre 3 cm à l'affleurement.

La comparaison entre les profils d'altération caractéristiques des différentes unités géologiques de la région révèle que l'épaisseur du profil d'altération des granites (2 à 20 m) est plus faible que celle du profil d'altération des métasédiments (30 à 80 m), qui est elle-même plus faible que celle du profil d'altération des métavolcanites (40 à 100 m). Dans les métasédiments et les métavolcanites, le profil d'altération au dessus du socle sain, présente la même direction de schistosité (N40-50). La différence d'épaisseur entre les profils des trois types de formations est liée à : (i) l'aptitude au cuirassement du profil d'altération associé, (ii) l'aptitude au démantèlement des profils d'altération cuirassés, qui dépend notamment de la tenue des altérites sous jacentes à la cuirasse (croûte ferrugineuse). La différence d'épaisseur entre les profils sur métasédiments et métavolcanites peut également être liée au fait que les métavolcanites correspondent à des zones de relief, où les croûtes ferrugineuses sont d'avantage développées que dans les métasédiments. Dans les métavolcanites, la résistance du profil d'altération au démantèlement est illustrée par la présence des différents types d'aplanissements cuirassés, témoins des différentes paléosurfaces mises en place du Miopliocène au Quaternaire récent. Contrairement aux métasédiments, les métavolcanites sont des zones de hauts reliefs avec des profils complets dus à la présence des croûtes ferrugineuses bien développées à leur sommet qui les protègent contre le démantèlement. Le profil d'altération à Dimbokro proposé à Dimbokro comparé aux modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram), montre que

Dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur des couches allotérite et isaltérite évoluent de façon inversement proportionnelle, de sorte que dans les endroits où l'épaisseur de la couche allotérite est importante, celle de la couche isaltérite est faible et vice versa; l'épaisseur respective de ces couches varie entre 2 et 5 m dans le bassin de Dimbokro ; alors que dans le modèle de profil d'altération monophasée décrit par Wyns et al. (1999) pour les granites de Bretagne, ces deux couches ont des épaisseurs identiques.

- Les épaisseurs de ces couches sont constantes dans l'espace à la fois dans les modèles de profils d'altération monophasée et polyphasée. Alors que dans les granites de Dimbokro, l'épaisseur de la *couche fissurée* est presque la même que celle des couches *allotérite* et *isaltérite*, alors que dans les granites de Bretagne (modèle de profil d'altération monophasée), elle est 4 fois plus importante que la couche *isaltérite*. Dans les granites de Maheshwaram (modèle de profil d'altération polyphasée), elle correspond au double de celle des *isaltérites*.

- A Dimbokro, le *granite sain fracturé* est densément fracturé et comprend une prédominance des fractures horizontales alors que dans les modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram), le *granite sain fracturé* ne présente que des fractures verticales et très localisées. La structure du sommet du *granite sain fracturé* (prédominance de fractures horizontales) à Dimbokro semble être identique à celle du sommet de la *couche fissurée* des modèles de profil d'altération monophasée (Bretagne) et polyphasée (Maheshwaram) qui sont caractérisés par une prédominance de fractures horizontales

Modèle conceptuel hydrogéologique

L'analyse de données hydrogéologique issues des campagnes d'hydraulique réalisées dans le bassin de Dimbokro a permis de caractériser les propriétés hydrodynamiques des différentes couches du profil d'altération des formations du bassin. De nombreuses arrivées d'eau supposées associées à des zones de fractures conductrices sont identifiées le long de chacun des profils d'altération associés aux différentes formations géologiques. La fréquence, la densité et le débit de ces arrivées d'eau varient en fonction de la profondeur et est fonction du type de formation géologique. Dans les granites et les métasédiments, les arrivées d'eau sont identifiées à partir de 10 m sous la surface du sol et jusqu'à près de 80 et 100 m respectivement, avec des fréquences et des densités maximales autour de 45 m de profondeur. Dans les métavolcanites, les arrivées d'eau sont identifiées à plus grande profondeur entre 30

et 110 m et leur fréquence maximale d'occurrence se situe aux alentours de 60 m de profondeur. Les débits (air-lift) associés aux arrivées d'eau sont plus importants dans les métavolcanites avec un maximum (mesuré sur 8 forages) de 5 m³/h entre 80 et 100 m de profondeur. Dans les granites, les débits (air-lift) sont plus faibles avec un maximum de 1,8 m³/h entre 40 et 60 m de profondeur.

L'analyse de la productivité des forages en fonction de leur profondeur révèle que la productivité (débit spécifique) n'est pas proportionnelle à la profondeur totale du forage. Cette absence de proportionnalité peut être expliquée par le fait que les couches des différents profils d'altération des formations géologiques de Dimbokro-Bongouanou ne sont pas stratiformes. De ce fait, la couche *fissurée* et le *socle sain fracturé* qui totalisent le maximum d'arrivées d'eau se situent à des profondeurs différentes suivant la topographie. Les productivités optimales identifiées dans la région sont obtenues pour des profondeurs de forages entre: (i) 40 et 60 m sur granite, (ii) 40 et 60 m (lorsque la couche fissurée et le grès sain fracturé qui totalisent le maximum d'arrivées d'eau sont proches de la surface du sol) et entre 80 et 90 m (lorsqu'ils sont localisés plus en profondeur), sur métasédiments ; (iii). 80 et 90 m dans les métavolcanites.

D'un point de vue application, pour les futures campagnes d'hydrauliques, les profondeurs d'« arrêt » de la foration doivent être fixées en fonction des domaines géologiques du bassin en tenant compte de ces différentes classes de profondeur. Ceci permettra d'obtenir un bon rendement au niveau de la productivité des forages et de rentabiliser le coût des différentes campagnes d'hydraulique villageoise.

Les conductivités hydrauliques estimées à partir des données de pompage dans la région de Dimbokro-Bongouanou s'inscrivent dans la gamme des valeurs généralement obtenues sur les formations cristallines en Afrique, qui sont de l'ordre de 10⁻⁶ à 10⁻⁴ m.s⁻¹. Elles sont influencées par l'épaisseur des couches du profil d'altération et la topographie.

L'évolution spatiale de la productivité des forages (débit spécifique) et de la conductivité hydraulique associée à ces forages montre que les forages qui recoupent les zones de forte conductivité hydraulique, caractérisées par une forte épaisseur de la couche *fissurée* ne sont pas forcément ceux qui présentent le maximum de débit spécifique. En effet, dans les granites, la productivité des forages est proportionnelle à l'épaisseur de la couche

allotérite (qui surmonte la couche *fissurée*), et inversement proportionnelle à l'épaisseur de la couche *fissurée*. Dans les métasédiments et les métavolcanites, la productivité est proportionnelle à l'épaisseur de la couche *fissurée* et décroît lorsque l'épaisseur de la couche *allotérite* augmente. Dans ces formations, l'évolution spatiale de la productivité est cohérente avec celle de la conductivité hydraulique, en d'autres termes, les forages associés aux conductivités hydrauliques sont également ceux qui montrent de forts débits spécifiques.

Modélisation numérique de l'écoulement

Au terme de ce travail, les modèles géologiques et hydrogéologiques élaborés ont permis de proposer une première modélisation numérique de l'écoulement régional. Dans cette modélisation en régime permanent ainsi proposé, deux approches : (i) approche *milieu continu équivalent* dans laquelle les différentes couches du modèle sont supposées homogènes et isotropes et (ii) approche *milieu continu discrétisé* (ou *milieu discret/continu*) avec prise en compte discrète de la fracturation, dans laquelle les différentes couches du modèle sont supposées homogènes et isotropes et les fractures verticales qui affectent le socle sont introduites de façon discrète. Dans les deux approches, les conductivités hydrauliques estimées à partir de l'interprétation des essais par pompage ne permettent pas de reproduire la piézométrie mesurée. Les conductivités hydrauliques des couches permettant la meilleure adéquation entre potentiels hydrauliques simulés et potentiels hydrauliques mesurés sont 1000 fois supérieures aux conductivités hydrauliques estimées à partir des données de pompage. Par ailleurs, l'approche *milieu continu discrétisé* intégrant les fractures discrètes dans le socle, présente un bilan de masse nettement meilleure que l'approche *milieu continu équivalent*.

Perspectives

La modélisation numérique de l'écoulement proposé dans la région de Dimbokro-Bongouanou est une première approche qui a nécessité bon nombre d'hypothèses simplificatrices quant à la propriété physique des différentes couches de l'aquifère. Cette modélisation mérite donc d'être approfondie en tenant compte de paramètres et de variables plus détaillées : (i) intégration de différents paramètres hydrauliques sur la base des domaines de perméabilité définis dans le bassin de Dimbokro ; (ii) variation spatiale et temporelle de l'infiltration qui conditionne la recharge de l'aquifère.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Ackerer, Ph., Younès, A. & Mosé, R. (1999) Modeling variable density flow and solute transport in porous medium. I. Numerical model and verification. *Transport Porous Med.*, **35**, 345–373

Acuna, J.A. & Yortsos, Y.C. (1995) Application of fractal geometry to the study of networks of fractures and their pressure transient. *Water resources research*, **31** (3), 527–540.

Adou, A. (1970) Reconnaissance hydrogéologique dans la Région de Dimbokro. *Projet Mammouth, SODEMI, Côte d'Ivoire*.

Ahoussi, K.E. (2008) Evaluation quantitative et qualitative des ressources en eau dans le sud de la côte d'ivoire. Application de l'hydrochimie et des isotopes de l'environnement à l'étude des aquifères continus et discontinus de la région d'Abidjan–Agboville. *Thèse de l'Université de Cocody, Côte d'Ivoire*.

Andersson, C., Benabderrahmane, A., Bystrom, J. & Oberg, M. (1992) Remote sensing as a tool in groundwater assessment. *Hydrogéol. No. 1-2*, 93–99.

Arbogast, T., Wheeler, M.F. & Yotov, I. (1997) Mixed finite elements for elliptic problems with tensor coefficients as cell-centered finite differences. *SIAM. J. Numer. Anal.*, **34** (2), 828–852.

Archambault, J. (1954) Données et problèmes d'hydrogéologie en Côte d'Ivoire. *Rapport de mission, BURGEAP, F*.

Assani, A. (1999) Analyse de la variabilité temporelle des précipitations (1916–1996) à Lumbashi (Congo-Kinshasa) en relation avec certains indicateurs de la circulation atmosphérique (oscillation australe) et océanique (El Niño/La Niña), *Sécheresse*, **10**(4), 245–252.

Avenard, J.M., Eldin, M., Girard, G., Sirconlou, J., Touchebeuf, L.P., Guillaumet, J.L., Adjanooun, E & Perraud, A. (1971) Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. *Mémoire ORSTOM*, **50**, 11–72.

Avenard, J.M. (1973) Evolution géomorphologique au quaternaire dans le centre ouest de la Côte d'Ivoire. *Revue de Géomorphologie Dynamique*, **22**(4), 145–160.

Baecher, G.B., Lanney, N.A. & Einstein, H.H. (1977) Statistical description of rock properties and sampling. Proceeding of the 18th U.S. Symposium on rock Mechanics, A.I.M.E., **5**, 1–8.

Bahitr, M., Jalal M & Blavoux, B. (2001) Isotopie et ressources en eau en zone aride et semi-aride, exemple du bassin de Meskala-Kourimat (Maroc). *First International conference on Saltwater Intrusion and Coastal Aquifers- Monitoring, Modeling and Management. Essaouira, Morocco, April 2001*, 23–25.

Bai, T., Pollard, D.D & Gross, M.R. (2000) Mechanical prediction of fracture aperture in layered rocks, *Journal of geophysical research*, **105** (B1), 707–721.

Bard, J. P. (1974) Les grands accidents du craton ouest-Africain en Côte d'ivoire, des décrochements post-éburnéens. *C.R. Acad. Sci., Paris*. **278**, 2609–2611.

Barenblatt, G.I., Zheltov, I.P. & Kochina, I.N. (1960) Basic concept in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks, *J. Appl. Math.*, **24**, 1286–1303.

Berger, J., Camerlo, J., Fahy, J.C. & Haubert, M. (1980) Etude des ressources en eaux souterraines dans une région de socle cristallin: “la Boucle de cacao” en Côte d'ivoire. *Bull. BRGM. Sér. II. Sect. III*. **4**, 335–338.

Bertin, H., Panfilov, M. & Quintard, M. (2000) Two types of transient phenomena and full relaxation macroscale model for single phase flow through double porosity media. *Transp. Porus Media*, **39** (1), 73–96.

Beucher, H. (1983) Contribution de la géostatistique à l'étude d'un milieu fracture et mise au point d'un modèle hydraulique sur le site de la mine de Fanay-Augères. *Rapport Ecole de Mine de paris, CIG n°LHM/RD/83/10.*

Biemi, J. (1992) Contribution à l'étude géologique et par télédétection des bassins versants subsahariens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostrutturale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la haute Marahoué (Côte d'Ivoire) : *Thèse de doctorat des sciences naturelles, faculté des sciences et techniques, université nationale de Côte d'Ivoire.*

Biémi, J., Jourda, J. P., Deslandes, S. & Gwyn, H. (1997) Positionnement, productivité et gestion des forages en milieu fissuré de Côte d'Ivoire par télédétection et système d'information géographique. *Atelier de la FAO sur Télédétection et ressources en eau, Montpellier. Séries Water report 16. (www.fao.org/docrep/w7320b18.htm)*

Billiaux, D., Chilès, J.P., Hestir, K. & Long, J. (1989) Three-dimensional statistical modelling of a fractured rock mass - an example from the Fanay-Augères Mine, *Int. J. Rock. Mech. Min. Sci. & Geomech. Abstr.*, **26** (3/4), 281–299.

Billiaux, D. (1990) Influence de la connectivité d'un reseau de fractures sur sa reponse à un essai de pompage. In : *Rock at Great Depth*, Maury, V.A., Fourmaintraux, D. (Eds.), Balkema, A.A, Rotterdam, Pays-Bas, 473–480.

Blot, A (1980) L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Travaux et Documents de l'ORSTOM.*

Bonn, F. & Rochon, G. (1992) Précis de télédétection : principes et méthodes. *Pres univ. Québec. AUPELF-UREF.vol. 1.*

Bonnet, E., Bour, O., Odling, N., Main, I., Berkowitz, B., Davy, P. & Cowie, P. (2001) Scaling of Fracture Systems in Geological Media, *Reviews of Geophysics*, **39** (3), 347–383.

Bonvallet, J & Boulangé, B. (1970) Note sur le relief et son évolution dans la région de Bongouanou (Côte d'Ivoire). *Cah. ORSTOM, sér. Géol. II* (2), 171–183.

Bouchaou, L., Michelot, J.L., Vengosh, A., Hsissou, Y., Qurtobi, M., Gaye, C.B., Bullen, T.D & Zuppi, G.M. (2008) Application of multiple isotopic and geochemical tracers for investigation of recharge, salinization, and residence time of water in the Souss-Massa aquifer, southwest of morocco. *Journal of hydrology* **352**, 267–287.

Boulet, R (1972) Modalités d'action du lessivage dans les sols tropicaux développés sur granite (Haute-volta) : étude micromorphologique. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédologie*, **10** (4), 321–341.

Bour, O. & Davy, P. (1997) Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resour. Res.*, **33** (7), 1567–1583.

Bour, O. & Davy, P. (1998) On the connectivity of three-dimensional fault network. *Water Resour. Res.*, **34** (10), 2611–2622;

Bour, O. & Davy, P. (1999) Clustering and size distributions of fault patterns : Theory and measurements. *Geophysical Research Letters*, **26** (13), 2001–2004.

Bour, O., Davy, P., darcel, C. & Odling, N. (2002) A statistical scaling model for fracture network geometry, with validation on a multiscale mapping of a joint network (Hornelen Basin, Norway). *Journal of Geophysical Research*, **107** (B6), 2113, doi: 10.1029/2001JB000176.

Bourbiaux, B., Granet, S., Landereau, P., Noetinger, B., Sarda, S. & Sabathier, J.C. (1999) Scaling up matrix-fracture transfers in dual –porosity models : theory and application, SPE 56557. *Proceedings of the SPE Annual Technical Conference and Exhibition, Houston*, 3–4.

Boyer, J. F., Lubes–Niel, H., Fritsch, J. M., Masson, J.M. & Marieu, B. (1998) Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et centrale. IAHS Publication, **252**, 323–337.

Brezzi, F. & Fortin, M. (1991) Mixed and hybrid finite element methods. New York: *Springer-Verlag*.

Bricquet J.P., Bamba F., Mahe G., Toure M. & Olivry J.C. (1997) Variabilité des ressources en eau de l'Afrique atlantique. *PHI publication*. **16**, 83–94.

Brou, Y. T. (1997). Analyse et dynamique de la pluviométrie dans le Sud forestier ivoirien : recherche de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques. *Thèse de Doctorat de 3ème cycle de l'Université de Cocody, Côte d'Ivoire*.

Brou, Y. T. (2005). Climat, mutations socio-économiques et paysages en Côte d'Ivoire. *Mémoire de synthèse des activités scientifiques présenté en vue de l'obtention de l'Habilitation à Diriger des Recherches, Université des Sciences et Techniques de Lille, France*.

Buckley, D.K. & Zeil, P. (1984) The character of fractured rock aquifers in eastern Botswana, *challenges in African Hydrology and water resources (Proceeding of the Harare Symposium, july 1984)*. IAHS publ. **144**, 25–35.

Cacas, M.-C. (1989) Développement d'un modèle tridimensionnel stochastique discret pour la simulation de l'écoulement et des transferts de masse et de chaleur en milieu fracturé. *Thèse Ecole des Mines de Paris, France*.

Cacas, M.C., Ledoux, E., de Marsily, G., Tillie, B., Barbreau, A., Durand, E., Feuga, B. & Peaudecerf, P. (1990) Modeling fracture flow with a stochastic discrete fracture network : calibration and validation. *Water Resour Res.*, **26**, (3), 479–489.

Cacas, M.C., Letouzey, J. & Sassi, W. (1997) Modélisation multi-échelle de la fracturation naturelle des roches sédimentaires stratifiées. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **324**, (IIa), 663–668.

Camerlo, J., Fahy, J-C. & Haubert, M. (1977) Premiers résultats de forages destinés à l'alimentation en eau des villages réalisés dans le Birimien de la Côte d'Ivoire. Conférence des Nations Unies sur l'eau de Mar-Del-Plata (Argentine). *CIEH. Bull.* **28**, 10–15.

Casasent, D. & Shenoy, R. (1996) Synthetic aperture radar detection and clutter rejection minace filter. *Pattern Recognition* **30**, 151–161.

Castaing, C., Genter, A., Bourguine, B., Chilès, J.P., Wendling, J. & Siegel, P. (2002) Taking into account the complexity of natural fracture systems in reservoir single-phase flow modeling. *Journal of Hydrology* **266**, 83–98.

Chavent, G., Younes, A. & Ackerer, Ph. (2003) On the finite volume reformulation of the mixed finite element method for elliptic and parabolic PDE on triangles. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, **192**, 655–682.

Chen, Z. & Ewing, R.E. (1997) Fully discrete finite element analysis of multiphase flow in groundwater hydrology. *SIAM. J. Numer. Anal.*, **34** (6), 2228–2253.

Chilès, J.P. (1989a) Three dimensional geometric modelling of the fracture network. *In: Geostatistical, Sensitivity, and Uncertainty Methods for Ground-water Flow and Radionuclide Transport Modelling*, B.E Buxton (Ed), Battelle Press, Columbus, Ohio., 361–385

Chilès, J.P. (1989b) Modélisation géométrique de réseaux de fractures. *In : Geostatistics*, M. Armstrong (Ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Ntherlands., **1**, 57–76.

Chilès, J.P. (1999) Bibliographie sur l'approche stochastique des milieux fracturés. *Rapport BRGM R40961 Orléans, France*.

Chilès, J.P. (2004) La modélisation géostatistique de la variabilité spatial et ses applications. *Memoires des Sciences de la Terre n°2004.01, Ecole des Mines de Paris, France*, 71.

Chilès, J.P., Bourguine, B., Castaing, C. & Genter, A. (2000) stochastic modeling and simulation of fracture networks in petroleum and geothermal reservoirs. *In Geostatistics 2000 Cape Town*, W.J. Kleingeld and D.G. Krige, eds. Geostatistical Association of Southern Africa, **1**, 413–423.

Chilès, J. P. & de Marsily, G. (1993) Stochastic models of fracture systems and their use in flow and transport modeling. In: *Flow and contaminant transport in fractured rock*, J.Bear, G. de Marsily, and C.F.Tsang (Eds.), Academic Press, San Diego, California Chap 4, 169–236.

Chilès, J.P., Guérin, F. & Billaux, D. (1992) 3D stochastic simulation of fracture network and flow at Stripa conditioned on observed fractures and calibrated on measured flow rates. In *rock Mechanics, Tillerson J.R Wawersik W.R. (Eds), balkema A.A., Rotterdam, Netherlands*, 533–542.

Chilton, P.J. & Smith-Carington, A.K. (1984) Characteristics of the weathered basement aquifer in Malawi in relation to rural water supplies, challenges in African Hydrology and water resources (Proceeding of the Harare Symposium, July 1984). *IAHS publ. no. 144*, 57–72.

Chorowicz, J. & Deffontaines, B. (1993) Transfer Faults and Pull-Apart Model in the Rhinegraben From Analysis of Multisource Data. *J. Geophys. Res.* **98**, 339–14,351.

Chounet, L.M., Hilhorst, D., Jouron, C., Kelanemer, Y. & Nicolas, P. (1999) Simulation of water flow and heat transfer in soils by means of a mixed finite element method. *Adv. Water Resour.*, **22** (5), 445–460.

Clauser, C. (1992) Permeability of crystalline rocks. *Eos Trans. AGU*, **73**(21), 237–238.

Cronin, A.A., Barth, J.A.C., Elliot, T & Kalin, R.M. (2005) Recharge velocity and geochemical evolution for the Permo-triassic Sherwood Sandstone, Northern Ireland. *Journal of hydrology* **315**, 308–324.

Darcel, C. (2002) Corrélation dans les reseaux de fractures : Caractérisation et conséquences sur les propriétés hydrauliques. *Thèse de l'université de Rennes, France*.

Darcel, C., Bour, O., Davy, P. & De Dreuzy, J.R. (2003) Connectivity properties of two-dimensional fracture networks with stochastic fractal correlation. *Water resour. Res.*, **39** (10), 1272–1285.

Darcy, H. (1856) Détermination des Lois D'Écoulement De L'eau à Travers Le Sable, Appendix, Note D, in *Fontaines Publiques de la Ville de Dijon*, edited by P. edited by V. Dalmont, 590–594.

Davidson, G.R., Bassett, L.R., Hardin, E.L & Thompson, D.L. (1998) Geochemical evidence of preferential flow of water through fractures in unsaturated tuff, Apache Leap, Arisona. *Applied Geochemistry*, **13**, 185–195.

Davy, P. (1993) On the frequency-length distribution of the San Andreas fault system. *J. Geophys. Res.*, **98** (12), 141–151.

De Dreuzy, J.R., Davy, P. & Bour, O. (2000) Percolation threshold of 3D random ellipses with widely-scattered distributions of eccentricity and size. *Physical Review E*, **62**, 5948–5952.

De Dreuzy, J.R., Davy, P. & Bour, O. (2001) Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture, 1, Effective connectivity. *Water resources Research*, **37** (8), 2065–2078.

De Dreuzy, J.R., Davy, P. & Bour, O. (2002) Hydraulic properties of two-dimensional random fracture networks following power law distributions of length and aperture. *Water resources Research*, **38** (12), 1–9.

De Marsily, G. (1985) Flow and transport in fractured rocks. Connectivity and scale effect. In: Hydrogeology of Rocks of Low Perméability, *Memoires Int. Assoc. Hydrogeol.*, **17**, 267–277.

De Marsily, G. (2002) Stochastic Description of Flow in Porous Media. *Encyclopedia of physical Science and Technology, Third Edition*, **16**, 95–104.

Delaney, P.T., Pollard, D.D., Ziony, J.I. & McKee, E.H. (1986) Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research* **91**, 4920–4938.

Delany, F. (1965) Mission hydrogéologique des régions à substratum schisteux (COTE D'IVOIRE). *Rapport de mission SODEMI, Côte d'Ivoire*.

Detay, M., Poyet, P., Emsellm, Y., Bernadi, A. & Aubrac, G. (1989) Influence du développement du réservoir capacitif d'altérites et de son état de saturation sur les caractéristiques hydrodynamiques des forages en zone de socle cristallin, *comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris II* **309**, 429–436.

Dewandal, B., Lachassagne, P., Boudier, F., Al-Hattali, S., Ladouche, B., Pinault J.L & Al-Suleimani, Z. (2005) A conceptual hydrogeological model of ophiolite hard rock aquifers in Oman base dona multiscale and multidisciplinary approach. *Hydrogeology Journal*, **13**, 708–726.

Dewandel, B., Lachassagne, P., Wyns, R., Maréchal, J. C. & Krishnamurthy, N. S. (2006) A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *J. hydrol.* **330**, 260–284.

Diersch, H.J.G. & Kolditz, O. (1998) Coupled groundwater flow and transport: 2. Thermohaline and 3D convection systems. *Advances in Water Resources*, **21**, 401–425.

Durand, V. Deffontaines, B., Leonardi, V., Guerin, R., Wyns, R., Marsily, G. & De Bonjour, J.L. (2006) A multidisciplinary approach to determine the structural geometry of hard rock aquifers. Application to the Plancoet migmatic aquifer (NE Brittany, France). *Bull. Soc. Geol. de France* **177**, 227-234.

Durlafsky, L.J. (1994) Accuracy of mixed and control volume finite element approximations to Darcy velocity and related quantities. *Water Resour. Res.*, **30** (4), 965–973.

Dverstorp, B. & Andersson, J. (1989) Application of discrete fracture network concept with field data : possibilities of model calibration and validation. *Water Resour. Res.*, **2** (3), 540–550.

Dykhuizen, R.C. (1990) A new coupling term for dual-porosity models. *Water Resour. Res.*, **26** (2), 351–356.

Ellins, K. K. (1992) Stable Isotopic Study of Groundwater of the Martha Brae River Basin, Jamaica. *Water Resources Research*, **28** (6), 1597–1604.

Ezzedine, S. & de Marsily, G. (1993) Study of transient Flow in hard Fractured Rocks With a Discrete Fracture Network model. In: *International journal of rock mechanics and mining sciences and geomechanics abstracts, US symposium on rock mechanics in 1990s N°34 Madison WI*, **30** (7), 1605–1609.

Faillat, J. P (1985) Synthèse et commentaires d'études de forage en zone de socle fissuré éruptif et métamorphique, principalement en Afrique. *110^{ème} congr. Nat. Soc. Sav, coll. Géol. Afri., Montpellier. Fasc. VI*, 317–329.

Farthing, M.W., Kees, C.E. & Miller, C.T. (2002) Mixed finite element methods and higher-order temporal approximations. *Advances in Water Resources*, **25**, 85–101.

Filippi, C., Milville, F & Thiery, D. (1990) Evaluation de la recharge naturelle des aquiferes en climat Soudano- Sahelien par modelisation hydrologique globale : Application à dix sites au Burkina Faso. *Journal des Sciences Hydrologiques*, **35** (1), 29–48.

Finsterle, S., Fabryka-Martin, J.T & Wang, J.SY. (2002) Migration of a water pulse through fractured porous media. *Journal of contaminant Hydrology* **54** 37–57.

Foster., S. S. D. (1984) African groundwater development-the challenges for hydrogeological science, challenges in African Hydrology and water resources (Proceeding of the Harare Symposium, July 1984). *IAHS publ. no. 144*, 3–12.

Freyssinet, P. & Farah, A. S. (2000) Geochemical mass balance and weathering rates of ultramafic schists in Amazonia, *Chemical Geology*, **170**, 133–151.

Frind, E.O. & Matanga, G.B. (1985) The dual formulation of flow for contaminant plumes with large dispersive contrast: Evaluation of alternating direction Galerkin techniques. *Water Resour. Res.*, **21**, 159–169.

Frost, V. S., Stiles, J. A., Josephine, A., Shanmugan, K. S. & Holtzman, J. C. (1982) A Model for Radar Images and Its Application to Adaptive Digital Filtering of Multiplicative Noise. *IEEE Transactions on Pattern Analysis and Machine Intelligence. PAMI.* **4**, 157–166.

Gaviglio, P. (1985) A fault and stress field analysis in a coal mine (Gardonne, Bouches du Rhône, France). *Tectonophysics* **113**, 349–366.

Geirnaert, W., Groen, M., Van Der Sommen, J. & Leusink, A. (1984) Isotope studies as a final stage in groundwater investigations on the African shield, challenges in African Hydrology and water resources (Proceeding of the Harare Symposium, July 1984). *IAHS publ. no.* **144**, 141–153.

Gentier, S. & Hopkins, D.L. (1997) Mapping fracture aperture as a function of normal stress using a combination of casting, image analysis and modeling techniques. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **34** (3/4), 375–382.

Geological Society London. (1990) Engineering group working part report: Tropical residual soil, *Quarterly journal of Engineering Geology* **23**, 1–101.

Gerke, H.H. & van Genuchten, M.T. (1993) A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resour. Res.*, **29** (2), 305–319.

Gerke, H.H. & van Genuchten, M.T. (1996) Macroscopic representation of structural geometry for simulating water and solutes in structured porous media. *Advances in Water Resources*, **19** (6), 343–357.

Gervais, F., Gentier, S. & Chilès, J.P. (1995) Geostatistical analysis and hierarchical modeling of a fracture network in a stratified rock mass. In: *Fractured and Jointed Rock Masses*, Myer, Cook, Goodman & Tsang (Eds.), Balkema, Rotterdam. ISBN 9054105917, 153–159.

Giao, P.H., Weller, A., Hien, D. H. & Adisornsupawat, K. (2008) An approach to construct the weathering profile in hilly granitic terrain based on electrical imaging, *Journal of Applied Geophysics* **65** 30–38.

Goula, B. T. A., Savané, I., Konan, B. Fadika, V. & Gnamien, K. B. (2005) Etude comparative de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau des bassins de N'Zo et N'Zi en Côte d'Ivoire. *Sci. Nat.* **2** (1), 19–34.

Goula, B. T. A., Savané, I., Konan, B. Fadika, V. & Gnamien, K. B. (2006) Impact de la variabilité climatique sur les ressources hydriques des bassins de N'Zo et N'Zi en Côte d'Ivoire (Afrique tropicale humide). *Vertigo*, **7** (1), 1–12.

Grandin, G. (1976) Aplaniissement cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'ouest. *Mémoire ORSTOM*, **82**.

Grandin, G & Delvigne, J. (1969) Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire géomorphologique de la Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **269**, 1474–1477.

Greenbaum, D. (1992) Structural influences on the occurrence of groundwater in SE Zimbabwe. In Hydrogeology of Crystalline Basement Aquifers in Africa, *Geological Society, London, Special Publications*, **66**, 77–85.

Guiraud, R. (1975) Eléments pour une orientation nouvelle de la recherche des eaux souterraines dans les régions à substratum métamorphique ou éruptif de l'Afrique occidentale. *Congrès international d'hydrogéologie Porto- ALGER, Brésil. CIEH. Bull.* **21**, 2–8.

Guiraud, R. & Lenck, P. (1975) Sur l'intérêt majeur des zones de failles dans le socle métamorphique et éruptif de l'Afrique de l'Ouest. *Journées techniques CIEH, Bull.* **22**, 1–7.

Henriksen, H. & Braathen, A. (2005) Effects of fractures lineaments and in situ rock stresses on groundwater flow in hard rock: case study from sunnfjord, western Norway. *Hydrogeol. J.* **14**, 444–461.

- Hoteit, H., Erhel, J., Mosé, R., Philippe, B. & Ackerer, Ph. (2002) Numerical reliability for mixed methods applied to flow problems in porous media. *Computational Geosciences* **6** 161–194.
- Houston, J.F.T. & Lewis, R.T. (1988) The victoria province drought relief project, II. Borehole yield relationships. *Ground water* **26** (4), 418–426.
- Howard, K., Hughes, M., Charlesworth, D.L. & Ngobi, G. (1992) Hydrogeologic evaluation of fracture permeability in crystalline basement aquifers of Uganda, *Applied hydrogeology* **1**, 55–65.
- Hubert, P., Carbonnel, J.P. & Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’Ouest. *Journal of hydrology*, **110**, 349–367.
- Hubert, P., Servat, E., Paturel, J.E., Kouame, B., Bendjoudi, H., Carbonnel, J. P. & Lubes-Niel, H. (1998) La procédure de segmentation, dix ans après. *IAHS*, **252**, 267–273.
- Huber, R. & Helmig, R. (1999) Multiphase flow in heterogeneous porous media: A classical finite element method versus an implicit pressure–explicit saturation-based mixed finite element–finite volume approach. *Int. J. Numer. Meth. Fluids*, **29**, 899–920.
- James, A.I. & Graham, W.D. (1999) Numerical approximation of head and flux covariances in three dimensions using mixed finite elements. *Adv. Water Resour.* **22** (7), 729–740.
- Josnin, J-Y., Jourde, H., Fénart, P & Bidaux, P. (2002) A three-dimensional model to simulate joint networks in layered rocks, *Canadian Journal of Earth Sciences*, **39** (10) 1443–1455.
- Jourde, H. (1998) Simulation d’essais de puits en milieu fracturé à partir d’un modèle discret basé sur les lois mécaniques de la fracturation : validation sur sites expérimentaux. *Thèse, université de Montpellier 2, France*.
- Jourde, H., Cornaton, F., Pistre, S. & Bidaux, P. (2002) Flow behavior in a dual fracture network. *J. Hydrol.* **266**, 99–119.

Kamel, S., Dassi, L & Zouari, K.B. (2005) A Geochemical and isotopic investigation of the aquifer system in the Djerid-Nefzaoua basin, Southern Tunisia. *Environ Geol* **49**: 159–170.

Kazemi, H. (1969) Pressure transient analysis of naturally fractured reservoirs with uniform fracture distribution. *Soc. Pet. Eng. J.*, 451–462.

Kiraly, L. (1978) La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition, *Bulletin du centre d'hydrogéologie*, **2**, 83–221.

Kouamé F., Gion, P., Biémi J. & Kouadio, A. (1999) Méthode de cartographie des discontinuités-images extraites d'images satellitales: exemple de la région semi-montagneuse à l'ouest de la Côte d'Ivoire. *Téledétection* **1**, 139–156.

Kouassi, A. M. (2007) Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie–débit et ses impacts sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi (Bandama) Côte d'Ivoire. *Thèse de Doctorat de l'Université de Cocody*, Abidjan.

Kruseman, G.P & DE Ridder, N.A. (1990) Analysis and Evaluation of Pumping Test Data, *International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen*, 2^{ème} édition.

Kuan, D. T., Sawchuk, A. A., Strand, T. C. & chavel, P. (1985) Adaptive noise smoothing filter for images with signal dependent noise. *IEEE Trans. Pattern Analysis and Machine Intelligence* **7**, 165–177.

Kwang-Sik, L & Yongje, K. (2007) Determining the seasonality of groundwater recharge using water isotopies : a case study from the upper North Han River Basin, Korea. *Environ Geol*, **52**, 853–859.

Lachassagne, P., Wyns, R., Bérard, P., Bruel, T., Chéry, L., Coutand, T., Desprats, J.F. & Le Strat, P. (2001) Exploitation of high-yields in hard-rock aquifers : Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones, *Ground water*, **39** (4), 568–581.

- Lacombe, O., Angelier, J., Rocher, M., Bergues, J., Deffontaines, B., Chu, H.T., Hu, J.C. & Lee, J.C. (1996) Contraintes et plissements au front d'une chaîne de collision: l'exemple des calcaires récifaux pliocènes de Yutengping (Taiwan). *Bull. Soc. Géol. France* **167**, 361–374.
- Landereau, P., Noetinger, B. & Quintard, M. (2001) Quasy-steady two-equation models for diffusive transport in fractured porous media: large-scale properties for densely fractured systems. *Advances in Water Resources*, **24**, 863–876.
- Lasm, T., Kouamé, F., Oga, M. S., Jourda, J. R. P., Soro, N. & Kouadio, B. H. (2004) Etude de la productivité des réservoirs des zones de socle. Cas du noyau archéen de Man-Danané (ouest de la Côte d'Ivoire). *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie* **5**, 97–115.
- Lee, J. S. (1980) Digital image enhancement and noise filtering by use of local statistics, *IEEE Transactions On Pattern Analysis and Machine Intelligence* **2**, 165–168.
- Lim, K.T. & Aziz, K. (1995) Matrix-fracture transfer shape factors for dual-porosity simulators. *journal of petroleum science and engineering*, **13**, 169–178.
- Long, J.C.S. & Witherspoon, P.A. (1985) The Relationship of the Degree of Interconnection to Permeability in fracture Networks. *J.Geophys.Res.*, **90** (B4), 3087–3098.
- Long, J.C.S., Remer, J.S., Wilson, C.R. & Witherspoon, P.A. (1982) Porous Media Equivalents for Networks of Discontinuous Fractures. *Water Resour. Res.*, **18** (3), 645–658.
- Lowman, P. D. (1991) Original shape of the sudbury structure, Canada : A study with Airborne imaging radar. *Canadian journal of remote sensing* **17**, 152–161.
- Lubes-Niel, H., Masson J. M., Paturel, J. E. & Servat, E. (1998) Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Revue des sciences de l'eau*, **3**, 383–408.
- Lucas, Y. & Chauvet, A. (1992) Soil formation in tropically weathered terrains. Butt, C.R (eds), Regolith exploration geochemistry in tropical and sub-tropical terrains. *Handbook of Exploration Geochemistry*, **4**, 57–77.

Maftai, C., Gherghina, C., Gelmambet, S. & Buta, C. (2007) ETREF un logiciel qui calcule l'évapotranspiration de référence. *Annals of the ORADEA University, Fascicle of management and technological Engineering*, **VI**, 86–93.

Mahé, G. & Olivry, J.C. (1995) Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse*, **6** (1), 109–117.

Mahlknecht, J., Garfias-Solis, J., Aravena, R., & Tesch, R. (2006) Geochemical and isotopic investigations on groundwater residence time and flow in the independence Basin, Mexico, *Journal of hydrology* **324**, 283–300.

Maillary, J. C. (1964) Notice explicative des cartes hydrogéologiques d'Abengourou et Dimbokro (1/200 000).

Mandelbrot, B.B., Passoja, D.E. & Paullay, A.J. (1984) Fractal Character of fracture surfaces of metals. *Nature*, **308**, 721–722.

Maréchal, J.C., Wyns, R., Lachassagne, P., Subrahmanyam, K. & Touchard, F. (2003) Anisotropie verticale de la perméabilité de l'horizon fissuré des aquifères de socle : concordance avec la structure géologique des profils d'atération. *Compte rendu de Géoscience*, **335**, 451–460.

Maréchal, J.C., Dewandel, B. & Subrahmanyam, K. (2004) Use of hydraulic tests at different scales to characterize fracture network properties in the weathered-fractured layer of a hard rock aquifer, *Water ressour. Res.*, **40**, W11508, doi: 10.1029/2004WR003137.

Massoud, H. (1987) Modélisation de la petite fracturation par les techniques de la géostatistique. *Thèse de Docteur-ingénieur, E.N.S. des Mines de Paris, Document du BRGM, n°155, Orléans, France.*

McFarlane, M.J. (1992) Groundwater movement and water chemistry associated with weathering profiles of the African surface in Malawi. In Wright, E.P & Burgess, W.G. (eds),

Hydrogeology of crystalline Basement Aquifers in Africa, *Geological Society Special Publication*, **66**, 101–129.

Michel, P. (1969) Chronologie du quaternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse. *Bull. de l'Ass. Fr. pour l'étude du quaternaire*, **2**, 30–51.

Michel, P. (1974) Les glacis cuirassés d'Afrique occidentale et centrale. *Colloques scientifiques de l'Un. De tours*, 70–79.

Mitchell, R.J. & Mayer, A.S. (1998) A numerical model for transient hysteretic flow and solute transport in unsaturated porous media. *J. Contamin. Hydrol.*, **50**, 243–64.

Mosé, R., Siegel, P. & Ackerer, P. (1994) Application of the mixed hybrid finite element approximation in a groundwater flow model: luxury or necessity? *Water Resour. Res.*, **30** (11), 3001–3012.

Moyne, C. (1997) Two-equation model for a diffusive process in porous media using the volume averaging method with an unsteady-state closure. *Advance in Water Resources*, **20** (2-3), 63–76.

Musy, A. & Laglaine, V. (1992) Hydrologie générale, Ed. *Presse Universitaire du EPFL Lausaune*, Suisse.

Mustapha, H. (2005) Simulation numérique de l'écoulement dans les milieux fracturés tridimensionnels. *Thèse de doctorat, Université de Rennes1*, France.

Nahon, D.B. (1986) Evolution of iron crusts in tropical landscapes. In: Colman, S.M., Dethier, D.P (Eds), rates of chemical weathering of rocks and minerals. *Academic press*, Orlando, Florida, 169–191.

Nahon, D. & Tardy, Y. (1992). The ferruginous laterites. In: Butt, C.R., Zeegers, H (eds) Regolith exploration geochemistry in tropical and sub-tropical terrains. *Handbook of Exploration Geochemistry* **4**, 41–55.

- Nastev, M., Rivera, A., Lefebvre, R., Martel, R. & Savard, M. (2005) Numerical simulation of groundwater flow in regional rock aquifers, southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeology Journal*, **13**, 835–848.
- Neuman, S.P. (1975), Analysis of pumping test data from anisotropic unconfined aquifers considering delayed gravity response, *Water Resource Research*, **11**(2), 329–342.
- Neuman, S.P. (1990) Universal Scaling of Hydraulic Conductivities and Dispersivities in Geologic Media. *Water Resour. Res.*, **26** (8), 1749–1758.
- Neuman, S.P. (1994) Generalized Scaling of Permeabilities. *Geophysical Research Letters*, **21** (5), 349–352.
- Neves, M. A. & Morales, N. (2007) Structural control over well productivity in the Jundiai River catchment, Southeastern Bresil. *Annals of the Bresilian Academy of Sciences* **79**, 307–320.
- N’go Y. A., Goné, D. L., Savané, I. & Goblé M. M. (2005) Potentialités en eaux souterraines des aquifères fissurés de la région d’Agboville (Sud Ouest de la Côte d’Ivoire) : Caractérisation hydroclimatique et physique. *Afrique Science* **01** (1), 127–144.
- Nicholson, S. E. (1980) The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 473–487.
- Njitchoua, R., Dever, L., Fontes, J. C & Naah, E. (1997) Geochemical origin and recharge mechanisms of groundwaters from the Garoua Sandstone aquifer, northern Cameroon, *Journal of Hydrology* **190**, 123–140.
- N’Zi, J. (1964) Les gisements de bauxites de la région de Bongouanou, *DMG, Service Géologique, Abidjan*.
- Oberg, M. (1992) Satellite image enhancement techniques for hydrogeological mapping. *Hydrogéol. Nos 1-2*, 89–91.

Ollier, C.D. & Galloway, R.W. (1990) The laterite profil, ferricrete and unconformity. *Catena* **17**, 97–109.

Oudin, L. (2004) Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit. *Thèse Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et Forêts*, Paris.

Oudin, L. (2006). Une formule simple d'évapotranspiration potentielle pour la modélisation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. *La houille blanche*, **6**, 113–120.

Ouédraogo, M. (2001) Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante: normes hydrologiques et modélisation régionale. *Thèse de l'Université de Montpellier II*, France.

Panuela, G., Hughes, R.G., Civan, F. & Wiggins, M.L. (2002) Time-dependent shape factors for secondary recovery in naturally fractured reservoirs. *Proceeding of SPE/DOE, Improved Oil Recovery Symposium, Tulsa, Oklahoma, USA*, 13–17.

Paturel, J.E., Koukponou, P., Ouattara, F. Laour, A. Mahé, G. & Cres, F. N. (2002) Variabilité du climat du Burkina Faso au cours de la seconde moitié du XXème siècle. *Sud Sciences et Technologies* **8**, 41–49.

Paturel, J.E., Boubacar, I. & Laour, A. (2004) Évolution de la pluviométrie annuelle en Afrique de l'Ouest et centrale au XXème siècle. *Sud Sciences et Technologies* **13**, 40–46.

Pedelaborde, P. (1968) *Cahiers de géographie du Québec*, **12**, (25), 5–23.

Peltre, P (1977) Le « V » baoulé : Héritage géomorphologique et paléoclimatique dans le tracé du contact forêt-savane. *Cahier ORSTOM*.

Pénicand C., Rudant J. P. & Nezry E. (1995) Utilisation opérationnelle des images de télédétection RADAR pour la cartographie. *Bull. SFPT*. **137**, 35–41.

Penman, H. L. (1949) A General Survey of Meteorology in Agriculture and an Account of the Physics of Irrigation Control. In: *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, London, 293–302.

Pettitt, A. N. (1979) A non-parametric approach to the change–point problem. *Application Statistique* **28** (2), 126–135.

Pistre, S., Rives T. & Bangoy L. M. (1995) A new approach for the prediction of unexposed fractured reservoirs : A case study from Millas granite. *Hydrol. Sci. J.* **40**, 351–365.

Popov, V. & Power, H. (1999) The DRM-MD integral equation method : an efficient approach for the numerical solution of domain dominant problems. *Int. J. Numer. Meth. Eng.*, **44**, 327–353.

Pruess, K. & Narasimhan, T. (1985) A practical method for modeling fluid and heat flow in fractured porous media. *Soc. Pet. Eng. J.*, **25** (1), 14–26.

Quintard, M. & Whitaker, S. (1996) Transport in chemically and mechanically heterogeneous porous media. I: Theoretical development of region-averaged equations for slightly compressible single-phase flow. *Advances in Water Resources*, **19**, 29–47.

Rangel-Germain, E.R. & Kovscek, A.R. (2006) Time-dependent matrix-fracture shape factors for partially and completely immersed fractures. *journal of petroleum science and engineering* **54**, 149–163.

Razack, M. (1984) Application des methodes numériques et statistiques à l'identification des reservoirs fissurés carbonatés en hydrogéologie. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Montpellier 2*.

Renard, Ph. & de Marsily, G. (1997) Calculating equivalent permeability : a review. *Advances in Water resources*, **20** (5-6) 253–278.

Robinson, C. A., El-Baz, F., Al-Saud, T. S. M. & Jeon, S.B. (2006) Use of radar data to decline palaeodrainage leading to the Kufra Oasis in the eastern Sahara. *Journal of African Earth Sciences* **44**, 229–240.

Rossier, Y. & Sandmeier, N. (1983) Etude hydrogéologique d'un massif granitique fissuré. *Thèse de 3^e cycle, Université de Besançon, France.*

Ruxton, B. P. & Berry, L. (1957) Weathering of granite and associated erosional features. In: Sueko, T. (1988) Identification and classification of granitic residual soils using chemical weathering index, Proceedings of the second international conference on geomechanics in tropical soils, *Geomechanics in Tropical Soils*, Singapore **1**, 55–61.

Saley, M. B. (2003) Système d'informations hydrogéologiques à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semimontagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Thèse de l'Université de Cocody, Abidjan.*

Saley, M. B., B. Kouamé, K. F., Penven, M. J., Biémi, J. & Kouadio, B. H. (2005) Cartographie des zones à risqué d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire : apport des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Téledétection* **4**, 277–288.

Samardzioska, T. & Popov, V. (2005) Numerical comparison of the equivalent continuum, non-homogeneous and dual porosity models for flow and transport in fractured porous media. *Advance in Water Resources*, **28**, 235–255.

Savané, I., Béné G. B., Guyon, Q. H. & Biémi, J. (1995) Application de la télédétection à la recherche des eaux souterraines en milieu de socle cristallin : cas d'Odienné, Côte d'Ivoire. *AUPELF-UREF, Télédétection et Ressource en eau, Ve journée scientifique de Tunis, Presse de l'Université de Québec* 1995, 111–120.

Savané, I., Coulibaly, K. M. & Gioan, P. (2001) Variabilité climatique et ressources en eaux souterraines dans la région semi-montagneuse de Man. *Sécheresse*, **12** (4), 231–237.

Savané, I., Coulibaly, K. M. & Gion, P. (2003) Etude comparative de trois méthodes de calcul du coefficient de tarissement des cours d'eau. *Sécheresse*, **14**, (1), 37–42.

Servat, E., Kouamé, B., Dezetter, A. & Paturel, J. E. (1997) Modélisation pluie-débit et régionalisation : Programme ERREAU en Côte d'Ivoire. *Edition CEMAGREF, FRIEND, troisième rapport 1994-1997.*

Servat, E., Paturel, J. E., Kouamé, B., TRavaglio, M., Ouedraogo, M., Boyer, J. F., Lubes-Niel, H., Fritsch, J. M., Masson, J.M. & Marieu, B. (1998) Identification, caractérisation et conséquences d'une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et centrale. *IAHS Publication*, **252**, 323-337.

Servat, E., Paturel, J.E., Lubes-Niel, H., Kouamé, B., Masson, J.M., Travaglio, M. & Marieu, B. (1999) Différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et centrale non sahélienne. *Revue des sciences de l'eau*, **12** (2), 363-387.

Sharma, M.L.(1988) Recharge estimation from the depth-distribution of environmental chloride in the unsaturated zone – Western Australia example. *Nato Advanced Study Institute*, **222**, 159-173.

Shook, G.M. (1996) Matrix-Fracture Interactions in Dual Porosity Simulation. *Office of Scientific and Technical Information (OSTI), Conf. 960913*

Singh, V.P., Xu, C.Y. (1997) Evaluation generalization of 13 mass-transfer equations for determining free water evaporation, *Hydrological process*, **11**, 311-323.

Snow, D.T. (1965) Aparallel plate model of fractured permeable media. Thèse de Doctorat, université de Californie, USA.

Snow, D.T. (1969) Anisotropic Permeability of fractured Media, *Water Resour. Res.*, **5** (6), 1273-1289.

Stone, W.J. (1999) Hydrogeology in Practice: A guide to characterizing groundwater systems. Eds., Robert A. McConin, United States of America

Sueko, T. (1988) Identification and classification of granitic residual soils using chemical weathering index, Proceedings of the second international conference on geomechanics in tropical soils, *Geomechanics in Tropical Soils*, Singapore 1, 55–61.

Tagini, B. (1971) Esquisse structural de la Côte d'Ivoire. Essai de géotechnique régionale. *SODEMI, Abidjan*.

Taylor, R.G. & Howard, K.W.F. (1998) Post-Paleozoic evolution of weathered land surfaces in Uganda by tectonically controlled deep weathering and stripping, *Geomorphology* 25 (3-4):173–192.

Taylor, R. & Howard, K. (2000) A tectono-geomorphic model of the hydrogeology of deeply weathered crystalline rock: Evidence from Uganda, *Hydrogeology Journal*, 8, 279–294.

Taylor, W.L., Pollard, D.D & Aydin, A. (1999) Fluid flow in discrete joint sets: Field observations and numerical simulations, *Journal of geophysical research*, 104 (12), 28,983–29,006.

Theis, C.V. (1935) The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using groundwater storage, *Geophysics, Union* 16: 519–524.

Thornthwaite, C. W. & Matter, J. R. (1957) Instructions and Tables for Computing Potential Evapotranspiration and the Water Balance, Centerton, New-Jersey, , Drexel Inst. Techn. Public, In: *Climatol.*, X, (3).

Toth, J.A. (1962) A theory of groundwater motion, *Journ. Geol.*, 48 (8), 785–944.

Tripet, J.P. (1972) Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse, Thèse de doctorat, université de Neuchâtel (Suisse).

Turc, L. (1969) Évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle, In: *Ann. Agron.*, Paris, 13–49.

Tyson, P. D., Dyer, G. J. & Mametse, M. N. (1975) Security changes in south Africa rainfall: 1880 to 1972. *Quart J Roy Met Soc*, **101**, 817–833.

Vengosh, A., Hening, S., Ganor, J., Mayer, B., Weyhenmeyer, C. E., Bullen, T. D & Paytan A. (2007) New isotopic evidence for the origin of groundwater from the Nubian Sandstone Aquifer in the Negev, Israel. *Applied Geochemistry* **22** 1052-1073

Van Wees, J.D., Cloetingh, S. & Vicente, G. (1996) The role of pre-existing faults in basin evolution: constraints from 2D finite element and 3D flexure models. In: *Modern Developments in structural Interpretation, Validation and Modelling*, Buchanan, P.G., Nieuwland, D. A. (Eds.), Special Publication **99**, Geological Society, London, 297–320.

Warren, J.E. & P.J. Root. (1963) The Behavior of Naturally Fractured Reservoirs, *Society of Petroleum Engineers Journal*, September, 245–255.

Wen, R. & Sinding-Larsen, R. (1997) Stochastic modeling and simulation of small faults by marked point processes and kriging. In: *Geostatistics Wollongong 96*, Baafi E.Y. Schofield N.A. (Eds.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1, 398–414.

Wilke, S., Guyon, E. & de Marsily, G. (1985) Water penetration through fractured rocks. A percolation description. *J. of Int. Assoc. of Math. Geol*, **10** (6), 269–276.

Wright, E. P. (1992). The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa, *Geological Society, London, Special Publications*, **66**, 1–27.

Wu, Y.S. & Pruess, K. (2000) Numerical simulation of non-isothermal multiphase tracer transport in heterogeneous fractured porous media. *Advances in Water Resources*, **23**, 699–723.

Wu, Y.S., Haukwa, C. & Bodvarson, G.S. (1999) A site-scale model for fluid and heat flow in the unsaturated zone of Yucca Mountain, Nevada. *Journal of Contaminant Hydrology* **38**, 185–215.

- Wu, Y. S., Liu, H. H. & Bodvarson, G. S. (2004) A triple-continuum approach for modelling flow and transport processes in fractured rock. *journal of contaminant hydrology* **73**, 145–179.
- Wyns, R., Gourry, J. C., Baltassat, J. M. & Lebert, F. (1999) Caractérisation multiparamètres des horizons de subsurface (0-100 m) en contexte de socle altéré. In: BRGM, IRD, UPMC (Eds), *2^{ème} Colloque GEOFCAN*, Orléans, France, 105–110.
- Wyns, R., Baltassat, J. M., Lachassagne, P., Legchenko, A., Vairon, J. & Mathieu, F. (2004) Application of SNMR soundings for groundwater reserves mapping in weathered basement rocks (Brittany, France), *Bulletin de la société Géologique de France* **175**, 21–34.
- Yao, D., Delor, C., Gadou, G., Kohou, P., Okou, A., Konaté, S. & Diaby I. (1990) Notice explicative de la carte géologique feuille de M’Bahiakro.
- Yao, D., Delor, C., Gadou, G., Kohou, P., Okou, A., Konaté, S. & Diaby, I. (1995) Notice explicative de la carte géologique feuille de Dimbokro.
- Yesou, H., Poin, J. C., Besnus, Y. & Saint Jean, R. (1993) Amélioration des données SPOT pour la cartographie structurale en milieu tropical. Exemple de la région des chapeaux de fer de Pagala (Togo). *IIIeme jour. Scient.Res.Téledéct.UREF, Toulouse, 13-16 novembre 1990. In : Outils microinformatiques et télédétection de l’évolution des milieux* (Ed. PUQ/AUPELF URE), 143–164.
- Younès, A., Mose, R., Ackerer, Ph. & Chavent, G. (1999) A new formulation of the mixed finite element method for solving elliptic and parabolic PDE with triangular elements. *Journal of Computational Physics* **149**, 148–167.
- Yunhan, D., Milne, A. K. & Forster, B. C. (2000) A review of SAR speckle filters: texture restoration and preservation. In: *IEEE International Geosciences and Remote Sensing Symposium, Honolulu, Hawaii, USA*, **2**, 633–635.
- Zimmerman, R., Chen, G., Hadgu, T. & Bodvarsson, G. (1993) A numerical dual-porosity model with semi-analytical treatment of fracture/matrix flow. *Water Resour Res*, **29**, 127–137.